



EL TRÁNSITO COMPRESIÓN-EXTENSIÓN EN LAS CUENCAS CENOZOICAS DE LA CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL: REGISTRO MEDIANTE LINEACIONES DE DISOLUCIÓN EN EL NORTE DE LA CUENCA DE TERUEL

The compression-extension transition in the Cenozoic basins of the eastern Iberian Chain: record by means of solution lineations at the northern Teruel Basin

Lope Ezquerro y José L. Simón

*Grupo de Investigación Geotransfer, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.
lope@unizar.es, jsimon@unizar.es*

Abstract: *The transition period between the development of Palaeogene, syn-orogenic basins and Neogene extensional basins in the Iberian Chain involves a change in tectonic regime that is barely recorded in Cenozoic materials. At the northern end of the Teruel Basin, the timing and the character of that tectonic change have been analysed by surveying solution lineations in conglomerate pebbles. The distribution of such lineations along a continuous stratigraphic succession (which includes a remarkable progressive unconformity) shows how compressional stress systems (horizontal σ_1) are only recorded in its lower part, while extensional ones (vertical σ_1) are recorded in its upper part. This upper part partially correlates with the units defined and dated in the Teruel Basin (Vallesian-Ruscinián). The lower part is attributed to the middle-upper Aragonian, younger than (or slightly overlapped with) the final sedimentary infill of the neighbouring Aliaga Basin, which only records compressional stress systems. As a result, the transition between both stress regimes should have occurred during the early Vallesian (ca. 10-11 Ma). As in other zones of the Iberian Chain, that transition was gradual in our study area and did not involve any significant tectonic inversion at a macrostructural scale.*

Key-words: *solution lineation, progressive unconformity, stress field, Miocene.*

Resumen: *El periodo de transición entre el desarrollo de las cuencas paleógenas sinorogénicas y las cuencas neógenas extensionales supone en la Cordillera Ibérica un cambio de régimen tectónico que está escasamente registrado en los materiales cenozoicos. En el extremo norte de la Cuenca de Teruel se han analizado la cronología y el carácter de dicho cambio tectónico mediante el análisis de lineaciones de disolución en cantos de conglomerados. La distribución de estas a lo largo de una sucesión sedimentaria continua (que incluye una notable discordancia progresiva) muestra cómo su parte inferior registra solo estados compresivos (σ_1 horizontal) mientras la superior registra estados extensionales (σ_1 vertical). Esta parte superior se correlaciona parcialmente con las unidades definidas y datadas en la Cuenca de Teruel (Vallesiense-Rusciniense). La parte inferior es atribuida al Aragoniense medio-superior, posterior a (o solapada ligeramente con) el relleno sedimentario final de la vecina Cuenca de Aliaga, que registra solo esfuerzos compresivos. Todo ello permite situar la transición entre ambos regímenes de esfuerzo en el Vallesiense inferior (ca. 10-11 Ma). Al igual que en otras zonas de la Cordillera Ibérica, dicha transición en el área de estudio se habría producido de forma gradual y sin conllevar aparentemente ninguna inversión tectónica significativa a escala macroestructural.*

Palabras clave: *lineación de disolución, discordancia progresiva, campo de esfuerzos, Mioceno.*

Ezquerro, L., Simón, J.L., 2017. El tránsito compresión-extensión en las cuencas cenozoicas de la Cordillera Ibérica oriental: registro mediante lineaciones de disolución en el norte de la Cuenca de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30(2): 9-26.

Planteamiento y objetivos

Los campos de esfuerzos tectónicos son entes complejos. Para las regiones en que han sido estudiados en detalle (la Cordillera Ibérica es una de ellas: Liesa, 2000; Liesa y Simón, 2009), los modelos de evolución se han ido enriqueciendo y matizando conforme se han acumulado datos. La noción de que los regímenes compresivo y extensional son antagónicos e incompatibles entre sí, implícitamente aceptada hasta hace unas décadas, quedó obsoleta ante modelos más elaborados como el formulado por Tapponier y Molnar (1976) para la tectónica intraplaca de Asia, o ante los campos de esfuerzos fuertemente heterogéneos (tanto en magnitud como en orientación) propuestos para la Península Ibérica (Simón, 1989, 1990; Muñoz y De Vicente, 1998; Herráiz *et al.*, 2000).

Un campo regional de esfuerzos es la suma de varias 'componentes genéticas' de origen tectónico, gravitacional o térmico (Caputo, 2005). Todas ellas se combinan en cada momento y lugar para producir un estado tensional local de acuerdo con las reglas de superposición de sistemas de esfuerzos (Ramsay, 1967, pp. 44-46). A su vez, la componente tectónica puede ser simple, *e.g.*, un solo sistema de esfuerzos relacionado con convergencia de placas, o compleja, originada por varias fuerzas tectónicas remotas o locales (Zoback, 1992). El resultado es un campo de esfuerzos heterogéneo en el espacio y en el tiempo, a causa de (i) gradientes de cada componente genética, (ii) perturbaciones por fallas u otras discontinuidades, o (iii) fenómenos de intercambio de ejes y partición de esfuerzos (Simón *et al.*, 1988, 2008; Caputo, 2005).

En las regiones intraplaca es frecuente que interfieran varios sistemas de esfuerzos tectónicos transmitidos desde los bordes de placa (*e.g.*, Bergerat, 1987; Andeweg *et al.*, 1999; Liesa y Simón, 2009). Si todos ellos actúan juntos, sus efectos en cada punto se sumarán para dar un tensor de esfuerzos único. Si no son exactamente coetáneos y predomina uno de ellos en cada estadio evolutivo, los respectivos campos de esfuerzos quedarán registrados de forma independiente como sucesivas 'fases tectónicas'. También puede haber situaciones intermedias en las que se producen transiciones o sustituciones progresivas entre sistemas de esfuerzos.

En este trabajo se presenta una nueva evidencia de la transición del régimen de esfuerzos compresivo al régimen extensional en un área intraplaca como es la Cordillera Ibérica. Dicha transición queda registrada a lo largo de la sucesión sedimentaria neógena que rellena el extremo norte de la Cuenca de Teruel, y que proporciona, por tanto, una acotación cronológica del proceso. Caracterizando dicha transición, este trabajo contribuye asimismo a reconstruir en detalle el inicio del desarrollo tectónico de la Cuenca de Teruel.

Contexto geológico

El modelo de evolución de esfuerzos propuesto por Liesa (2000) y Liesa y Simón (2009) para la compresión alpina en la Cordillera Ibérica incluye tres campos de es-

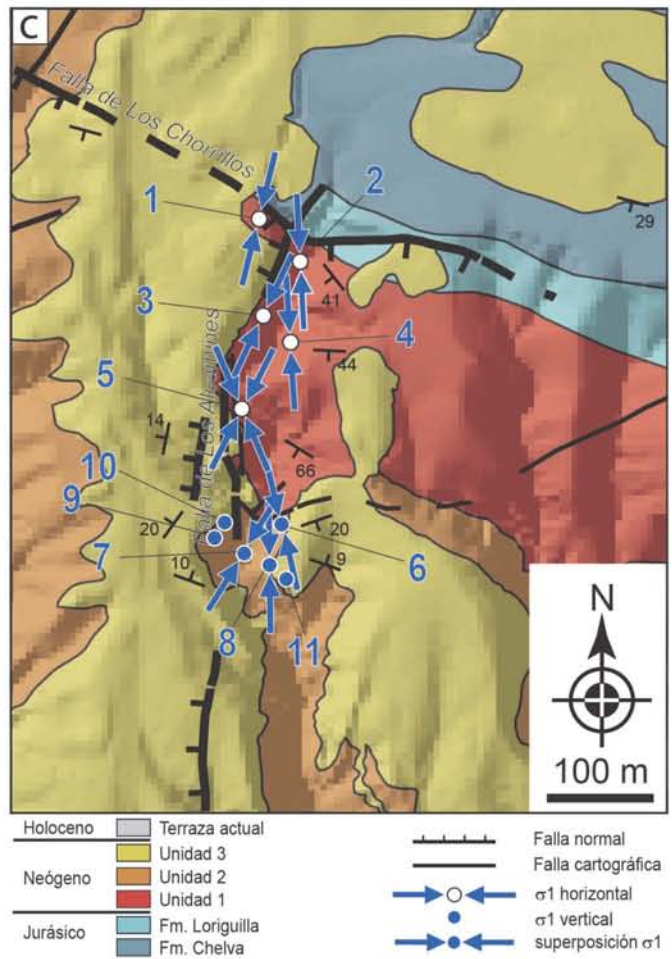
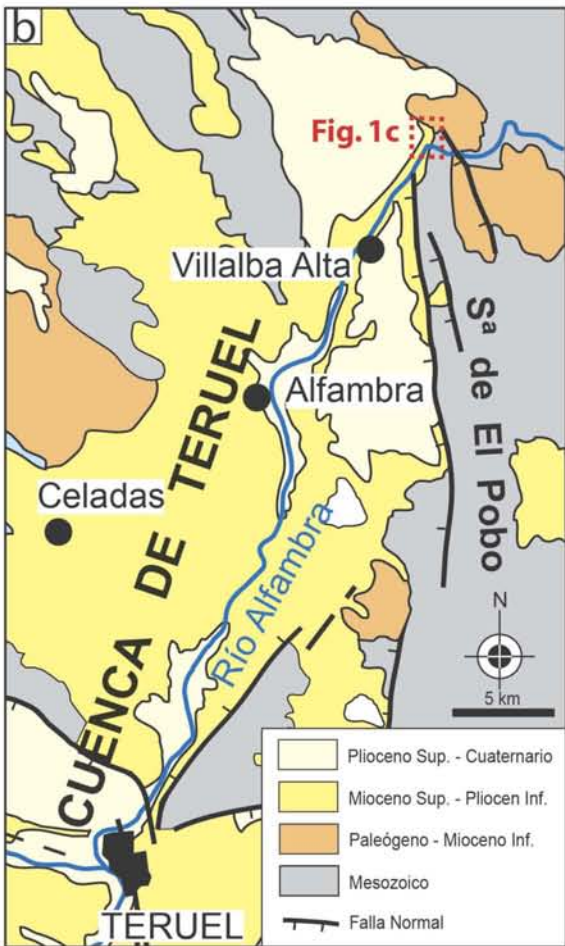
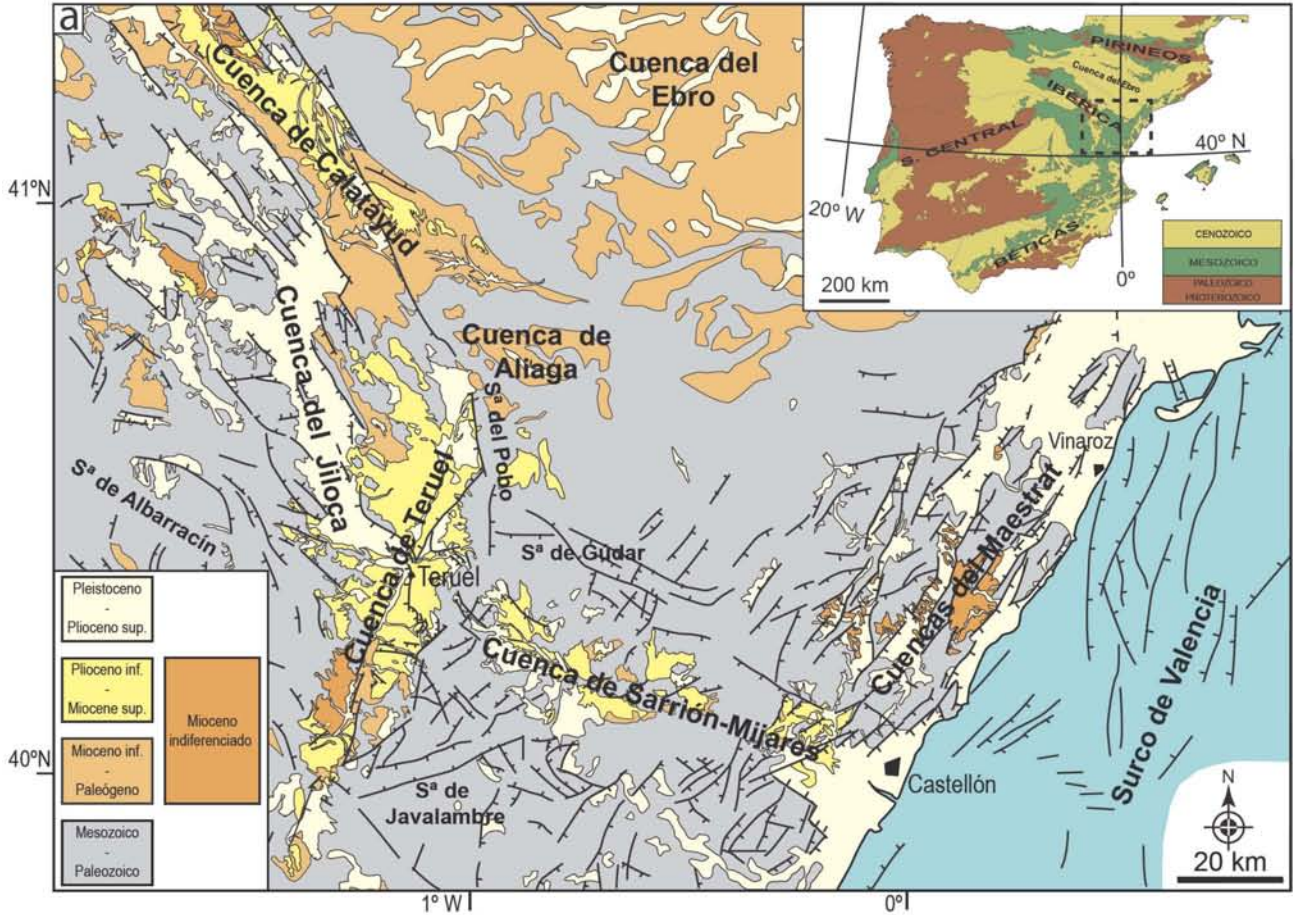
fuerzos independientes que evolucionan entre el Eoceno y el Mioceno siguiendo cinco estadios: *Bético temprano* (ONO-ESE), *Pirenaico-Ibérico* (NE-SO a ENE-OSO), *Bético intermedio* (NO-SE), *Bético tardío* o *Guadarrama* (NNO-SSE), y *Pirenaico tardío* (NNE-SSO). Esta evolución se completa con dos etapas extensionales ligadas al *rifting* del Surco de Valencia: una extensión ESE-ONO en el Mioceno Superior, y una extensión radial con σ_3 predominante ENE-OSO en el Plioceno Superior-Cuaternario (Simón, 1982, 1989; Capote *et al.*, 2002).

En el sector más oriental de la Cordillera Ibérica, Simón (1982, 1986) interpretó un tránsito gradual entre la última etapa compresiva y la primera etapa extensional, producto de la superposición del campo de esfuerzos *Bético tardío* y la extensión ligada al *rifting*, uno debilitándose y la otra intensificándose. Este tránsito se manifiesta mediante una rotación horaria del eje de esfuerzo máximo horizontal (σ_y , S_{Hmax}) de NNO-SSE a N-S y NNE-SSO, acompañada de una variación paulatina de la forma del elipsoide de esfuerzos: disminución del esfuerzo horizontal σ_y (σ_1) y aumento relativo del esfuerzo vertical σ_z (σ_2) hasta producirse el intercambio entre ambos ejes. La consecuencia cinemática sobre algunas fallas es una evolución transtensiva en la que se pasa progresivamente y sin solución de continuidad desde un movimiento de desgarre a otro normal puro (Guimerà, 1984; Simón, 1986). Esta interpretación estaba basada en argumentos sólidos de cronología relativa (superposición sistemática de estrías de componente normal sobre estrías de desgarre en las fallas transtensivas) pero, desafortunadamente, carecía de una conexión con la sedimentación sintectónica para acotar temporalmente el proceso. Para ello se hace necesario explorar en detalle la deformación interna de los materiales que rellenan las cuencas cenozoicas.

Las cuencas cenozoicas interiores de la Cordillera Ibérica se agrupan en dos tipos que difieren en edad y contexto tectónico. Por un lado están las cuencas paleógenas *s.l.*, situadas en su mayoría en la transición de la cadena montañosa a la Cuenca del Ebro (*e.g.*, cuencas de Aliaga, Bordón, Montalbán o Berge); su desarrollo es contemporáneo del plegamiento, tienen un pobre control cronoestratigráfico debido a la escasez de yacimientos de vertebrados, y su correlación y datación se basa sobre todo en el reconocimiento de unidades tectosedimentarias (Pérez, 1989; González, 1989; Pardo *et al.*, 1989, 2004). Por otro lado están las cuencas neógenas (*e.g.*, cuencas de Teruel y Jiloca), desarrolladas en el contexto extensional del Mioceno Superior-Plioceno; singularmente la Cuenca de Teruel posee una gran riqueza en yacimientos de vertebrados y su evolución se halla bien acotada cronológicamente (*e.g.*, Weerd, 1976; Mein *et al.*, 1983, 1990; Alcalá *et al.*, 2000; van Dam *et al.*, 2001).

Las cuencas de Aliaga y Teruel (Fig. 1a) pertenecen a uno y otro grupo, y son probablemente las que han regis-

Fig. 1.- (página siguiente) (a) y (b) Esquema geológico de la cuenca neógena de Teruel y su entorno, y situación del área de estudio. (c) Mapa geológico del área de estudio, con situación de las estaciones de toma de datos y orientaciones inferidas para los ejes de esfuerzos σ_1 .



trado de forma más completa la evolución compresiva y la extensión reciente, respectivamente, de la Cordillera Ibérica. La Cuenca de Aliaga es un sinclinorio situado en la lámina cabalgante de Utrillas y confinado por pliegues de direcciones dominantes NNO-SSE y ENE-OSO. Su relleno es contemporáneo de toda la historia de plegamiento de la cordillera, y en él se han distinguido seis unidades tectosedimentarias, cuatro de ellas paleógenas (T1 a T4) y dos atribuidas al inicio del Mioceno (T5 y T6) (González, 1989; González y Guimerà, 1993). La Cuenca de Teruel es una cuenca extensional ligada al *rifting* del Surco de Valencia (Simón, 1982; Roca y Guimerà, 1992). En su sector septentrional (Perales de Alfambra-Teruel) presenta una estructura en *semigraben* controlada por una zona de falla N-S que la separa de la Sierra de El Pobo (Fig. 1a). La subsidencia se generaliza en este sector a partir del comienzo del Mioceno Superior, manteniéndose un relleno continuo hasta el inicio del Cuaternario (Alcalá *et al.*, 2000; Ezquerro *et al.*, 2012). A pesar de hallarse geográficamente próximas, entre las cuencas de Aliaga y Teruel existe una discontinuidad evolutiva clara, y entre sus respectivos registros sedimentarios hay una laguna temporal que abarcaría aproximadamente el Aragoniense medio y superior.

El periodo crítico en que se produjo la transición entre los regímenes compresivo y extensional en la Cordillera Ibérica no presenta registro sedimentario ni en la Cuenca de Aliaga ni, en general, en el sector norte de la Cuenca de Teruel, pero sí podría tenerlo en otra cuenca o sector cuyo relleno abarque el lapso de tiempo que falta entre ambas. Hay en la Cordillera Ibérica al menos tres cuencas interiores con esas características: Calatayud, Mijares y sector sur de la Cuenca de Teruel. Todas ellas nacieron en un contexto tardi-orogénico y están activas durante el Aragoniense; los materiales que las rellenan están afectados por estructuras contractivas, a escala macroestructural en la primera (cabalgamiento de Daroca: Julivert, 1954; Colomer y Santanach, 1988; Ansón *et al.*, 2016) y mesoestructural en las tres (Simón, 1983, 1989; Paricio y Simón, 1986). Posteriormente, el relleno continuó en estas cuencas durante el Mioceno Superior-Plioceno (bajo tasas de subsidencia muy atenuadas en el caso de la Cuenca de Calatayud). Sin embargo, no existen datos estructurales ni información tectosedimentaria que permitan reconocer cómo se produjo en ellas la transición compresión-extensión.

Para cubrir este vacío en este trabajo se estudia un enclave de materiales cenozoicos que aparece cartográficamente como un apéndice de la Cuenca de Teruel en su extremo norte, pero al que el mapa geológico de la serie MAGNA (Godoy *et al.*, 1983) atribuye una edad más antigua. Es similar a otros retazos, de orientación tendente a NO-SE y solapados por el relleno principal mio-plioceno, que se suceden por todo el contorno de la cuenca, especialmente en su margen oeste inactivo (Fig. 1a). Uno de estos retazos situado en las inmediaciones de la localidad de Cuevas Labradas ha sido recientemente asignado a la zona de mamíferos MN4, que corresponde al Aragoniense inferior (Hordijk *et al.*, 2015). Aunque la edad y relación genética con la cuenca son imprecisas, su presencia sugiere que antes de que se generalizase el hundimiento del *semi-*

graben existieron espacios de acomodación más reducidos controlados aún por estructuras contractivas. Por tanto, son susceptibles de ocupar el vacío temporal que hay respecto a la cuenca compresiva de Aliaga y albergar algún tipo de registro del cambio de régimen tectónico compresivo a extensional.

Metodología

La metodología elegida para explorar el tránsito en el régimen de esfuerzos es el análisis de un tipo de estructuras de pequeña escala que, por su abundancia en determinadas rocas, pueden proporcionar un registro casi continuo de la variación de los ejes principales de paleoesfuerzos: las lineaciones de disolución en cantos de conglomerados. Su estudio en la cuenca cenozoica de Aliaga ha proporcionado excelentes resultados en cuanto a la evolución de los campos compresivos (Simón, 2006b). En el presente trabajo se toman dichos resultados como referencia y se analizan nuevos datos procedentes del extremo norte de la Cuenca de Teruel, donde la presencia de conglomerados de cantos calcáreos y matriz arenosa silíceas en la parte inferior de la sucesión sedimentaria constituye una circunstancia favorable para que se formen lineaciones de disolución.

Las lineaciones de disolución son definidas por Simón (2006a, 2007) como ejes de indentaciones de granos de la matriz en cantos solubles (usualmente, granos de cuarzo en cantos carbonatados), que reflejan las trayectorias de flujo de la matriz bajo el efecto de una deformación global de la roca que se acomoda por presión-disolución. Este mecanismo genético otorga a estas lineaciones un carácter de ‘indicador cinemático’ y, en principio, les resta utilidad en el análisis de paleoesfuerzos: no pueden considerarse equiparables a estrías de fricción y, por tanto, no pueden someterse a inversión de esfuerzos por los métodos aplicables a poblaciones de fallas. Sin embargo, puede utilizarse la orientación de los picos estilolíticos ortogonales a caras de cantos y considerarlos estadísticamente paralelos al eje σ_1 . Con carácter particular, si la deformación se produce con notable reducción de volumen y sin componente rotacional, el análisis se simplifica ya que las trayectorias de los granos de la matriz tienden a hacerse paralelas al eje de máximo acortamiento (Z) y al eje de máximo esfuerzo compresivo (σ_1) (Simón, 2006a, 2007).

Con esta perspectiva, se han analizado un total de 11 muestras de lineaciones de disolución tomadas en sendas estaciones a lo largo de la serie neógena (1 a 11 en Fig. 1c), que totalizan 117 datos, adoptando el protocolo de tratamiento estadístico propuesto por Simón (2006c):

(i) Discriminación entre muestras mono- y polifásicas y filtrado de datos anómalos: se han tenido en cuenta la distribución de densidad en proyección equiareal, así como el criterio de comparar con la desviación de las muestras claramente monofásicas, no admitiéndose valores de desviación estándar en dirección o en inclinación superiores a 17°.

(ii) Definición de la orientación media y su margen de error: para cada muestra monofásica, o para cada submuestra en una muestra polifásica, se ha calculado la orientación media de lineaciones y el cono de confianza del 95%

mediante las herramientas estadísticas de Stereonet v.8 (Allmendinger, 2012).

Para complementar los resultados, se ha recurrido también al análisis de una muestra de fallas con estrías observadas en las mismas capas de conglomerados. Se han utilizado para ello dos métodos de inversión de esfuerzos: el diagrama σ -R (Simón, 1986; versión actualizada en Excel por Calvin *et al.*, 2014) y el método de Etchecopar *et al.* (1981). La aplicación combinada de ambos resulta especialmente eficaz para el análisis de muestras polifásicas o en situaciones de variabilidad acusada del tensor de esfuerzos (Casas *et al.*, 1990).

Finalmente, los resultados son interpretados y discutidos en el contexto de otros datos macro- y mesoestructurales (algunos de ellos publicados y otros inéditos) disponibles en el entorno regional. En particular, se trata de contrastar si el cambio del régimen predominantemente compresivo al extensional en la Cuenca de Teruel se produjo en la forma y momento en que lo hizo en el resto de la Cordillera Ibérica, comparando para ello el registro de paleoesfuerzos en otras cuencas cenozoicas ligadas a la misma, y muy en particular con el de la vecina Cuenca de Aliaga.

Geología del área de Los Alcamines

El área en la que se ha centrado el trabajo se sitúa en el extremo norte de la Cuenca de Teruel, unos 6 km al NNE de la localidad de Villalba Alta (Fig. 1a,b). Se estudia una transversal N-S a lo largo del barranco de Los Alcamines, afluente del río Alfambra (Fig. 1c), donde aflora una sucesión predominantemente conglomerática de unos 400 m de espesor que en la cartografía geológica MAGNA (Godoy *et al.*, 1983) se asigna al Oligoceno (ajena, por tanto, al relleno neógeno de la cuenca). En realidad, esa sucesión parece que enlaza sin interrupción con dicho relleno neógeno, e incluso corresponde en parte con alguno de sus tramos inferiores, aunque carece de datación y solo cerca del techo puede correlacionarse físicamente con las unidades mio-pliocenas más altas.

Todo el conjunto dibuja una notable discordancia progresiva en la que los buzamientos van atenuándose desde los 60-70° en la parte inferior hasta ser casi horizontales en la superior (Fig. 2a). Vista en su conjunto, la estructura muestra todos los elementos de una discordancia sintectónica: relación de discordancia angular en el sector norte (Fig. 2b), abanico de capas en el sector central (Fig. 2c) y aparente concordancia hacia sur. Aunque el abanico de capas es bastante continuo, en él pueden reconocerse algunas discordancias discretas de muy bajo ángulo. Una de ellas (la inferior y más marcada), junto con la discordancia angular superior, permiten dividir la serie en tres unidades (1, 2 y 3 en la Fig. 2a). No es posible evaluar los lapsos temporales que representan dichas discordancias, pero su carácter local dentro de la sucesión sugiere que las lagunas estratigráficas serían breves.

El eje de rotación del abanico de capas se orienta aproximadamente horizontal en dirección N130°E (E1 en el estereograma de la Fig. 2c). Ello permite atribuir su origen a una macroestructura de ese rumbo cuya activación sinsementaria con componente vertical habría generado espa-

cio de acomodación a los sedimentos a la vez que producía su deformación. Existen dos hipótesis sobre el carácter de dicha macroestructura:

(i) A la vista del aspecto y envergadura de la discordancia progresiva, lo más lógico es pensar que la estructura responsable de la misma sea un pliegue. Sin embargo, no hemos podido reconocer al norte un anticlinal de *buckling* con el que relacionarla: dicho pliegue debería tener un flanco con buzamiento igual o superior a 60-70°S, subparalelo y contiguo a las capas de la unidad 1 y con un desarrollo longitudinal similar al de la banda en que estas afloran ($\approx 1,5$ km); el Jurásico que aflora al norte del Cenozoico objeto de nuestro estudio no muestra esa estructura (Figs. 1c y 2a).

(ii) Una hipótesis alternativa es que la macroestructura responsable de la discordancia sintectónica sea una falla: podría tratarse de una falla que atravesase toda la serie jurásica con buzamiento decreciente hacia la superficie, o también de una falla ciega sobre la que pudo desarrollarse un gran monoclinial de acomodación atenuado a lo largo del tiempo, en cuyo flanco abrupto se desarrolló la discordancia progresiva. En cualquier caso, las condiciones que debería cumplir dicha falla serían una dirección ONO-ESE, una longitud de al menos 1,5 km, y un buzamiento hacia N o bien ≥ 60 -70° S. En la parte norte del área de estudio (cabecera del barranco de Los Alcamines) existe una falla compatible con esos rasgos que aflora cerca de la cabecera del barranco (falla de Los Chorrillos, Figs. 1c y 2a). En el campo se observa, bien expuesta, una superficie principal de rotura en las calizas jurásicas del bloque inferior (Fig. 3a), a la que se adosan conglomerados que forman una pequeña cuña sintectónica (Fig. 3b). La superficie de falla tiene una orientación promedio N120°E, 78°S; sobre ella se han observado estrías dominantes con cabeceos cercanos a 90° y componente normal, pero también otras de movimiento sinistral-normal o inverso-dextral (Fig. 3c). Cantos estriados en los conglomerados contiguos a la superficie de falla muestran también movimientos relativos tanto inversos como normales (Fig. 3d). Ello indica que la falla tuvo una historia de movimiento compleja, y que funcionó tanto en régimen normal como transcurrente e inverso.

Es cierto que hay una aparente contradicción entre la amplitud y la espectacularidad de la discordancia progresiva (que, dado el espesor de serie involucrado, requiere una componente vertical de desplazamiento de al menos 400-500 m) y la escasa notoriedad de la posible macroestructura responsable de la misma, sea pliegue o falla. Eso supone un grado de incertidumbre notable en la caracterización de la macroestructura, que no se ha de soslayar.

Existen también en la zona de estudio dos fallas importantes de traza próxima a N-S, que aunque se mencionan aquí por separado no se descarta que estén conectadas y sean en realidad una sola estructura. Una de ellas corta transversalmente la falla de Los Chorrillos, en el norte del área de estudio. La segunda (falla de Los Alcamines) separa un bloque levantado al este y un bloque hundido al oeste en el sector sur (Figs. 1c y 2b). En el bloque levantado se encuentra la discordancia progresiva y la mayor parte de las estaciones de lineaciones de disolución estudiadas (estaciones 1-5 en la unidad 1 y estaciones 6-8 y 11 en

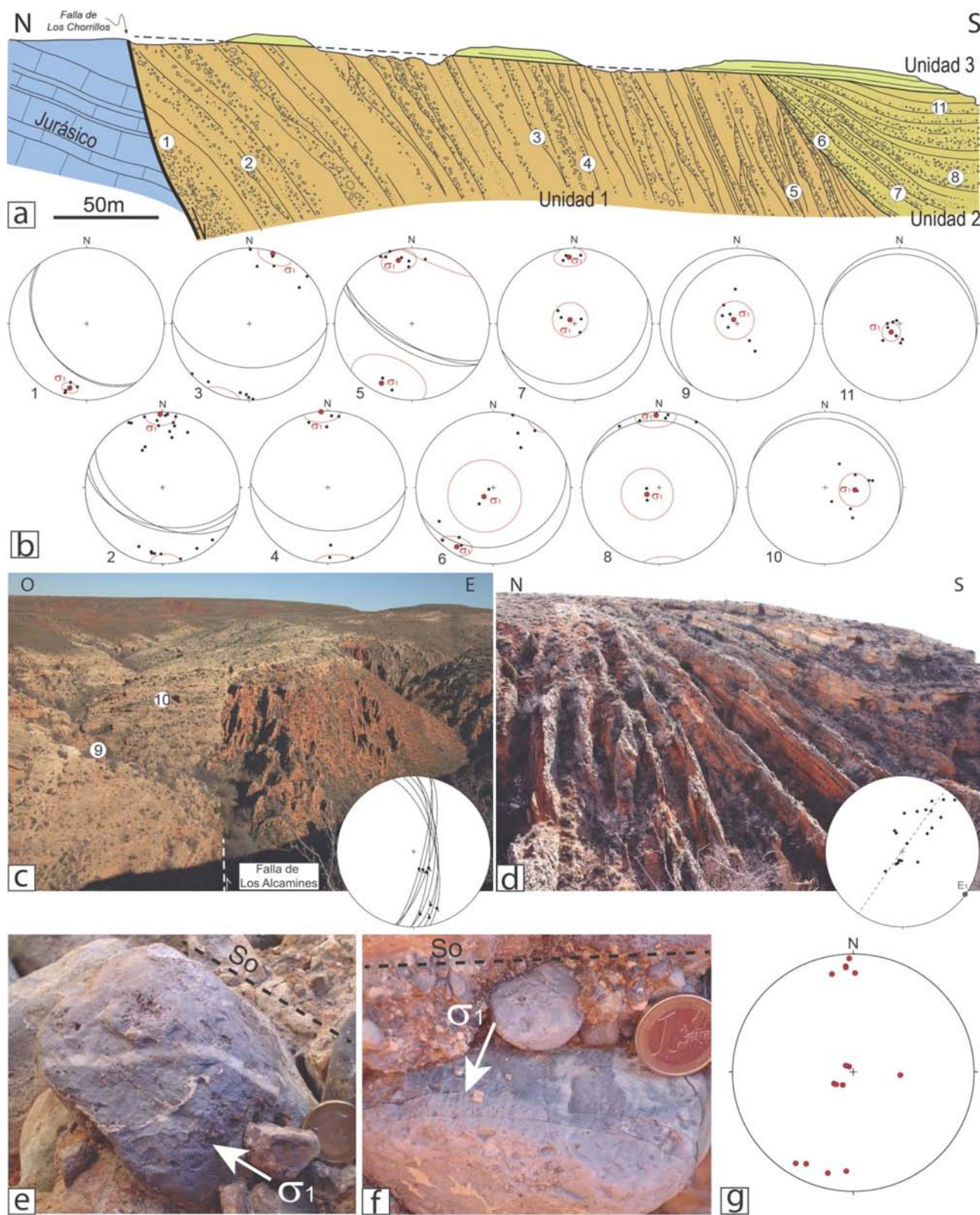


Fig. 2.- (a) Corte esquemático de la transversal estudiada (margen izquierdo del barranco de los Alcamines), en el que se sitúan las estaciones de muestreo de lineaciones de disolución 1–8 y 11 (la escala es aproximada). (b) Estereogramas (proyección equiareal, hemisferio inferior) con los datos y resultados del análisis en cada una de las estaciones de muestreo: ciclográficas de planos de estratificación, alineaciones y su media (orientación original óptima del eje σ_1) y cono de confianza del 95% de cada muestra o submuestra. (c) Discordancia angular en el sector norte de la transversal y falla N-S de Los Alcamines, en el que se sitúan las estaciones 9 y 10; el estereograma muestra la orientación de planos y estrías medidos en la falla. (d) Abanico de capas y estereograma de los polos de estratificación medidos a lo largo del mismo, con reconstrucción de su plano de movimiento y eje de rotación (E1: N130°E). (e) Ejemplo de canto calcáreo con una lineación de disolución subparalela a la estratificación S0 (atribuible a un estado de esfuerzos con σ_1 horizontal previo al basculamiento). (f) Ídem subperpendicular a la estratificación (atribuible a un estado de esfuerzos con σ_1 subvertical). (g) Estereograma sintético con las orientaciones de ejes σ_1 inferidas en el conjunto de estaciones.

la unidad 2; Figs. 1c y 2a). El bloque hundido alberga materiales correspondientes a la unidad 2, en la que se ubican las estaciones 9 y 10 (Fig. 1c). Los datos tomados en el campo muestran una orientación media de la superficie de falla N007°E, 73°E. Varias estrías observadas en la parte inferior aflorante de la falla indican un movimiento dominante sinistral-inverso (también hay estrías minoritarias de sentido dextral; ver estereograma en la Fig. 2b), coherente por tanto con la disposición macroestructural, y que habría sido *grosso modo* contemporáneo del depósito de la unidad 2. El desplazamiento sinistral-inverso total de la falla, teniendo en cuenta que su salto vertical mínimo es de 45 m (espesor aflorante de la serie sintectónica en el bloque hundido) y el cabeceo de las estrías está en torno a 20°, puede estimarse en más de 130 m. En la parte más superficial, afectando ya a la unidad 3, se ha identificado otro movimiento normal-dextral (segundo grupo de estrías, bien diferenciado, en el estereograma de la Fig. 2b). Este representaría una inversión negativa tardía de la falla, con un desplazamiento mucho más pequeño que el anterior (de orden decimétrico a métrico, según los saltos que se aprecian en algunas capas).

Resultados e interpretación de paleoesfuerzos en el área de Los Alcamines

Análisis de las lineaciones de disolución

La orientación de las lineaciones de disolución medidas, así como la media y el cono de confianza del

95% de cada muestra o submuestra, aparecen representados en los estereogramas 1 a 11 de la Figura 2a. La media es interpretada como orientación óptima del eje de esfuerzos σ_1 . En siete de las estaciones las muestras pueden definirse como monofásicas, y en las cuatro restantes como bifásicas. En unas y otras, las orientaciones óptimas de σ_1 se hallan contenidas aproximadamente en el plano de estratificación (Fig. 2d) o bien son subperpendiculares al mismo (Fig. 2e). Los ejes σ_1 paralelos a la estratificación se identifican con estados de esfuerzos compresivos (eje σ_1 horizontal), y los perpendiculares con esfuerzos extensionales (eje σ_1 vertical). En ambos casos se interpreta que los esfuerzos actuaron sobre capas subhorizontales, y por consiguiente la orientación original de σ_1 se obtiene abatiendo la estratificación. También en un caso (estación 7) se registra un eje σ_1 subhorizontal a pesar de que la estratificación está fuertemente inclinada, lo que se interpreta como expresión de un estado compresivo post-plegamiento. Algo similar ocurre en la estación 6 con una lineación subvertical. Los estereogramas de la Figura 2a, a fin de que sean comparables entre sí, se han elaborado reflejando la orientación original de las lineaciones (la mayoría en posición abatida) y del eje σ_1 inferido de ellas. La compresión horizontal dominante se orienta próxima a N-S, con ligeras desviaciones a NNO-SSE y NNE-SSO (ver Fig. 1c y estereograma sintético de los ejes σ_1 en Fig. 2f).

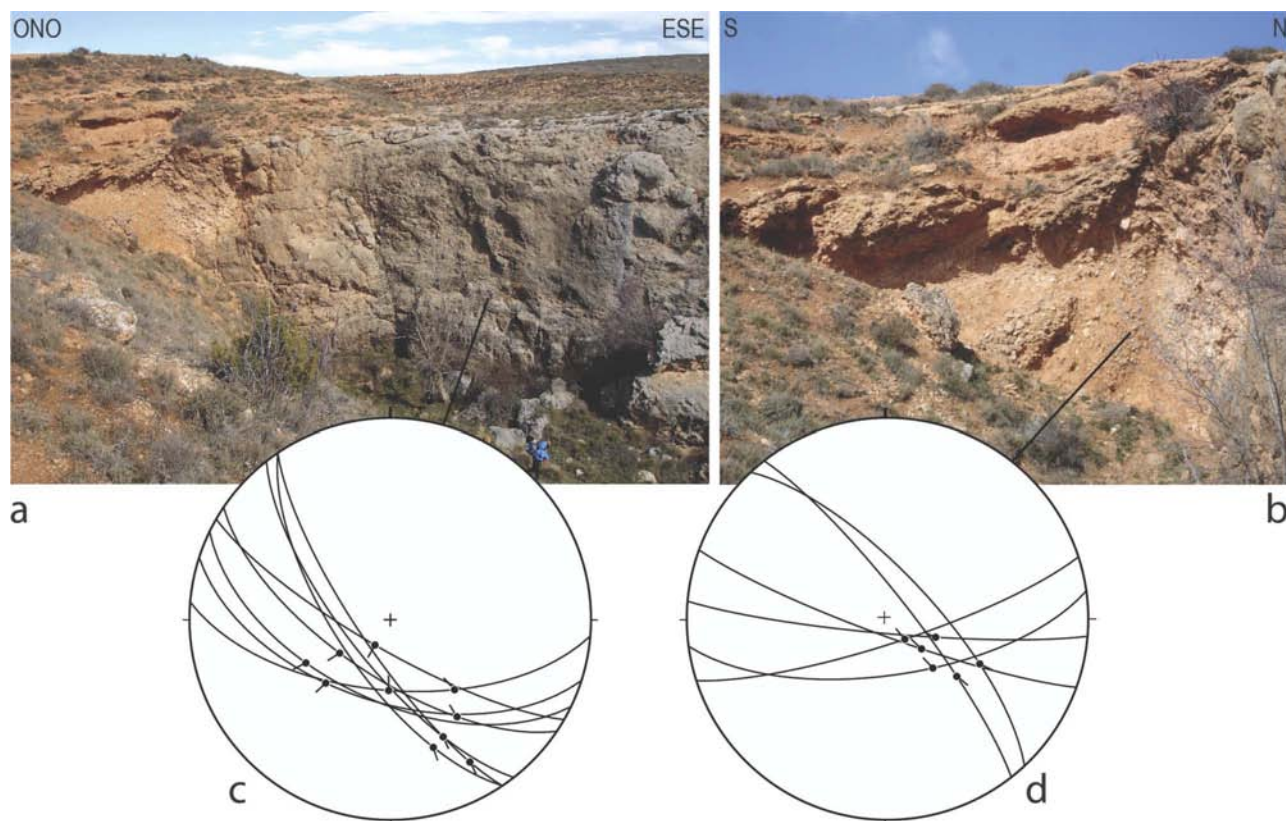


Fig. 3.- Aspecto de campo y datos estructurales de la falla de Los Chorrillos, que aflora en la cabecera del barranco de Los Alcamines. (a) Superficie principal de rotura en las calizas jurásicas del bloque inferior. (b) Detalle de los conglomerados sintectónicos del bloque superior. (c) Estereogramas (proyección equiareal, hemisferio inferior) de las orientaciones locales de la superficie de falla y de las estrías de fricción. (d) Orientaciones de planos y estrías en caras de cantos de los conglomerados contiguos a la superficie de falla.

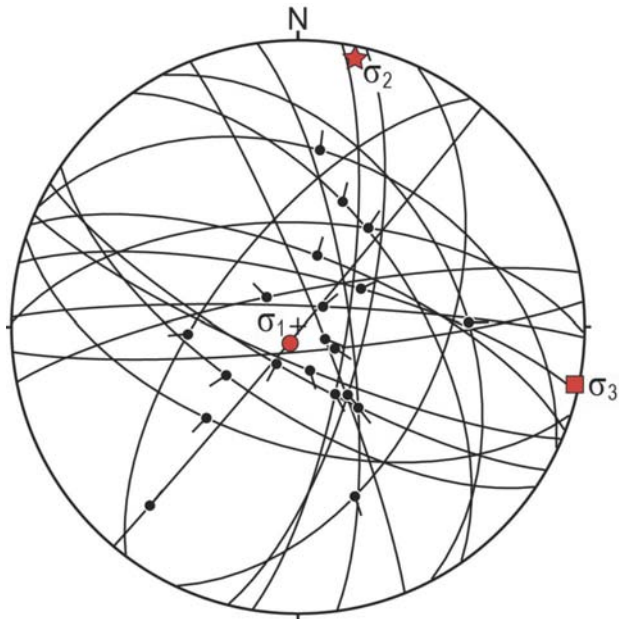


Fig. 4.- Resultados del análisis de paleoesfuerzos a partir de una muestra de fallas con estrías tomada en varios niveles de la serie.

La distribución de las direcciones de esfuerzos registradas mediante lineaciones de disolución a lo largo de la sucesión estratigráfica (Tabla 1) muestra claramente cómo en las estaciones 1–5 de la unidad 1 se registran solo estados compresivos. En las estaciones 6–11 de la unidad 2, aunque persiste un estado compresivo cerca de su base, dominan los de carácter extensional; en las tres estaciones más altas (9–11) los estados extensionales se registran con carácter monofásico. Finalmente, en la unidad 3 no se han encontrado lineaciones, probablemente debido a que su litología (brechas intensamente pedogenizadas soportadas por cemento carbonatado y muy poca matriz arenosa) no es propicia para que actúe el proceso de presión-disolución.

Análisis de fallas con estrías

La muestra analizada de fallas con estrías (34 datos) abarca datos tomados en distintos niveles de la serie. En ninguna estación puntual se ha podido medir un número suficiente de fallas para acometer su análisis por separado. Esto supone una debilidad desde el punto de vista metodológico, por cuanto los datos tomados pueden corresponder a planos y estrías de distintas edades y, muchos de ellos, rotados con las capas. No obstante, para una mayoría de los datos (20), el método de Etchecopar ha proporcionado una solución satisfactoria en forma de tensor extensional con σ_1 vertical y σ_3 en dirección 102 (Fig. 4). La coherencia de esta solución sugiere que la mayoría de esas fallas no han sido afectadas por el basculamiento de las capas y que, por tanto, el tensor de esfuerzos inferido es post-plegamiento. Por el contrario, el resto de los movimientos de falla incluidos en la muestra, muchos de ellos de desgarre con componente inversa, no arrojan ningún resultado coherente; registran sin duda tensores de esfuerzo compresivos, presumiblemente anteriores o contemporáneos del plegamiento a juzgar por esa misma incoherencia, pero que no han podido ser caracterizados por falta de datos suficientes.

Interpretación de los sistemas de paleoesfuerzos y su evolución

Los resultados del análisis de lineaciones de disolución y de planos de fallas estriados se complementan entre sí, definiendo en su conjunto dos sistemas de esfuerzos aproximadamente coaxiales: una compresión próxima a N-S (dirección promedio de σ_1 : 006) y una extensión próxima a E-O (dirección óptima de σ_3 : 102). Aplicando el principio de parsimonia, cabe interpretar que el sistema extensional registrado en las lineaciones de disolución subverticales es el mismo que representa el tensor promedio obtenido de las fallas; a partir de las lineaciones solo puede conocerse la orientación subvertical de σ_1 , mientras que las fallas proporcionan la dirección del eje subhorizontal σ_3 .

La distribución de las direcciones locales registradas a lo largo de la serie (Tabla 1) proporciona una primera aproximación para acotar temporalmente esos sistemas de esfuerzos. Es cierto que ese criterio no es concluyente: no hay *a priori* garantía de que la edad de los estados de esfuerzos inferidos se corresponda con la de los materiales en que se han tomado los datos. Sin embargo, el análisis de este tipo de estructuras en otras cuencas continentales indica que su génesis tiende a ser temprana; ello se debe probablemente a que una escasa litificación permite mayor movilidad de los granos de la matriz y facilita su indentación en los cantos solubles (Estévez y Sanz de Galdeano, 1980; Hippolyte, 2001). En nuestro caso, el hecho de que la inmensa mayoría de ejes σ_1 aparezcan subparalelos o subperpendiculares a la estratificación apoya la idea de que los sistemas de esfuerzos registrados actuaron preferentemente sobre capas subhorizontales.

Esto autoriza a leer los resultados expresados en la Tabla 1 en términos de cronología de los estados de esfuerzos, si bien

ESTACIÓN DE MUESTREO	AZIMUT DE σ_1 HORIZONTAL	σ_1 VERTICAL
11		VER
10		VER
9		VER
8	178	VER
7		VER
6	212	(VER)
5	168	207
4	176	
3	199	
2	179	
1	194	

Reubicación cronológica
 Secuencia cronológica

Tabla 1.- Distribución de las direcciones de esfuerzos registradas mediante lineaciones de disolución en las sucesivas estaciones de muestreo (estaciones 1 a 11, en orden estratigráfico). Ver texto para más detalles.

debe hacerse con reservas y de forma solo aproximada. En primer lugar, cuando se registran en una misma estación ejes de esfuerzos significativamente diferentes entre sí, estos no pueden ser estrictamente coetáneos. En segundo lugar, como se ha indicado anteriormente, las estaciones 6 y 7 registran lineaciones posteriores al plegamiento de las capas en las que se encuentran; ello lleva a trasladar su edad relativa, como mínimo, a la equivalente de las primeras estaciones suprayacentes (Tabla 1). Así, la lineación subvertical de la estación 6 se situaría en una edad próxima a la de la estación 7, y la lineación subhorizontal (dirección 176) de la estación 7 se aproximaría a la edad de la estación 8; las edades de esas dos muestras de lineaciones han sido consiguientemente reubicadas en la Tabla 1.

Realizadas estas correcciones, y aun contando con las incertidumbres apuntadas, el patrón de distribución del registro de esfuerzos es suficientemente claro para inferir un cambio del régimen compresivo a extensional que se produce mientras se sedimenta la serie estudiada: la compresión N-S (registrada de forma exclusiva en las estaciones inferiores, 1 a 6) es sustituida por la extensión E-O (exclusiva en las estaciones superiores, 9 a 11). Hay dos estaciones intermedias (7 y 8) en las que se mezcla el registro de ambos sistemas de esfuerzos. En ellas se tienen, además, dos datos de cronología relativa entre lineaciones en un mismo canto, una coincidente con la cronología general apuntada y otra opuesta a la misma (y ambas coherentes con la reubicación temporal de la lineación que resulta ser posterior en cada caso). Ello sugiere que el cambio de esfuerzos no se produce de forma súbita y definitiva, sino progresivamente. La coaxialidad entre ambos sistemas de esfuerzos permite el paso de uno a otro por simple intercambio entre los ejes σ_1 y σ_2 al modificarse la magnitud de cualquiera de ellos, proceso que durante un tiempo habría podido repetirse en uno y otro sentido. El hecho de que los materiales de la unidad 2 que ocupan el bloque hundido de la falla de Los Alcamines registren lineaciones de disolución solo extensionales (estaciones 9 y 10) y, a la vez, sean coetáneos del movimiento sinistral-inverso de la misma (compatible con la compresión N-S) apoya esa misma interpretación.

Lineaciones de disolución y evolución de paleoesfuerzos en la cuenca cenozoica de Aliaga

La cuenca cenozoica de Aliaga es una cuenca de *piggy-back* transportada sobre el cabalgamiento de Utrillas (González y Guimerà, 1993), que ofrece un buen registro de la evolución tectónica del norte del Maestrazgo. Constituye un sinclinal 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 por varios pliegues que se extienden al este de Aliaga (Fig. 5a). Asimismo, queda compartimentada en dos sectores, uno oriental y otro occidental, por el segmento norte del anticlinal de Campos-Aliaga-Villarroya.

Los materiales que rellenan la cuenca son sobre todo conglomerados, areniscas y limolitas depositados en siste-

mas aluviales y fluviales. Todos ellos forman un conjunto complejo en el que se distinguen seis unidades tectosedimentarias (González, 1989). Las más antiguas (T1 a T4) aparecen solo en la subcuenca oriental, mientras que la subcuenca occidental se desarrolla más tarde y es rellenada por las unidades T4, T5 y T6. Su rango total de edad abarcaría desde el Cretácico terminal al Aragonense medio, de acuerdo con: (i) dos dataciones paleontológicas obtenidas, respectivamente, en la parte baja de T1 (restos de reptiles del Maastrichtense; Canudo *et al.*, 2005) y en la base de T5 (micromamíferos del Oligoceno Superior; Cuenca y Canudo, 1994), y (ii) correlación regional de las unidades tectosedimentarias 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, 2004).

El desplazamiento de la lámina cabalgante de Utrillas, contemporáneo del relleno de la cuenca cenozoica de Aliaga, se produjo a lo largo de sucesivas direcciones de transporte hacia el ENE, NNE y N; el vector resultante (salto neto horizontal) ha sido calculado en 5,9 km hacia N032°E (Simón y Liesa, 2011). La historia del desplazamiento de la lámina es coherente con el plegamiento interno que esta registra, tanto en la cobertera mesozoica como en los materiales cenozoicos. Pueden distinguirse dos familias principales de pliegues (Fig. 5a): la primera de dirección NO-SE a NNO-SSE, en la que destaca el anticlinal de Campos-Aliaga-Villarroya; la segunda ENE-OSO, que se concentra en esa banda estructural que pasa por Aliaga, limita por el sur la cuenca cenozoica y divide en dos segmentos el anticlinal de Campos-Aliaga-Villarroya. Las estructuras de superposición existentes en la zona de Aliaga-La Cañadilla, así como la relación de las unidades T4 y T5 con ambas familias de estructuras contractivas, indican que los pliegues ENE-OSO son posteriores a los de rumbo NO-SE a NNO-SSE (Simón, 2004, 2005).

Toda esta evolución estructural es asimismo coherente con la evolución del campo de esfuerzos a lo largo de la compresión alpina. Muchos de los conglomerados que aparecen en las unidades cenozoicas tienen una gran proporción de cantos carbonatados y una matriz arenosa o microconglomerática de composición silícea, litología que favorece el registro de la deformación compresiva mediante lineaciones de disolución. Simón (2006b) analiza 1041 datos de lineaciones de presión-disolución tomados en numerosas estaciones a lo largo de las unidades T2 a T6, y obtiene así 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 (ESE-ONO, ENE-OSO, SSE-NNO y NNE-SSO), que se correlacionan con las direcciones preferentes de compresión definidas en otras áreas de la Cordillera Ibérica (Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2009). La distribución de estas direcciones en la serie estratigráfica, las relaciones de corte entre lineaciones y las relaciones entre unidades tectosedimentarias y pliegues permiten reconstruir esta secuencia cronológica de direcciones de compresión: ESE → ENE → SSE → NNE (Simón, 2006b: figs. 4 y 6). Dicha secuencia representaría cuatro de los cinco estadios compresivos intraplaca definidos en el modelo regional de Liesa y Simón

(2009): (i) *Bético temprano*, (ii) *Pirenaico-Ibérico*; (iii) *Bético tardío* o *Guadarrama*, y (iv) *Pirenaico tardío*.

Según los resultados aportados por Simón (2006b) (Figs. 5b y 6), en la unidad T5 (Oligoceno final-Aragonesense inicial *s.l.*) se registra prácticamente solo la compresión *Pirenaica tardía* (dirección de σ_1 mayoritariamente comprendida entre 000 y 020); la compresión *Guadarrama* apenas se diferencia, y los indicios de estados extensionales resultan cuantitativamente anecdóticos (10 medidas de picos de disolución verticales tomadas en una sola estación, sobre un total de 388 medidas en el conjunto de la unidad). Todo ello contrasta con la unidad T4 (Oligoceno medio-Superior), en la que queda bien registrada la compresión

Pirenaica-Ibérica y se deslinda asimismo la *Guadarrama*. Las lineaciones de disolución en T6 apuntan a la compresión *Pirenaica tardía* y a una posible incidencia también de la compresión *Pirenaica-Ibérica* (dirección de σ_1 entre 050 y 060), pero los datos totales son muy escasos (24 medidas repartidas en dos estaciones: flechas de tonos claros en la Fig. 5b).

Debido a esa escasez de datos en T6, una unidad que es clave para conectar la evolución del campo de esfuerzos entre las cuencas de Aliaga y Teruel, nos pareció oportuno muestrear otros afloramientos de conglomerados de esta unidad en la subcuenca occidental de Aliaga (Fig. 5a). Se han estudiado dos estaciones, T6-3, locali-

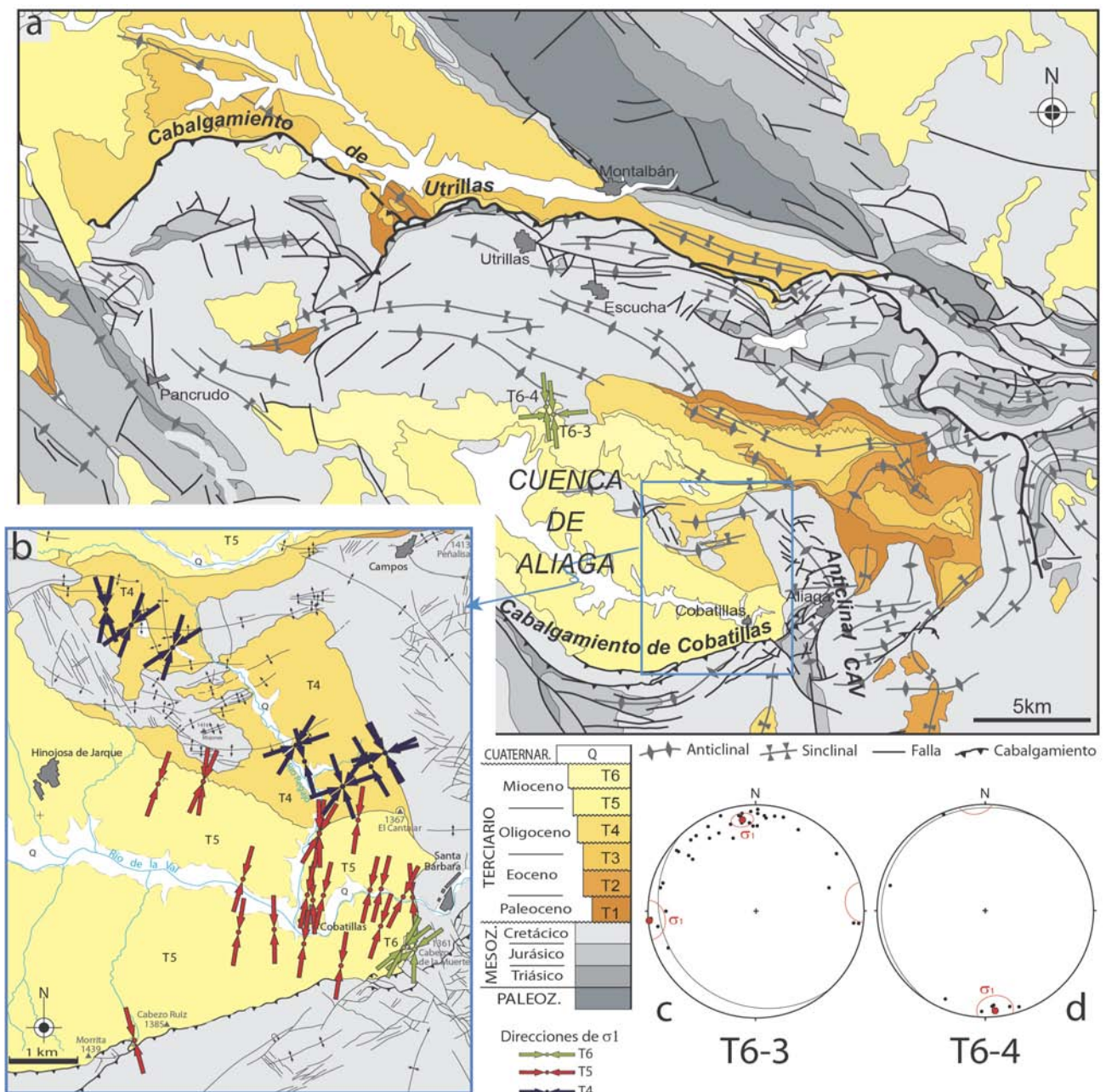


Fig. 5.- Paleoesfuerzos registrados en las unidades cenozoicas del sector occidental de la Cuenca de Aliaga. (a) Mapa geológico de la cuenca de *piggy-back* de Aliaga en el marco del cabalgamiento de Utrillas; las flechas indican direcciones locales del eje σ_1 subhorizontal registradas en T6 a partir de resultados aportados en este trabajo (estaciones T6-3 y T6-4). (b) Mapa geológico del sector de Cobatillas con las direcciones de esfuerzos registradas; flechas de distintos tonos (ver leyenda): direcciones locales de σ_1 en las unidades T4, T5 y T6, respectivamente (según Simón, 2006b). (c) y (d) Orientaciones de lineaciones de disolución medidas en las estaciones T6-3 y T6-4, respectivamente.

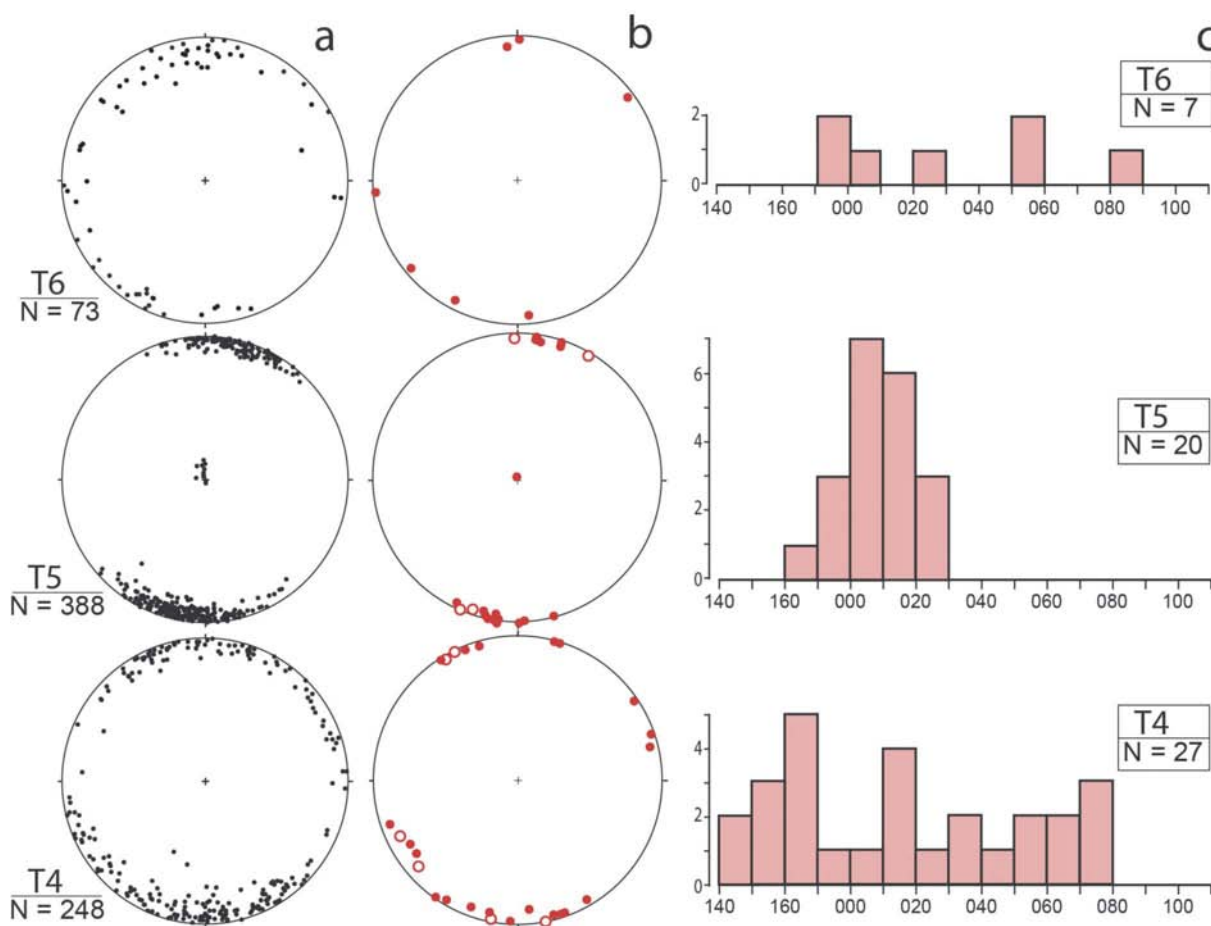


Fig. 6.- Síntesis general de las direcciones de compresión registradas en las unidades T4, T5 y T6 (Oligoceno Superior-Aragoniense medio) del sector occidental de la Cuenca de Aliaga. (a) Orientaciones de las lineaciones de disolución medidas en cada unidad. (b) Orientaciones de ejes σ_1 inferidos; círculos rellenos: a partir de lineaciones de disolución; círculos huecos: a partir de planos estriados. (c) Histogramas de direcciones de ejes σ_1 .

zada en la parte media de T6, y T6-4, en el tramo final que se dispone en *onlap* sobre el Cretácico Superior de la Loma de San Just. La estación T6-3 registra una variedad de direcciones de picos de disolución subhorizontales, en los que se definen dos máximos en torno a 174 y 085, respectivamente (Fig. 5c). En la estación T6-4, con menos datos, se define un solo máximo en 175 (Fig. 5d). La dirección próxima a N-S, común a las dos estaciones, se halla dentro del rango de la compresión *Pirenaica tardía*, pero la próxima a E-W en la estación T6-3 resulta completamente anómala. No existe en T6 ninguna evidencia de sistemas de esfuerzos con σ_1 vertical.

Discusión

Acotación cronológica del tránsito compresión-extensión en la Cordillera Ibérica

En la serie neógena del barranco de Los Alcamines ha quedado registrado un cambio del régimen de esfuerzos compresivo al régimen extensional a través de lineaciones de disolución en cantos de conglomerados. Dicho cambio es un fenómeno que se produce durante el Mioceno en toda la Cordillera Ibérica, aunque en momentos y con modalidades distintas según los sectores. El registro obtenido aquí

mediante lineaciones de disolución es coherente con la transición gradual interpretada por Simón (1986) en el extremo oriental de la cordillera a partir del análisis de poblaciones de fallas con estrías: en ambos casos se manifiesta como un paso de una compresión NNE-SSW a una extensión ESE-WSW mediante un intercambio de los ejes de esfuerzos σ_1 y σ_2 .

La comparación con otras cuencas cenozoicas de la cordillera revela que el cambio general del régimen compresivo al régimen extensional se produce a escala regional, pero en detalle ese cambio no es brusco ni irreversible (Fig. 7). En el área de Los Alcamines, a lo largo del periodo de sedimentación de la unidad 2, hay una cierta alternancia en el registro de estados compresivos y extensionales (estaciones 6 a 8; movimiento sinistral-inverso de la falla N-S a escala macroestructural), hasta que finalmente se consolidan estos últimos (estaciones 9 a 11; inversión negativa de la falla N-S). En estaciones estudiadas en la unidad Páramo 1 de Retascón (Cuenca de Calatayud) y en el Páramo 2 de Orrios (Cuenca de Teruel) se ha comprobado que en el Turolense y Rusciniense, respectivamente, aún persiste el registro de tensores de esfuerzos compresivos (Simón y Paricio, 1986; Simón, 1989). Factores múltiples (*e.g.*, variaciones temporales en la intensidad de la compresión y la extensión remotas,

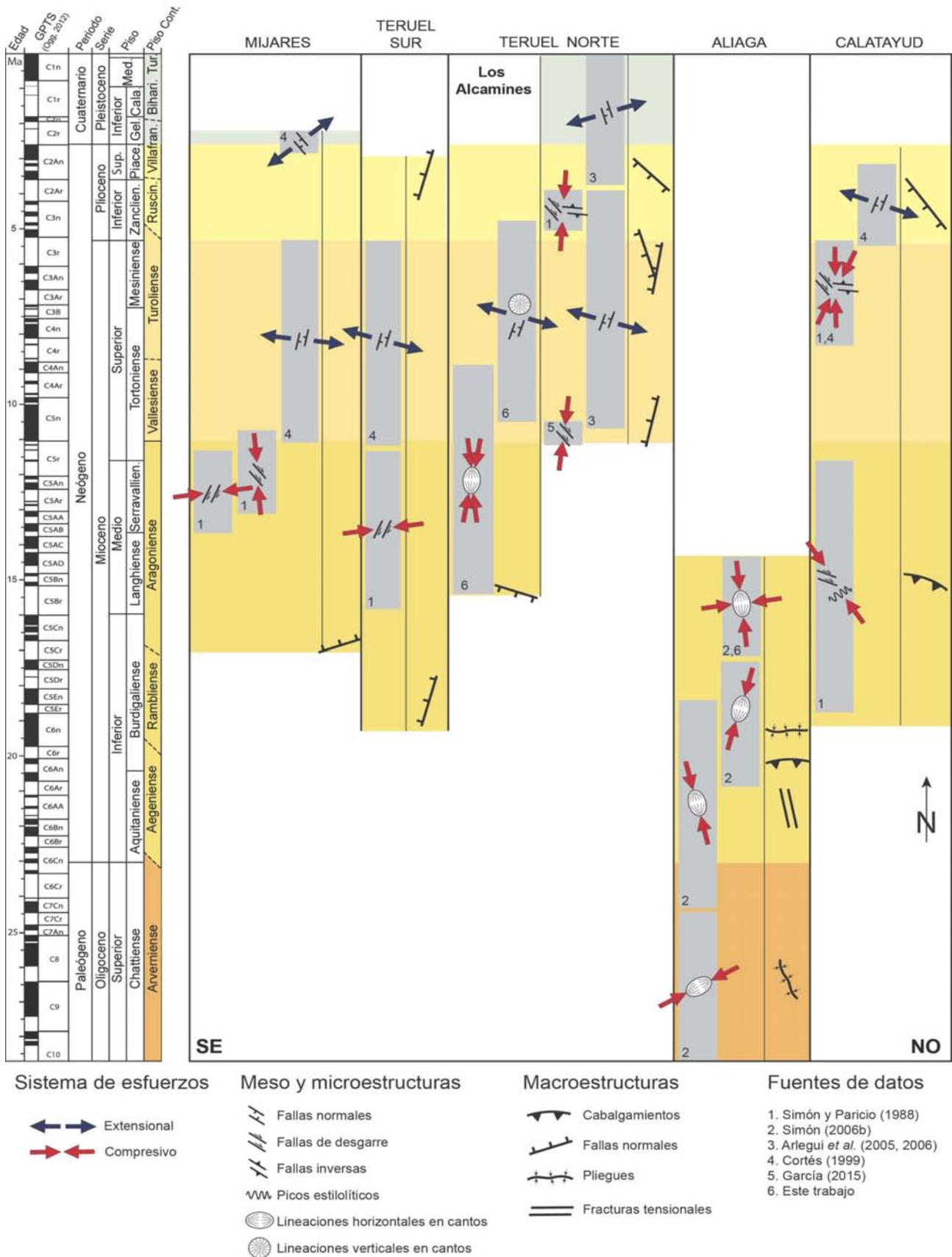


Fig. 7.- Cuadro cronológico general del registro de la compresión y la extensión alpinas en algunas cuencas cenozoicas de la Cordillera Ibérica. Flechas de tono claro: sistemas de esfuerzos compresivos (dirección promedio del eje σ_1 horizontal; norte en la vertical de la figura). Flechas de tono oscuro: sistemas de esfuerzos extensionales (dirección promedio del eje σ_3 horizontal). Fondos de sombreados claros: amplitud temporal aproximada del registro sedimentario en cada cuenca. Bandas grises oscuras verticales: amplitud temporal aproximada de cada sistema de esfuerzos. En cada cuenca, la columna derecha sintetiza las macroestructuras presentes y su orientación promedio. Referencia de la escala cronológica: Hilgen *et al.* (2012).

perturbaciones locales del campo de esfuerzos, variaciones en la carga litostática o la presión de fluidos) habrían determinado ese registro heterogéneo.

La parte superior de la serie involucrada en la discordancia progresiva del barranco de Los Alcamines (unidades 2 y 3 en la Fig. 2a) es aproximadamente equivalente a la que rellena globalmente la Cuenca de Teruel (Vallesiense-Rusciniense; Mioceno Superior-Plioceno Inferior), si bien adelgazada y con varias lagunas, tal como delatan las leves discordancias internas que se reconocen en ella. Las lineaciones de disolución muestreadas indican que toda esa parte es coetánea de sistemas de esfuerzos preferentemente extensionales (Tabla 1), en coherencia con el conjunto de datos estructurales disponibles para el Neógeno-Cuaternario de la Cuenca de Teruel (Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005; Lafuente, 2011).

La parte inferior de la serie estudiada (unidad 1 en la Fig. 2a) representaría el periodo inmediatamente anterior al Vallesiense, y por tanto el 'eslabón crono-evolutivo perdido' con respecto a la vecina Cuenca de Aliaga (Fig. 7). En un contexto regional amplio, correspondería hipotéticamente a una unidad tectosedimentaria equivalente a la T7 definida en el sector más occidental de la Cuenca del Ebro (Aragoniense medio-Vallesiense inferior; Pardo *et al.*, 2004), sin descartar que pudiera incluir asimismo parte de la T6 que colmata la Cuenca de Aliaga (Aragoniense medio; Pardo *et al.*, 2004). Hay que tener en cuenta que la compresión *grosso modo* N-S que registra T6 a escala mesoestructural (Simón, 2006b, y datos aportados en este trabajo), sigue afectando aún a T7 en el sector occidental de la Cuenca del Ebro (actividad tardía de los cabalgamientos E-O de Cameros y Sierra de Cantabria; Muñoz y Casas, 1997).

En consecuencia, el lapso de tiempo en que se produce el tránsito de la compresión a la extensión en el norte de la Cuenca de Teruel se situaría en el Vallesiense inferior (*ca.* 10-11 Ma). Una conclusión semejante obtuvieron Paricio y Simón (1986) en la Cuenca del Mijares, al este de Teruel, basada en el análisis de paleoesfuerzos a partir de fallas con estrías en unidades bien datadas con mamíferos (Fig. 7). Si bien en esa zona no se registra propiamente el sistema de esfuerzos extensional, los autores documentan la actuación de estados locales compresivos (con direcciones ENE-OSO y NNO-SSE) en materiales del tránsito Aragoniense superior-Vallesiense. Posteriormente, Simón y Paricio (1988) extienden la interpretación al conjunto de la Cordillera Ibérica y Surco de Valencia, a partir de los datos estructurales y cronológicos disponibles en ese momento en el resto de cuencas neógenas y de la propia plataforma marina. No obstante, estos autores hacen hincapié en que la interacción dinámica entre los distintos campos de esfuerzos primarios activos en la región supone que el cambio de régimen no tiene por qué ser simultáneo en todos los lugares. Dejando al margen algunas situaciones locales, en el conjunto de las cuencas neógenas de la Cordillera Ibérica se aprecia en general un desfase temporal de dicho tránsito hacia el NO (Fig. 7), atribuible a la propagación, en ese mismo sentido, de los efectos del campo extensional ligado al *rifting* del Surco de Valencia.

Contexto tectónico del cambio de régimen de esfuerzos

Las evidencias de que el último campo compresivo vigente en la región (aquel que da paso al régimen extensional mediante el intercambio de los ejes σ_1 y σ_2) tiene trayectorias dominantes en torno a N-S son indudables. No obstante, no es fácil en todos los casos discriminar si se trata de la compresión *Guadarrama* (*Bética tardía*), de la *Tardi-Pirenaica* o de la suma de ambas.

Las compresiones *Guadarrama* y *Tardi-Pirenaica* no siempre se diferencian con claridad, y ambas coexisten en la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro durante todo el Neógeno. La compresión *Tardi-Pirenaica* mantiene activo el cabalgamiento de Cameros hasta el inicio del Mioceno Superior (Casas, 1990; Casas *et al.*, 1992), produce un sistema de diaclasas N-S a NNE muy extendido en la Cuenca del Ebro (Arlegui y Simón, 2001), y alguna estructura contractiva local en las cuencas de Calatayud y Teruel (Simón, 1989). La compresión *Guadarrama* es la última en el extremo oriental de la cadena (Simón, 1982), controla la orientación de la fosa del Jiloca en el Plioceno (Simón, 1989; Arlegui *et al.*, 2005), y determina el esfuerzo horizontal máximo actual en el interior de la Placa Ibérica (Herraiz *et al.*, 2000). Es frecuente que los esfuerzos locales neógenos en toda esta región muestren dos direcciones de σ_1 diferenciadas dentro del rango entre NNO-SSE y NNE-SSW (Simón, 1989; Cortés, 1999; Cortés *et al.*, 1996; Arlegui *et al.*, 2005).

En la Cuenca de Aliaga sabemos que ambas compresiones, *Guadarrama* y *Tardi-Pirenaica*, 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. El hecho de que en la unidad T5 quede registrada prácticamente sola la compresión NNE-SSO, junto con algunos datos de cronología relativa de lineaciones de disolución, sugiere que esa compresión *Tardi-Pirenaica* sea la última en actuar. Sin embargo, al este de Cobatillas, T5 muestra un sistema de fracturas tensionales verticales, de longitud decamétrica a hectométrica, cuya orientación varía entre N-S y NNO-SSE (Simón, 2006b; 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, que resultan claramente oblicuas a las trayectorias de compresión NNE-SSO inferidas de las lineaciones de disolución. Ambos tipos de estructuras parecen reflejar, por tanto, dos campos de esfuerzos distintos, aunque próximos en cuanto a orientación y edad (Simón, 2006b).

En el sector más oriental de la cordillera, en paralelo al cambio del tipo de elipsoide (σ_1 horizontal a σ_1 vertical), se produce una rotación gradual de S_{Hmax} desde la dirección *Guadarrama* a la *Tardi-Pirenaica* (Simón, 1982, 1986). Tal rotación es interpretada como producto de la superposición de los dos campos de esfuerzos, el compresivo *Guadarrama* y el de extensión ligado al *rifting* del Surco de Valencia, el primero atenuándose y el segundo intensificándose. El resultado concreto de dicha evolución en cada punto hace que (i) la transición arranque en unos casos

desde la compresión *Guadarrama* (σ_1 en dirección 160-170) y en otros desde la *Tardi-Pirenaica* (005-015), y (ii) el intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 se produzca en cada caso con un azimut distinto del plano σ_{12} (o del eje S_{Hmax}), en el rango entre 000 y 025 (Simón, 1986).

Se trata, por tanto, de un contexto de compresión intraplaca en el que (además del campo extensional ligado al *rifting*) se combinan al menos dos sistemas de esfuerzos remotos o de primer orden (Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2009): (i) la compresión *Bética tardía* (NNO-SSE), relacionada con la convergencia activa entre África e Iberia, y (ii) una compresión *Tardi-Pirenaica* (NNE-SSO) de origen incierto. Habiendo concluido ya la convergencia Iberia-Europa, esta compresión tardía podría reflejar un empuje lateral residual inducido por el propio peso del edificio orogénico pirenaico (Andeweg *et al.*, 1999). Aunque ambos sistemas de esfuerzos globalmente se combinan para dar un campo de esfuerzos único, este es cambiante en el espacio y en el tiempo. Es muy frecuente el registro por separado de cada una de esas compresiones, constituyendo un ejemplo de partición de esfuerzos en el sentido en que lo definen Simón *et al.* (2008). Pero también puede haber una superposición real de los tensores de esfuerzos para dar estados locales con σ_1 en dirección N-S.

La dirección dominante registrada en el barranco de Los Alcamines, centrada en torno a N-S (Figs. 1b y 2f), sugiere que, en principio, en el área y en la ventana temporal estudiadas, podríamos estar ante un caso de superposición de tensores de esfuerzos. Sin embargo, el doble registro de una compresión NNO-SSE y otra NNE-SSO en la estación 5, así como la secuencia de movimientos en la falla N-S de Los Alcamines, uno de sinistral-inverso y otro más moderno normal-dextral, evidencian un cambio en la orientación (rotación en sentido horario) y en la forma del elipsoide local de esfuerzos. Este cambio sería totalmente coherente con (i) la secuencia cronológica de las compresiones *Guadarrama* y *Tardi-Pirenaica* en el conjunto de la cordillera, y (ii) la evolución rotacional interpretada por Simón (1982, 1986) para el sector más oriental de la Cordillera Ibérica. Finalmente, la superposición del tercer sistema de esfuerzos, la extensión ONO-ESE ligada al *rifting* del Surco de Valencia (que a lo largo del Mioceno habría ido intensificándose a la vez que se atenuaba la compresión), es el factor que determina la transición al régimen extensional.

Solo hay un hecho aparentemente anómalo en este contexto tectónico. Se trata de la compresión local de dirección 085 registrada en la estación T6-3 (Fig. 5c), difícil de explicar en el marco de una compresión remota N-S. Podría tratarse de algún tipo de desviación local extrema de las trayectorias de esfuerzos debida a un accidente local. Pero también puede representar el registro de la denominada *compresión Altomira*, que con dirección próxima a E-O y edad Mioceno Inferior fue definida inicialmente para el sector más occidental de la Cordillera Ibérica (Sierra de Altomira; Muñoz y De Vicente, 1996, 1998) y posteriormente extendida a otras zonas de la misma (Liesa y Simón, 2009). En la Cuenca del Mijares, por ejemplo, Paricio y Simón (1986) documentan una compresión ENE-OSO (anterior a

la NNO-SSE) en materiales datados paleontológicamente en el Aragoniense superior (Fig. 7). En el sur de la Cuenca de Teruel, Simón y Paricio (1988) hacen lo propio en una unidad (calizas de Libros) del Aragoniense inferior. Esta compresión *Altomira* podría interpretarse como una evolución tardía de la *compresión Ibérica*, en un contexto de interacción de los campos de esfuerzos transmitidos a la Placa Ibérica desde sus márgenes pirenaico y bético (Muñoz y De Vicente, 1998).

Compatibilidad cinemática-dinámica de las macroestructuras: el origen de la discordancia progresiva de Los Alcamines

La reconstrucción de la evolución de esfuerzos tectónicos y la acotación temporal del tránsito compresión-extensión en el extremo norte de la Cuenca de Teruel son coherentes con la evolución de las cuencas cenozoicas y con el contexto geodinámico de la Placa Ibérica en el Mioceno. Sin embargo, queda por discutir el origen y desarrollo de las macroestructuras del área de Los Alcamines dentro de ese contexto dinámico. Esta cuestión general va a ser desglosada y abordada en dos fases. En primer lugar, se analiza si los sucesivos movimientos atribuidos a las fallas mayores a partir de las estrías observadas son compatibles con el modelo de evolución de paleoesfuerzos propuesto, y cómo dichos movimientos permiten precisar dicho modelo. En segundo lugar, se tratará de discernir qué macroestructura podría ser la causante de la discordancia progresiva y de analizar asimismo su compatibilidad con la evolución de esfuerzos.

Una herramienta útil para llevar a cabo el análisis del movimiento de las fallas es el diagrama y-R (Simón, 1982, 1986), una representación simplificada 2D de los sistemas de esfuerzos basada en el principio y la ecuación de Bott (1959), y en la que: (i) se asume que uno de los ejes principales de esfuerzos es vertical; (ii) en consecuencia, cada tensor queda definido simplemente por la dirección del eje mayor horizontal ($\sigma_y = S_{Hmax}$) y por el valor de la relación de esfuerzos de Bott (1959), $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$, parámetros que están representados en el diagrama por la abscisa y la ordenada, respectivamente, de un punto, y (iii) cada curva expresa todo el espectro de tensores de esfuerzos compatibles con el movimiento de una falla.

El diagrama y-R de la Figura 8 muestra las curvas de compatibilidad de los planos y estrías de falla medidos en las dos estructuras principales, la falla ONO-ESE de Los Chorrillos y la falla N-S de Los Alcamines. Se han tenido también en cuenta: (i) las direcciones de σ_1 horizontal obtenidas de lineaciones de disolución, indicadas en la parte inferior del gráfico; (ii) las direcciones de σ_2 y σ_3 obtenidas de la muestra de fallas con estrías (dirección de σ_2 indicada en la parte superior); (iii) la existencia de un tránsito compresión-extensión por intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 en un plano cercano a N-S (intercambio que en el diagrama equivale a rebasar la línea $R = 1$); (iv) la secuencia de movimientos en la falla N-S de Los Alcamines, sinistral-inverso seguido de normal-dextral, que evidencian la actuación sucesiva de las compresiones *Guadarrama* (NNO-SSE) y *Pi-*

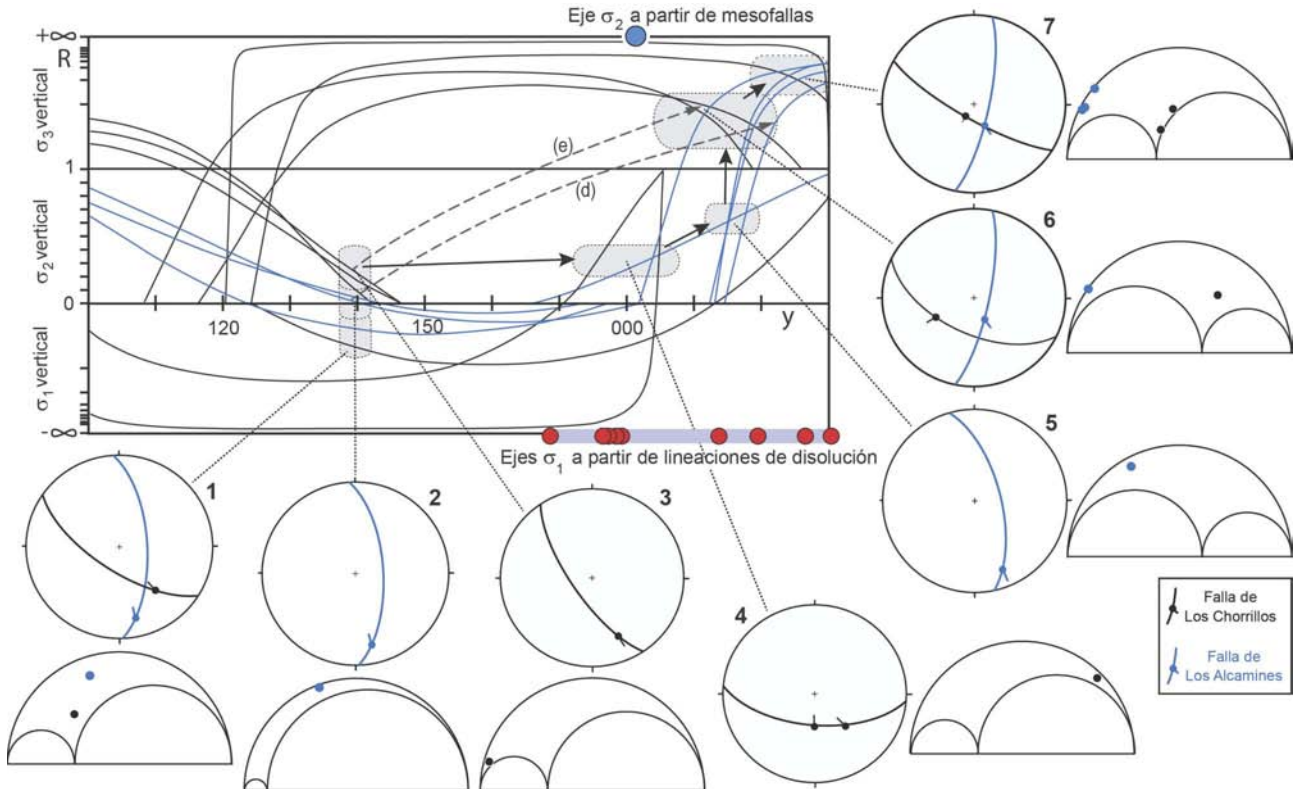


Fig. 8.- Síntesis general de las direcciones de compresión registradas en las unidades T4, T5 y T6 (Oligoceno Superior-Aragoniense medio) del sector occidental de la Cuenca de Aliaga. (a) Orientaciones de las lineaciones de disolución medidas en cada unidad. (b) Orientaciones de ejes σ_1 inferidos; círculos rellenos: a partir de lineaciones de disolución; círculos huecos: a partir de planos estrados. (c) Histogramas de direcciones de ejes σ_1 .

renaica tardía (NNE-SSO) o, como alternativa, una rotación horaria del eje S_{Hmax} , y (v) la secuencia de movimientos en la falla ONO-ESE de Los Chorrillos, sinistral-normal seguido de normal casi puro. Las secuencias cronológicas descritas en los puntos (iv) y (v) aparecen indicadas en el diagrama de la Figura 8 por dos flechas discontinuas que conectan entre sí sendas parejas de curvas. Con todo ello, el modelo de evolución de esfuerzos que se considera más plausible, el que mejor concilia la compatibilidad con todas las observaciones, queda representado por la sucesión de manchas grises con perfil negro discontinuo conectadas por flechas negras en el diagrama. Dicho modelo resulta muy similar al planteado por Simón (1982, 1986) para distintas localidades de la Cordillera Ibérica Oriental, y se afianza por tanto como modelo de validez regional, con la ventaja añadida de que ahora puede ser acotado cronológicamente.

Para cada estadio evolutivo (1 a 7 en Fig. 8) se indican los planos de rotura que se activan en las zonas de falla de Los Chorrillos (planos NO-SE a O-E) y de Los Alcamines (planos cercanos a N-S), con sus correspondientes direcciones promedio de movimiento. La compatibilidad dinámica entre movimientos de falla y esfuerzos es completa de acuerdo con el principio de Bott (1959). La compatibilidad mecánica puede valorarse en cada caso mediante los correspondientes diagramas de Mohr, y no es homogénea. La compatibilidad es claramente mayor para la falla N-S de Los Alcamines (puntos claros en los diagramas de Mohr) que para la de Los Chorrillos (puntos negros); para ésta, la

compatibilidad mecánica en algunos estadios (6 y 7) es precaria, al situarse algún punto muy abajo y muy a la derecha dentro del diagrama de Mohr. Tomados en conjunto los planos analizados de ambas fallas, y admitiendo de forma convencional una cohesión nula para los mismos, un ángulo de rozamiento $\varphi = 30^\circ$ y un valor de $\sigma_3 = 0$, el 100% de los movimientos en la falla de Los Alcamines serían mecánicamente compatibles con los tensores de esfuerzo asignados, mientras que lo serían solo un 44% en la falla de Los Chorrillos. Para asegurar la compatibilidad mecánica completa de esta última habría que considerar un escenario con un ángulo de rozamiento no mayor 17° o presiones de fluidos elevadas.

En síntesis, el test de compatibilidad entre cinemática y evolución de esfuerzos arroja un resultado razonable para la falla N-S de Los Alcamines. Esta, aunque experimenta cambios de signo en su cinemática, sigue una evolución lógica y perfectamente coherente con su contexto: (i) movimiento sinistral-inverso bajo la compresión *Guadarrama* (estadios 1 y 2), coetáneo de la unidad 2; (ii) movimiento dextral-normal bajo la compresión *Tardi-Pirenaica* (estadio 5), y (iii) movimiento normal puro bajo la extensión (estadios 6 y 7), sincrónico o posterior a la unidad 3.

Para la falla de Los Chorrillos, por el contrario, los resultados no son satisfactorios, y suscitan dudas sobre su papel en la evolución tectónica del extremo norte de la fosa de Teruel. Esas dudas se incrementan cuando se aborda la segunda cuestión: discernir si la cinemática de dicha falla sería apta o no para explicar el basculamiento de la serie y

su atenuación en forma de discordancia progresiva. Hemos de admitir que, cualquiera que sea la estructura responsable, hubo de mantenerse activa gran parte del intervalo temporal que abarca la discordancia progresiva, experimentando un movimiento de componente vertical capaz de crear el espacio de acomodación para albergar la serie sedimentaria involucrada y con una tasa decreciente. Una parte importante de ese movimiento tendría que haberse producido ya bajo el régimen de esfuerzos compresivo, puesto que las capas de la parte media-alta de la unidad 2 (las que registran ya lineaciones de disolución exclusivamente extensionales, y que serían posteriores también al movimiento sinistral-inverso de la falla N-S de Los Alcamines) se hallan poco inclinadas (10-20°). Obviamente, a lo largo del tiempo la estructura podría haber cambiado su dirección de movimiento, pero sin producirse una inversión significativa del mismo, manteniéndose siempre el dispositivo de bloque norte levantado/bloque sur hundido. Tal es el patrón que muestran algunas fallas transtensivas del sector del Maestrat durante el paso compresión-extensión (Guimerà, 1984; Simón, 1986), que les permite mantener una continuidad en su evolución macroestructural a pesar del cambio de régimen tectónico. Este no es el caso de la falla de Los Chorrillos. Como indica la evolución de dicha falla (Fig. 8), durante el periodo compresivo pudo activarse en general como falla dextral-inversa o inversa casi pura (estadios 1 y 4); solo lo hacen como sinistral-normales (estadio 3) algunos planos de dirección más cercana a NNO-SSE que, aunque medidos en esa zona de falla, probablemente no sean muy representativos de su comportamiento general. Por consiguiente, no queda explicado un hipotético movimiento de la falla de Los Chorrillos hundiendo su bloque sur durante el periodo compresivo; dicho movimiento solo habría podido producirse ya en el periodo extensional, e incluso, en ese caso, en condiciones mecánicas límite.

En consecuencia, si el movimiento de la falla de Los Chorrillos (tal como esta se muestra en superficie) produjo algún basculamiento en la serie de los Alcamines, solo pudo hacerlo en una parte pequeña, en los estadios extensionales tardíos. El grueso de ese basculamiento, el que afecta básicamente a la unidad 1 más deformada, solo podría explicarse por la actuación de una estructura contractiva que, desafortunadamente, no ha podido ser caracterizada.

Conclusiones

El extremo norte de la cuenca neógena de Teruel (al igual que su sector sur o las cuencas de Calatayud y del Mijares) representa un área de sedimentación cenozoica en un contexto tectónico de transición. El relleno de las cuencas sinorogénicas del NE de la Cordillera Ibérica (unidades T1 a T6 definidas con carácter regional) abarca desde el Paleoceno hasta el Aragoniense medio. Por su parte, las cuencas extensionales ligadas a la *rifting* del Surco de Valencia se rellenan de forma generalizada entre el inicio del Vallesiense y el inicio del Pleistoceno. La sucesión sedimentaria estudiada en el barranco de Los Alcamines, involucrada en una notable discordancia progresiva, cubre el lapso temporal

que media entre ambas etapas, y en su interior queda registrado el hito evolutivo que supone el cambio del régimen tectónico compresivo al extensional.

Dicho cambio de régimen (paso de un sistema de esfuerzos con eje σ_1 horizontal a otro con eje σ_1 vertical) queda registrado en la sucesión de lineaciones de disolución analizadas en los conglomerados de la serie de Los Alcamines. La correlación de esa serie con las unidades definidas y datadas en la cuenca en su conjunto ha permitido situar ese cambio en el Vallesiense inferior (ca. 10-11 Ma). Aunque con posterioridad siguen registrándose estados compresivos con carácter puntual, tanto en la Cuenca de Teruel como en la vecina Cuenca de Calatayud, el cambio de régimen tectónico tiene carácter regional y se produce aproximadamente en esa época en toda la Cordillera Ibérica centro-oriental. La peculiaridad de la serie de Los Alcamines estriba en que en ella queda registrada de forma continua la evolución de esfuerzos en ese periodo de tiempo y ha podido identificarse el momento preciso en que ese cambio se produce.

La evolución registrada en Los Alcamines es coherente con la transición gradual del régimen de esfuerzos que Simón (1986) interpreta en el extremo oriental de la cordillera a partir del análisis de poblaciones de fallas con estrías, y con la cronología propuesta para el paso compresión-extensión con carácter general en toda la región (Simón, 1983; Simón y Paricio, 1988; Muñoz y De Vicente, 1998). Se parte esencialmente de un campo compresivo tardío con trayectorias dominantes en torno a N-S, que representaría la superposición regional de la compresión *Guadarrama (Bética tardía)*, transmitida desde el borde meridional de la Placa Ibérica, y la compresión *Tardi-Pirenaica*, transmitida desde el borde norte. Es frecuente que ambas compresiones queden registradas por separado, aunque en ocasiones (puede ser el caso de Los Alcamines) se produce también una superposición real de los tensores de esfuerzos que da estados locales con σ_1 en dirección N-S. A ese campo de esfuerzos, ya de por sí 'híbrido', se superpone un tercer sistema de esfuerzos, la extensión ONO-ESE ligada a la *rifting* del Surco de Valencia, que comenzaría a actuar desde el Mioceno Inferior e iría intensificándose a la vez que se atenuaba la compresión. En un momento determinado, en el Vallesiense, aunque de forma no necesariamente simultánea en todos los puntos, se produce el cambio de un elipsoide de esfuerzos compresivo a uno extensional mediante un simple intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 .

Aparentemente, el cambio de régimen de esfuerzos no supone en el área de Los Alcamines una ruptura en la evolución de la macroestructura con la que se relaciona la discordancia progresiva, una posible falla de dirección ONO-ESE que habría tenido que mantener un hundimiento continuo de su bloque meridional y producir la deformación atenuada en el tiempo que se expresa en esa discordancia. El movimiento de la falla de Los Chorrillos solo podría explicar una parte pequeña de dicha deformación, la producida en los estadios extensionales tardíos. El grueso del basculamiento habría ocurrido bajo el régimen compresivo anterior y solo podría explicarse por la actuación de una estructura contractiva que no ha podido ser caracterizada.

Agradecimientos

El trabajo está financiado por el proyecto CGL2012-35662 (Ministerio de Economía y Competitividad-FEDER), por el Gobierno de Aragón (grupo de investigación Geotransfer) y por la beca FPI (Ministerio de Ciencia e Innovación, BES-2010-031339) de L. Ezquerro. Agradecemos a C.L. Liesa su ayuda en el estudio cartográfico y macroestructural del área de Los Alcamines. Agradecemos asimismo las observaciones y sugerencias aportadas por J. Guimerá y un segundo revisor anónimo, así como por la editora, B. Bádenas, que han contribuido mejorar y clarificar el manuscrito.

Bibliografía

- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez, P., Pérez-González, A., Sánchez, S., Sancho, R., Sanz, E., 2000. El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 323-343.
- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloething, S., Giner, J., Muñoz-Martín, A., 1999. Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, 305: 153-164.
- Ansón, M., Gil, A., Simón, J.L., 2016. Las rocas de falla del cabalgamiento de Daroca (sector central de la Cordillera Ibérica): interpretación reológica y cinemática. *Geogaceta*, 61: 75-78.
- Arlegui, L.E., 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.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J., Orife, T., 2005. Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *Journal of Structural Geology*, 27: 693-705.
- Bergerat, F., 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6: 99-132.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96: 109-117.
- Calvín, P., Santolaria, P., Tierz, P., Muñoz, A., Casas, A., Arlegui, L. y Zapata, M.A. (2014). y-gRaph: An Open Office application to reconstruct paleostress fields from striated faults. *Computers & Geosciences*, 67: 24-30
- Canudo, J.I., Infante, P., Murelaga, X., 2005. Primer registro de vertebrados continentales (Dinosauria y Quelonii) en el Maastrichtiense 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., Arlegui, L.E., 2002. Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. In: *Geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 367-400.
- Caputo, R., 2005. Stress variability and brittle tectonic structures. *Earth Science Reviews*, 70: 103-127.
- Casas, A.M., 1990. El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 382 p.
- Casas, A.M., Gil, M.A., Simón, J.L., 1990. Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos*, 46: 385-398.
- Casas, A., Simón, J.L., 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.
- Colomer, M., Santanach, P., 1988. Estructura y evolución del borde suroccidental de la Fosa de Calatayud-Daroca. *Geogaceta*, 4: 29-31.
- Cortés, A.L., 1999. Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 409 p.
- Cortés, A.L., Liesa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M., Maestro, A., Arlegui, L., 1996. El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20: 806-809.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., 1994. Les micromammifères de l'Oligocene supérieur des calcaires de Hinojosa de Jarque (Montalbán-Aliaga, Teruel, Espagne). *Geobios*, 27: 353-384.
- Estévez, A., Sanz de Galdeano, C., 1980. La néotectonique des environs de la Sierra Arana (Prov. de Grenade). *Cuadernos de Geología*, 11: 7-29.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., 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.
- Ezquerro, L., Lafuente, P., Pesquero, M.D., Alcalá, L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luque, L., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., 2012. Una cubeta endorreica residual del Pleistoceno inferior en la zona de relevo entre las fallas neógenas de Concu y Teruel, Cordillera Ibérica: implicaciones paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25: 157-175.
- García, A., 2015. Estructura y evolución de la cuenca neógena de Valdecebro (Teruel). Trabajo Fin de Máster, Univ. Zaragoza, 28 p.
- Godoy, A., Moissenet, E., Ramírez, J.I., Olivé, A., Aznar, J.M., Jerez Mir, L., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Adrover, R., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M., Gabaldón, V., 1983. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 542 (Alfambra)*. IGME, Madrid.
- 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. Zaragoza, 507 p.
- González, A., Guimerá, J., 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.
- Guimerá, J., 1984. Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121: 413-420.
- 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., Lucini, M., 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonics stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., 2012. *The Neogene Period in The Geologic Time Scale* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg., M.D. Schimtz, G.M. Ogg, Eds), Elsevier, Amsterdam, 923-978.
- Hippolyte, J.C., 2001. Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: Southwest Alps and Southern Apennines. *Journal of Structural Geology*, 23: 421-429.

- Hordijk, K., Bosma, A., Bruijn, H., van Dam, J., Geraedts, C., van den Hoek Ostende, L., Reumer, J., Wessels, W., 2015. Biostratigraphical and palaeoecological implications of the small mammal assemblage from the late early Miocene of Montalvos 2, Teruel Basin, Spain. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95: 321-346.
- Julivert, M., 1954. Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud. *Arrahona* (Publicaciones del Museo de Sabadell), 17 p.
- Lafuente, 2011. Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concuad (Cordillera Ibérica central). Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 274 p.
- Liesa, C.L., 2000. Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 760 p.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2009. Evolution of intraplate stress fields under multiple compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474: 144-159.
- Mein, P., Moissenet, E., Adrover, R., 1990. Biostratigraphie du Néogène supérieur de Teruel. *Paleontologia i Evolució*, 23: 121-139.
- Mein, P., Moissenet, E., Adrover, R., 1983. L'extension et l'âge des formations continentales pliocènes du Fossé de Teruel. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 296: 1603-1610.
- Muñoz, A., Casas, A.M., 1997. The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9: 65-85.
- Muñoz, A., De Vicente, G., 1996. Campos de esfuerzos terciarios en el borde oriental de la Cuenca del Tajo (España central). *Geogaceta*, 20: 913-916.
- Muñoz, A., De Vicente, G., 1998. Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11: 57-70.
- Pardo, G., Villena, J., 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.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Villena, J., 2004. La Cuenca del Ebro. In: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed), Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 533-542.
- Paricio, J., Simón, J.L., 1986. Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón). *Estudios Geológicos*, 42: 307-319.
- Pérez, A., 1989. Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 525 p.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Roca, E., Guimerà, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 203-218.
- Simón, J.L., 1982. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turoloenses, 1984, 269 p.
- Simón, J.L., 1983. Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- 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., 1990. Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-129.
- 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 estriadados: precisiones metodológicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19: 153-162.
- Simón, J.L., 2006b. 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: 163-179.
- Simón, J.L., 2006c. Un protocolo de tratamiento estadístico para muestras polifásicas de lineaciones de disolución. *Geogaceta*, 40: 67-70.
- Simón, J.L., 2007. Analysis of solution lineations in pebbles: Kinematical vs. dynamical approaches. *Tectonophysics*, 445: 337-352.
- Simón, J.L., Paricio, J., 1988. Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 44: 271-283.
- Simón, J.L., Serón, F.J., Casas, A.M., 1988. Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Annales Tectonicae*, 2: 21-32.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., 2008. Stress partitioning: a practical concept for analysing boundary conditions of brittle deformation. *Geodinamica Acta*, 53: 1057-1065.
- Simón, J.L., Liesa, C.L., 2011. Incremental slip history of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). In: *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts* (J. Poblet, J., R.J. Lisle, Eds). *Geological Society, London, Special Publication*, 349: 77-97.
- Tapponier, P., Molnar, P., 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319-324.
- van Dam, J.A., Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Garcés, M., Krijgsman, W., 2001. High-resolution late Miocene mammal biochronology and paleoecology of the Teruel-Alfambra region (NE Spain). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 21: 367-385.
- Weerd, A. van de, 1976. *Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain*. Utrecht Micropaleontology Bulletin, Special Publication 2, 217 p.
- Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11703-11728.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 30-12-2016

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 30-6-2017

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 14-7-2017