

TRABAJO DE FIN DE MÁSTER

Departamento de Ciencias de la Tierra

Universidad de Zaragoza

CURSO 2016 - 2017

ESTRUCTURA Y CINEMÁTICA DE ZONAS DE RELEVO DE FALLA
EN UN CONTEXTO DE EXTENSIÓN RADIAL:

MODELIZACIÓN ANALÓGICA Y ESTUDIO DE CASOS
EN EL MARGEN ORIENTAL DE LA FOSA DEL JILOCA

Alba Peiro Chamarro

Directores:

José Luis Simón Gómez

Teresa Román Berdiel



**Universidad
Zaragoza**



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

ÍNDICE

1. ABSTRACT Y RESUMEN	Pág. 3
2. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS	Pág. 4
3. ANTECEDENTES	Pág. 5
1.1. Los campos de esfuerzos inestables: el campo de extensión radial en la Cordillera Ibérica centro-oriental	Pág. 5
3.1. Desarrollo de la fracturación bajo régimen de extensión multidireccional	Pág. 5
3.2. Zonas de relevo de fallas	Pág. 6
3.3. Modelización analógica	Pág. 6
4. SITUACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	Pág. 8
4.1. La Cordillera Ibérica	Pág. 8
4.2. La fosa del Jiloca	Pág. 9
4.2.1. Generalidades	Pág. 9
4.2.2. Fallas principales del margen oriental de la fosa del Jiloca y su articulación con la fosa de Teruel: el área de estudio	Pág. 10
4.2.3. Estratigrafía	Pág. 11
5. METODOLOGÍA	Pág. 13
5.1. Revisión bibliográfica	Pág. 13
5.2. Cartografía de detalle	Pág. 13
5.3. Análisis mesoestructural	Pág. 14
5.4. Modelización analógica	Pág. 14
5.4.1. Dispositivo experimental: material empleado y diseño.....	Pág. 15
5.4.2. Dimensionamiento y parámetros.....	Pág. 16
5.4.3. Preparación de los modelos.....	Pág. 21
5.4.4. Comportamiento general de los modelos: resultados preliminares	Pág. 22
5.4.5. Estudio sistemático de los modelos.....	Pág. 24

6. RESULTADOS	Pág. 25
6.1. Análisis estructural de la fracturación	Pág. 25
6.1.1. La zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel.....	Pág. 25
6.1.2. La zona de relevo entre las fallas de Sierra Palomera y Concud.....	Pág. 28
6.1.3. La zona de relevo entre las fallas de Calamocha y Sierra Palomera.....	Pág. 32
6.2. Modelización analógica	Pág. 36
6.2.1. Experimentos bajo régimen de extensión biaxial	Pág. 36
A) Serie 1: modelos B1-1, B1-2 y B1-3.....	Pág. 37
B) Serie 2: modelos B2-1, B2-2 y B2-3.....	Pág. 40
C) Interacción entre fracturas.....	Pág. 42
D) Otras estructuras asociadas a la fracturación del borde de la silicona.....	Pág. 43
6.2.2. Experimento bajo régimen de extensión uniaxial: modelo U-1	Pág. 44
7. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	Pág. 46
7.1. La fracturación en las zonas de relevo de falla en el margen oriental de la fosa del Jiloca	Pág. 46
7.2. Respuesta de la fracturación en zonas de relevo bajo un régimen de extensión biaxial: aportaciones de la modelización analógica	Pág. 48
7.3. Comparación entre los modelos analógicos y la deformación del área de estudio	Pág. 49
8. CONCLUSIONES	Pág. 52
9. AGRADECIMIENTOS	Pág. 54
10. BIBLIOGRAFÍA	Pág. 55

ANEXO I: dimensionamiento

ANEXO II: tabla resumen de las características de los modelos analógicos

ANEXO III: fotografías de los modelos analógicos

1. Abstract

The eastern sector of the Jiloca basin (Iberian Chain) developed due to the right-relay arrangement between three NW-SE striking normal faults: the Calamocha, Sierra Palomera and Concul faults. Together with the Teruel fault, they all bound three relay zones where several evidences of recent fracturing have been found. Thanks to the analysis of brittle deformation, at both map and outcrop scales, and to its comparison with results from analogue modelling, we were able to infer its geometrical, kinematical and dynamical relationship with both the macrostructures and the near-multidirectional extension regime active in the studied area. During analogue modelling it was important to analyse possible variations in the resultant fractures, induced by different extension velocities of two engines orthogonally orientated and by the orientation of the main faults within the direction of extension. The fractures, both in the studied area and in analogue models, show a mostly parallel orientation to the macrostructures that bound the relay zones. They are controlled by the main fault strikes and, in a greater extent, by the ENE-WSW direction of dominant extension within the regional stress field. All this defines a new kind of interaction within fault relay zones, called in this study as relay with along-strike distributed fractures.

Resumen

El margen oriental de la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica) es el resultado de la disposición escalonada diestra de tres fallas normales NW-SE: las fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concul. Junto con la falla de Teruel, delimitan tres zonas de relevo con evidencias de fracturación reciente. El análisis de la deformación a escala cartográfica y de afloramiento, y su comparación con la fracturación desarrollada a partir de varios modelos analógicos, ha permitido inferir su relación geométrica, cinemática y dinámica con las macroestructuras y con el campo de esfuerzos radial activo en la región de estudio. En los modelos analógicos se han estudiado las variaciones en el patrón de fracturación resultante, en función de las velocidades de extensión de dos motores ortogonales y de la orientación de las fallas principales respecto a la dirección de extensión. Tanto en el área de estudio como en los modelos, la fracturación es longitudinal a las macroestructuras que delimitan los relevos. Está controlada por la dirección de las fallas y, en mayor medida, por la trayectoria de extensión ENE-WSW dominante en el campo de esfuerzos regional. Todo ello define un nuevo tipo de interacción en zonas de relevo de falla, denominada en este trabajo *relevo con fracturación longitudinal distribuida*.

2. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

Desde el punto de vista regional, este estudio se engloba en la Cordillera Ibérica centro-oriental. En concreto, se centra en las zonas de relevo diestro entre las fallas del margen oriental de la fosa del Jiloca y su articulación con la fosa de Teruel (fallas de Calamocha, Sierra Palomera, Concud y Teruel). Se trata de una región ampliamente estudiada desde el punto de vista neotectónico ya que, a pesar de que su sismicidad sea poco significativa, presenta numerosas evidencias de actividad tectónica reciente.

El campo extensional activo en la región de estudio es de tipo radial o multidireccional, es decir, el eje σ_1 es vertical mientras que σ_2 y σ_3 tienen un valor similar en la horizontal (Simón, 1989). El análisis de paleoesfuerzos a partir de la fracturación reciente indica que las trayectorias primarias del eje de extensión σ_3 se orientan ENE-WSW (Arlegui *et al.*, 2005; Ezquerro, 2017), si bien existen numerosos casos de desviaciones e intercambios de ejes.

A día de hoy, no se conoce cuál ha sido la influencia real de las fallas heredadas y del campo de esfuerzos en la evolución estructural de las zonas de relevo. En este trabajo es donde se comienza a profundizar, mediante el análisis estructural y la modelización analógica, en las relaciones geométricas, cinemáticas y dinámicas entre la fracturación a diversas escalas y las fallas mayores que determinan los relevos. En lo que respecta a la modelización analógica, hay que destacar que se trata del primer trabajo en el que se aplica una tensión biaxial en dos direcciones ortogonales.

Es por ello que los objetivos de este trabajo son: (1) Aportar información sobre los procesos de fracturación que se producen en las zonas de relevo de fallas, a partir de la cartografía geológica y el análisis estructural. (2) Estudiar las zonas de relevo entre las principales fallas del margen oriental de la fosa del Jiloca y su articulación con la de Teruel, centrándonos especialmente en dos lapsos temporales: (i) el periodo de tectónica extensional en el que se desarrolla la fosa del Jiloca (Plioceno Superior-Cuaternario); (ii) el periodo más reciente para el que hay evidencia documentada de actividad de dichas fallas (Pleistoceno Medio-actualidad). (3) Llevar a cabo una serie de modelos analógicos tratando de simular la deformación producida bajo el campo de extensión radial que ha operado en este sector de la Cordillera Ibérica durante el periodo tectónico reciente, a fin de identificar y analizar las variables que controlan el desarrollo de fracturación en las zonas de relevo entre fallas, así como en zonas cercanas a ellas.

3. ANTECEDENTES

3.1. Los campos de esfuerzos inestables: el campo de extensión radial en la Cordillera Ibérica centro-oriental

A lo largo de la historia geológica de una región, ésta se ha podido ver afectada por diferentes regímenes de esfuerzos, cambiantes y no homogéneos en el espacio y en el tiempo (Simón *et al.*, 2008). Esta variabilidad puede estar intrínsecamente asociada a la deformación de tipo frágil desarrollada bajo este contexto. Un único evento de fracturación puede llegar a modificar drásticamente el campo de esfuerzos local, produciendo una relajación y posterior perturbación de las trayectorias y magnitudes de los ejes de esfuerzos (Anderson, 1951; Chinnery, 1966; Homberg *et al.*, 1997). Es entonces cuando se producen los intercambios entre ejes tanto a escala local como regional, muy frecuentes en los campos de esfuerzos inestables (Simón *et al.*, 1988; Caputo, 2005).

Este es el caso de los campos de extensión radial o multidireccional, caracterizados por trayectorias del eje σ_1 próximas a la vertical y de los ejes de extensión poco definidas en la horizontal ($\sigma_2 \approx \sigma_3$), como el que actúa en la Cordillera Ibérica centro-oriental desde mediados del Plioceno (Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Lafuente, 2011). Bajo las trayectorias primarias de σ_3 WSW-ENE (Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Lafuente, 2011) se desarrolló la fosa NNW-SSE del Jiloca y una fracturación paralela dominante a mediana y pequeña escala, pero también familias de fracturas ortogonales a la anterior directriz (Simón, 1983, 1989). En este contexto, los intercambios entre ejes es frecuente que se produzcan entre los σ_2 y σ_3 locales, fenómeno fácilmente explicable mediante modelos teóricos de perturbación de esfuerzos dentro de un régimen extensional llevados a cabo por Simón *et al.* (1988) y Kattenhorn *et al.* (2000).

3.2. Desarrollo de la fracturación bajo régimen de extensión multidireccional

Dentro de este campo, las trayectorias preferentes de σ_3 se ven localmente perturbadas por efecto de las estructuras activas. El estudio de la fracturación desarrollada en estos contextos (Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Lafuente, 2011) evidencia frecuentes desviaciones de la trayectoria de σ_3 en las proximidades de las fallas, haciéndose paralelas, en su zona central, o perpendiculares a ellas, cerca de sus

tip points. El frecuente intercambio de los ejes principales podría explicar el desarrollo de familias ortogonales de diaclasas (Simón *et al.*, 1988; Rives *et al.*, 1994; Caputo, 1995; Bai *et al.*, 2002) y de sistemas de fallas conjugadas también ortogonales (Simón, 1989; Angelier, 1994).

3.3. Zonas de relevo de fallas

El término “zona de relevo o estructura de relevo” se ha usado de manera esporádica durante décadas pero no se llegó a profundizar en él hasta el trabajo de Larsen (1988). Desde entonces se ha usado preferentemente para hacer referencia a zonas de interacción entre fallas en contextos extensionales (Peacock y Sanderson, 1991; Willemse, 1997; Crider y Pollard, 1998). En esta línea, se comenzó estudiando su importancia en las zonas de *rift* (*e.g.* Anders y Schlische, 1994; Young *et al.*, 2001; Bense y Baalen, 2004; Elliott *et al.*, 2011). Otros estudios a menor escala se han centrado en el grado en el que estas estructuras afectan a los patrones de drenaje superficiales y a la evolución de facies (Gawthorpe y Leeder, 2000; Athmer *et al.*, 2010), haciendo hincapié, en ocasiones, en la formación de depocentros en su bloque hundido. Los estudios más recientes, por otra parte, muestran un interés creciente sobre la relación entre zonas de relevo de fallas y reservorios, especialmente petrolíferos (Fossen *et al.*, 2005; Rotevatn *et al.*, 2007), y sobre su comportamiento durante los eventos sísmicos (Manighetti *et al.*, 2009; Finzi y Langer, 2012).

3.4. Modelización analógica

Los experimentos llevados a cabo en este trabajo tienen como finalidad la modelización en el laboratorio de zonas de relevo en contextos de extensión multidireccional. Desde los años 80 se llevan realizando modelos analógicos que reproducen diversos escenarios de tectónica extensional. Muchos de ellos han utilizado arena, para representar los materiales con comportamiento frágil de la corteza superior, y una base de silicona, para simular niveles de comportamiento dúctil que permitan distribuir dicha extensión (*e.g.* Brun *et al.*, 1985; Vendeville, 1987; Cobbold *et al.*, 1989; Benes y Davy, 1996; Withjack y Callaway, 2000; Bahroudi *et al.*, 2003; Athmer *et al.*, 2010). Sin embargo, no fue hasta los años 90 cuando algunos de ellos se centraron en el

estudio de los factores que controlan la formación de zonas de relevo (*e.g.* Childs *et al.*, 1993; McClay y White, 1995; Clifton *et al.*, 2000; Gupta y Scholz, 2000; Mansfield y Cartwright, 2001). Desde entonces, pocos han jugado con la configuración de la lámina basal de silicona para nuclear fallas o grábenes en una ubicación predeterminada (Le Calvez *et al.*, 2002; Acocella *et al.*, 2005; Hus *et al.*, 2005). A día de hoy, todos los estudios de este tipo tienen en común la aplicación de una extensión uniaxial, y es en este trabajo donde se aplica por primera vez una extensión biaxial.

4. SITUACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1. La Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica se sitúa al NE de la Península Ibérica, entre la Cuenca del Ebro y la Meseta Central, y es una cadena montañosa de dirección NW-SE que alcanza una longitud de casi 400 km. Abarca desde la Sierra de la Demanda hasta el Mediterráneo y actúa de divisoria entre la cuenca del río Ebro y las del Duero, Tajo, Júcar y Turia.

Se trata de una cadena que se originó durante la Orogenia Alpina debido a la inversión tectónica positiva de una cuenca mesozoica preexistente, la denominada *Cuenca Ibérica* o *Aulacógeno Ibérico* (Álvaro *et al.*, 1979). La compresión generada por la convergencia oblicua entre las placas Ibérica y Euroasiática, que ya a finales del Cretácico había empezado a formar el Pirineo, se transmitió también a la región de la *Cuenca Ibérica* a partir del Eoceno. De esta forma, comenzaba a formarse la Cordillera Ibérica por reactivación de fallas transcurrentes variscas y tardivariscas y de la inversión de fallas extensionales mesozoicas (Capote *et al.*, 2002).

Posteriormente, superponiéndose a las estructuras compresivas y transpresivas paleógenas, se produce una inversión tectónica negativa de algunas de dichas estructuras. Aquellas de dirección NNE-SSW acomodaron, desde el Mioceno superior, la extensión neta WNW-ESE producida por el *rifting* del Surco de Valencia (que ya había comenzado en el Mioceno medio; Álvaro *et al.*, 1979; Vegas *et al.*, 1979; Simón, 1982, 1986).

Durante el Plioceno superior-Cuaternario, este campo de esfuerzos evolucionó a un régimen de extensión radial o multidireccional (σ_1 vertical, $\sigma_2 \approx \sigma_3$; Simón, 1982, 1989), con trayectorias primarias de σ_3 ENE-WSW (Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Lafuente 2011). Sin embargo, existen claras evidencias de que estas dos direcciones de extensión (ESE-WNW y ENE-WSW) se alternan o coexisten durante todo el Neógeno y el Cuaternario en el NE de la Península Ibérica (Cortés, 1999; Cortés *et al.*, 2000).

Este campo extensional, que continúa activo en la actualidad (Herraiz *et al.*, 2000), fue el que dio lugar a las cuencas neógeno-cuaternarias de Teruel y del Jiloca, entre otras. Ambas cuencas están situadas en la parte centro-oriental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1).

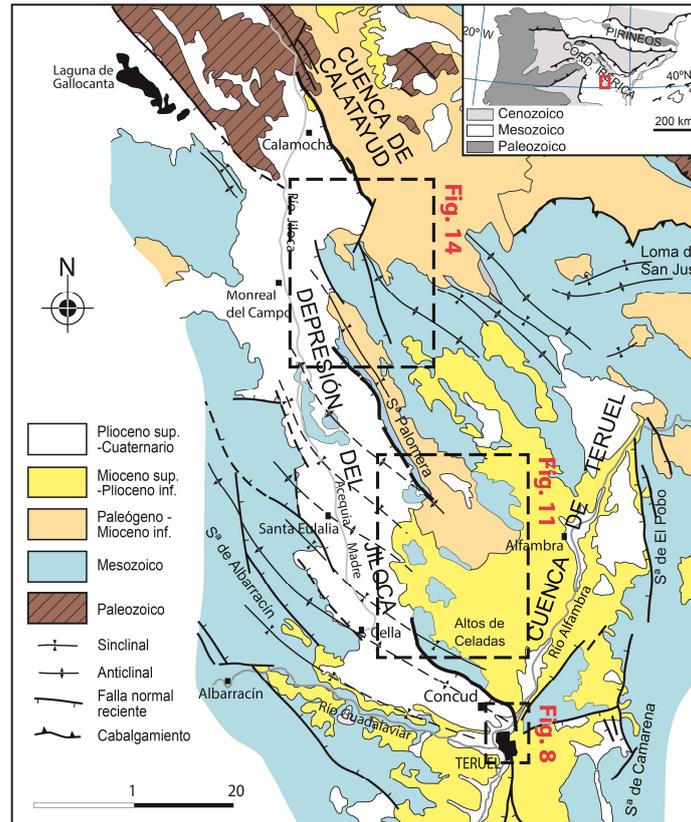


Fig. 1.- Mapa geológico de las fosas de Teruel y del Jiloca y su situación dentro del Península Ibérica. Se señalan las zonas de relevamiento entre las fallas de Calamocha, Sierra Palomera, Concud y Teruel (ampliadas en las Figuras 8, 11 y 14).

4.2. La fosa del Jiloca

4.2.1. Generalidades

Constituye una depresión alargada de unos 70 km de longitud y entre 6 y 12 km de anchura, con una altitud media de 1000 m. Presenta una dirección NNW-SSE, cortando la directriz ibérica NW-SE, y está flanqueada por sierras que oscilan entre los 1200 y 1500 metros de altitud (Fig. 1) al oeste la Sierra de Albarracín y al este Sierra Palomera.

El hundimiento y el consiguiente relleno de la fosa del Jiloca comenzaron a finales del Plioceno, durante el periodo distensivo vinculado al ya mencionado *rifting* del Surco de Valencia. Su estructura resultó claramente asimétrica: su límite occidental presenta una suave basculamiento hacia el este y se articula con algunos escalones de falla, mientras que su margen oriental es el resultado directo de la disposición escalonada diestra de tres grandes fallas normales NW-SE. Se trata de las fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud (Simón, 1983, 1989).

4.2.2. Fallas principales del margen oriental de la fosa del Jiloca y su articulación con la fosa de Teruel: el área de estudio

La **falla de Calamocha** alcanza una longitud de 17 km, con una dirección general NNW-SSE y un buzamiento medio del plano de falla en torno a 70° - 75° W. Las estrías de deslizamiento encontradas en su sector central rondan cabeceos de aproximadamente 90° , lo que indica un movimiento normal puro. En este mismo sector se ha calculado un desplazamiento neto máximo de 220 m (Martín-Bello *et al.*, 2014). Se trata de una falla que ha mantenido una tasa de movimiento media entre 0,06 y 0,09 mm/año desde el Plioceno superior y presenta claras evidencias de actividad cuaternaria (Simón, 1983; Simón *et al.*, 2012). Su bloque superior está afectado por numerosas fallas antitéticas de dirección N-S, cuya distribución y orientación sugiere la presencia de una estructura en *roll-over*. A ello hay que añadirle un monoclinial de acomodación, dado el buzamiento de los estratos que componen los bloques intermedios entre ellas (Simón *et al.*, 2012; Martín-Bello *et al.*, 2014).

La **falla de Sierra Palomera** es una falla normal de 15,6 km de longitud, también con dirección general NNW-SSE, asociada al flanco oriental de un pliegue anticlinal vergente al E. El buzamiento del plano de falla varía entre 54° y 87° W y en él se han identificado estrías de deslizamiento que indican un movimiento normal casi puro y una dirección de transporte $N 255^{\circ} E$ (García-Lacosta *et al.*, 2014). El papel del encajamiento erosivo y de la tectónica vertical en la creación de este escalón ha sido objeto de controversia (Casas y Cortés, 2002; Gracia *et al.*, 2003; Rubio y Simón, 2007; Rubio *et al.*, 2007). Los estudios más recientes muestran cómo muchos de sus rasgos morfológicos sugieren un grado de actividad reciente notable (García-Lacosta *et al.*, 2014) y estiman un salto para la falla de Sierra Palomera desde el Plioceno medio de unos 350-400 m (Rubio y Simón, 2007).

La **falla de Concud** se dispone en dirección NW-SE, aunque en su sector más meridional se orienta más NNW-SSE, aproximándose a la dirección de la falla de Teruel. Su longitud es de 14,2 km y presenta un plano de falla que buza entre 65° y 70° W, con un movimiento normal casi puro y una dirección de transporte $N 220^{\circ} E$. Como excepción, en su sector suroriental la falla se dispone en dirección más próxima a N-S y muestra un desplazamiento ligeramente oblicuo (cabeceo de 75° S), lo que supone la misma dirección

de transporte que en su sector central (Lafuente, 2011; Lafuente *et al.*, 2011). Con un salto neto de 255-300 m, presenta un extenso pliegue de *roll-over* en su bloque hundido al que, en las inmediaciones de la falla, se le añade un sinclinal de acomodación (Lafuente *et al.*, 2011). Se trata de una falla activa que ha mantenido una tasa media de movimiento de 0,07-0,08 mm/año desde el Plioceno medio (Lafuente *et al.*, 2011) y de 0,29 mm/año durante el Pleistoceno Superior (Simón *et al.*, 2016).

La **falla de Teruel** es una falla normal de dirección N-S a NNE-SSW que se extiende unos 9 km, con un plano de falla que buza entre 60° y 80°W. Su salto neto es de aproximadamente 270 m y su tasa de desplazamiento de 0,075 mm/año (Simón *et al.*, 2017). Las estrías de deslizamiento indican un movimiento normal casi puro y una dirección de transporte media N 275° E (Simón *et al.*, 2017). Su bloque hundido también presenta una estructura en *roll-over*, más marcado que en el caso de la falla de Conclud (Lafuente *et al.*, 2011).

4.2.3. Estratigrafía

Por un lado, los relieves que flanquean el margen oriental de la fosa están constituidos mayoritariamente por materiales de edades que abarcan desde el Triásico hasta el Neógeno, con una cierta presencia de afloramientos paleozoicos en su parte septentrional.

Por otro lado, muchas de las características del relleno de la **fosa del Jiloca** (sobre todo en sus sectores central y septentrional) siguen siendo, a día de hoy, desconocidas. Esto es debido a que, a diferencia de la fosa de Teruel, el encajamiento fluvial en esta zona es casi nulo, por lo que sólo se muestra en superficie el dispositivo morfo-sedimentario superficial correspondiente a los últimos depósitos aluviales pliocenos y cuaternarios. Actualmente, toda la información de la que se dispone proviene de los numerosos sondeos que se han ido realizando en la zona, así como de su sector más meridional, donde sí que afloran parte de éstos.

A partir de dichos sondeos, Rubio y Simón (2007) constatan la existencia de espesores de relleno sedimentario de la fosa del Jiloca notables, que de media alcanzan los 50 m y, en puntos concretos, llegan a superar los 100 m. Estos autores distinguen tres grandes unidades sobre el sustrato mesozoico:

- Unidad inferior (Mioceno superior-Plioceno superior): de carácter carbonatado, constituida por margas de tonalidades grises, blancas o amarillentas con microgasterópodos y fragmentos carbonosos propios de un medio palustre. Se correlaciona tentativamente con las formaciones carbonatadas mio-pliocenas de la fosa de Teruel (Fm Alfambra, Fm Tortajada y Fm Escorihuela).
- Unidad intermedia (Plioceno superior): detrítica, compuesta de gravas y limos rojizos y anaranjados. Representa la mayor parte del relleno de la fosa, y culmina en superficie con el sistema de *glacis villafranquienses* (glacis de Gea).
- Unidad superior (Cuaternario): también de carácter detrítico y origen aluvial, aunque en este caso con tonalidades marrones y grises. Algunos de estos depósitos forman piedemontes que arrancan desde los escarpes de falla.

La estratigrafía de la zona de articulación con la **fosa Teruel** es más conocida porque aflora debido a la incisión de los valles del Guadalaviar y Turia. Se compone de varias unidades informales (Godoy *et al.*, 1983):

- Rojo 1 - Unidad Detrítica Inferior (UDI) (Vallesiense): arcillas rojas con intercalaciones de conglomerados y areniscas. Llegan a ocupar los bordes de cuenca.
- Páramo 1 (Turolense): calizas y margas blanquecinas palustres y lacustres.
- Rojo 2 (Turolense–Rusciniense): areniscas, limolitas y arcillas rojo-anaranjadas.
- Páramo 2 (Rusciniense): calizas e intercalaciones margosas negras y grises de origen palustre y lacustre.
- Rojo 3 (Rusciniense–Villafraniense): arcillas, areniscas, y conglomerados rojos.

La unidad Rojo 3 queda cubierta hacia el oeste (zona de Concul–Gea de Albarracín) por el sistema de *glacis villafranquienses* (Ezquerro *et al.*, 2012). Posteriormente, los materiales cuaternarios se depositaron formando cuatro niveles de terrazas fluviales, además de un conjunto de abanicos aluviales que parten desde el escarpe de la falla de Concul.

5. METODOLOGÍA

5.1. Revisión bibliográfica

El análisis bibliográfico llevado a cabo en este trabajo ha consistido principalmente en la recopilación de información referente a tres aspectos fundamentales: (1) los patrones de fracturación en campos de extensión multidireccional y la evolución de las zonas de relevo; (2) la estratigrafía y fracturación de la fosa del Jiloca, lo cual comprende también las características de sus fallas principales; (3) las diversas técnicas empleadas en el campo de la modelización analógica de tipo extensional, dando importancia a aquellas que hacen uso de una base dúctil. Los trabajos consultados son, fundamentalmente, los que se citan en el apartado 3.

5.2. Cartografía de detalle

Cualquier estudio estructural de una zona debe partir de una cartografía geológica de detalle que permita establecer las relaciones existentes entre los materiales y las estructuras de deformación. Dada la extensión del área de estudio, dicha cartografía se ha realizado, esencialmente, mediante estudio sobre fotografías aéreas y tomando como base la cartografía MAGNA (Martín *et al.*, 1977, 1979; Godoy *et al.*, 1983a, 1983b; Hernández *et al.*, 1983a, 1983b; Olivé *et al.*, 1983; Ramírez *et al.*, 1983).

Una vez obtenida una cartografía preliminar, se ha procedido a la realización de un trabajo de campo con el objetivo de evidenciar la existencia de las estructuras de deformación recientes más importantes y de determinar la geometría (longitud, dirección, buzamiento, curvatura, ramificaciones, escalones...) de algunas de ellas. Por un lado, en el caso del margen oriental de la fosa del Jiloca, la escasez de afloramientos apropiados que atraviesan o muestran directamente dichas estructuras ha obligado a limitar su estudio a la observación y caracterización de su expresión cartográfica sobre el terreno. Por otro lado, los afloramientos localizados en la zona de articulación de la fosa del Jiloca con la de Teruel sí que han permitido su estudio más en detalle, con especial atención a la toma de datos cinemáticos que permiten inferir la dirección y sentido de movimiento (estrías, desplazamiento de marcadores estratigráficos, disposición de cantos reorientados...).

En cualquier caso, se ha tendido a hacer hincapié en las fallas de segundo orden (ramificaciones y otras fallas asociadas). Hay que tener en cuenta que las posibles fallas

secundarias: (1) acomodan localmente la deformación de la falla principal, normalmente con menores desplazamientos cuanto más alejadas están de la misma (Bonilla, 1970), pero con análoga dirección de transporte; (2) pueden ayudar a caracterizar la dirección y sentido de movimiento de la falla principal, en el caso de conformar zonas de cizalla semifrágil (fracturas de Riedel); (3) pueden ofrecer información acerca de los eventos sísmicos provocados por el movimiento de la falla principal (Slemmons y dePolo, 1986).

5.3. Análisis mesoestructural

Dentro de las tres zonas de relevo estudiadas se han recogido datos de poblaciones de fallas y fracturas (planos y estrías) a escala de afloramiento, con el fin de conocer su distribución de orientaciones y su cinemática. En concreto, se han estudiado un total de quince estaciones, casi todas ellas en materiales neógenos y cuaternarios.

Para obtener información sobre el comportamiento dinámico de la zona y los sistemas de esfuerzos bajo los cuales se han movido las fallas, se ha realizado un análisis de paleoesfuerzos según el modelo de Anderson (1951) de fallas conjugadas. A partir de él se han inferido sistemas de esfuerzos hipotéticos, dada la escasez de planos con estrías. Esta misma escasez ha hecho inviable la aplicación de otros métodos de inversión de esfuerzos más avanzados basados en la ecuación de Bott (1959) y que utilizan planos de falla reactivados de orientaciones aleatorias (*e.g.* Etchecopar *et al.*, 1981; Simón, 1986).

5.4. Modelización analógica

El estudio se ha completado con una parte experimental, que comprende la elaboración de varios modelos analógicos, con el fin de simular y analizar en profundidad la evolución estructural de las zonas de relevo en contextos de fallas heredadas y campos de esfuerzos inestables. Excepto un modelo (U-1), el resto tratan de simular la deformación producida bajo el campo reciente de extensión radial activo en la región de estudio, cuyas trayectorias primarias de σ_2 se orientan NNW-SSE y las de σ_3 ENE-WSW. De acuerdo con ello, se establece que las direcciones en las que se aplica la tensión biaxial mediante los dos motores que generan el movimiento en los modelos son, respectivamente, N 160° E y N 070° E, correspondientes a las direcciones de σ_2 y σ_3 definidas con mayor precisión en la síntesis reciente realizada por Ezquerro (2017) en la zona de estudio. De acuerdo con estos ejes, se orientará la lámina de látex y la lámina

basal de silicona en los modelos. Los bordes de la silicona, que actuarán como unas “fallas maestras”, servirán para nuclear las fallas principales que representen las fallas de Calamocha, Sierra Palomera, Concud y Teruel, y su geometría no rectilínea, permitirá la formación de zonas de relevo.

Se han realizado un total de dieciséis experimentos, de los cuales once han dado resultados significativos para este estudio, los otros cinco corresponden a los tests necesarios para ajustar las variables (espesores y velocidades, fundamentalmente):

- R1-1, R2-1, R-2 y R-3 son modelos de referencia para estudiar el comportamiento de los materiales por separado en condiciones de extensión biaxial.
- U-1 es el único modelo que se realiza bajo extensión uniaxial.
- La Serie 1 (B1-1, B1-2, B1-3) y Serie 2 (B2-1, B2-2, B2-3) se realizan con extensión biaxial y constituyen dos series de tres modelos cada una en las que se aplican diferentes relaciones entre las dos velocidades de extensión ortogonales y se van variando las orientaciones de la lámina basal de silicona.

5.4.1. Dispositivo experimental: material empleado y diseño

El dispositivo experimental se compone de una lámina cuadrangular de látex que reposa sobre la mesa de modelización y constituye la base del modelo (Fig. 2). Dicha lámina está sujeta, por la parte central de dos de sus bordes ortogonales, a dos listones metálicos fijos y, los otros dos bordes, a dos pistones de madera móviles. Las características de este material (composición: caucho natural vulcanizado; densidad: 0,95 g/cm³; alargamiento máximo: 600%), tan elástico y resistente, hacen de él la herramienta idónea para representar una extensión de tipo radial, aunque, como veremos, ésta resulte ser heterogénea a lo largo de su superficie. La deformación de la lámina de látex queda registrado mediante una cuadrícula marcadora con espaciado de 5 x 5 cm trazada con rotulador, paralela a las direcciones en que se ejerce la tracción y, por tanto, a las direcciones del campo extensional primario (160 y 070). El análisis del campo de deformación resultante de la extensión biaxial, como se detalla más adelante, llevó a delimitar un sector central de estudio de 25 x 25 cm, en el que la deformación fuese lo más homogénea posible (modelos R1-1 y R2-1). Con el fin de permitir una distribución más uniforme de la extensión biaxial, se dejaron libres las esquinas de la lámina de látex.

El movimiento de los pistones de madera se llevó a cabo mediante dos sistemas de motores (M1 y M2) compuestos, cada uno de ellos, de un motor eléctrico, un reductor y un convertidor de frecuencia. Este último es el que ha permitido controlar la velocidad ($V_{\text{máx}} M1 = 11,7 \text{ cm/h}$; $V_{\text{máx}} M2 = 8 \text{ cm/h}$).

Para la construcción de los modelos se ha empleado un dispositivo bicapa, con una base de silicona y un paquete de arena que cubre por completo la anterior. La silicona es incolora, de tipo *Rhodorsil Gomme FB* de Caldic; viscosidad a $20 \text{ }^\circ\text{C}$: $7 \times 10^3 \text{ Pa s}$; densidad: 980 kg m^{-3} . La arena es de color azul claro, de tipo *Arena Silicea L-70/80 S* de Sibelco Hispania; composición: 99% de SiO_2 ; granulometría $< 500 \mu$; densidad: 1500 kg m^{-3} ; ángulo de rozamiento interno: 32° ; cohesión nula.

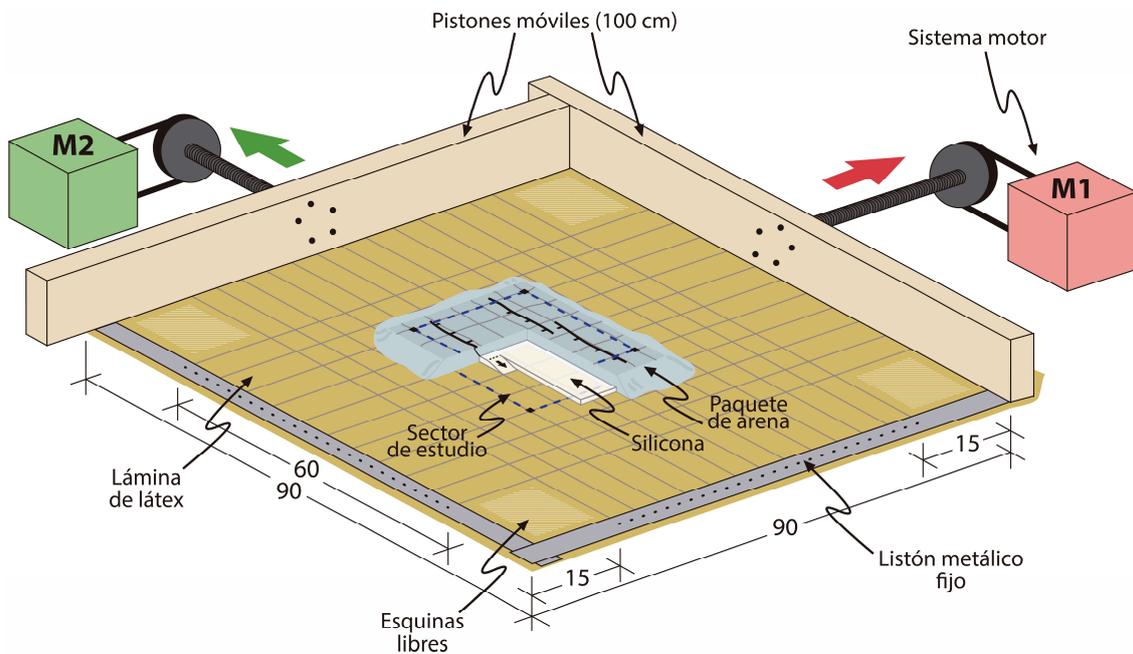


Fig. 2.- Dispositivo experimental. Las longitudes señaladas están expresadas en centímetros.

5.4.2. Dimensionamiento y parámetros

Para simular cualquier proceso natural mediante la modelización analógica es necesario dimensionar previamente los modelos respecto al prototipo en la naturaleza siguiendo los principios de Hubbert (1937) y Ramberg (1981) de similitud geométrica, cinemática y dinámica.

Para el dimensionamiento (véase el proceso completo en el Anexo I) se ha elegido una relación de longitudes $L = 1,25 \times 10^{-5}$, lo que significa que 1 cm en los modelos equivale a 0,8 km en la naturaleza (Tabla 1). El campo gravitatorio, densidades y viscosidades vienen impuestas por las condiciones experimentales y por los materiales utilizados. El factor de escala del campo gravitatorio es $g = 1$, ya que los modelos se realizan en campo gravitatorio normal, y la relación de densidades entre la naturaleza y los materiales empleados es $\rho \sim 0,5$. La proporcionalidad entre las fuerzas tectónicas y gravitacionales es $\sigma = \rho g L \sim 6,25 \times 10^{-6}$ y el factor de escala para la viscosidad del nivel dúctil $\mu = 7 \times 10^{-18}$. La relación temporal es $T = 1,12 \times 10^{-12}$ (1 h de experimento representa 102 Ma en la naturaleza) y la relación de velocidades $V = 1,11 \times 10^7$ (10 cm/h en el laboratorio representan 0,08 mm/año en la naturaleza).

PARÁMETRO	Modelo	Naturaleza	Relación Modelo/Naturaleza
Longitud (cm)	1	8×10^5	$1,25 \times 10^{-5}$
Densidad de la capa frágil (kg m^{-3})	1500	2700	$\sim 0,5$
Densidad de la capa dúctil (kg m^{-3})	980	2000	$\sim 0,5$
Viscosidad de la capa dúctil (Pa s)	7×10^3	1×10^{21} (Ranalli, 1995)	7×10^{-18}
Ángulo de rozamiento interno	32°	$31^\circ - 40^\circ$ (Bahroudi <i>et al.</i> , 2003)	~ 1
Tiempo (h)	1	$8,93 \times 10^{11}$	$1,12 \times 10^{-12}$
Velocidad (cm h^{-1})	11,7	$1,05 \times 10^{-6}$	$1,11 \times 10^7$

Tabla 1.- Parámetros del dimensionamiento entre los modelos y la naturaleza.

La similitud dinámica implica que los comportamientos reológicos de los materiales del modelo y de la naturaleza deben ser similares. Los experimentos realizados en este trabajo simulan la parte más somera de la corteza, donde la arena representa la cobertera (de comportamiento frágil) y la silicona el nivel de despegue (de comportamiento dúctil). La arena es un material que responde bien a la Ley de Mohr-Coulomb ($\tau = \sigma \text{tg } \varphi + C$, donde τ es la componente de cizalla del esfuerzo aplicado, σ su componente normal, φ es el ángulo de rozamiento interno y C la cohesión), con ángulos de rozamiento interno muy similares a los de la naturaleza y cohesión nula. La silicona

presenta un comportamiento dúctil de tipo newtoniano ($\sigma = \mu \varepsilon$, donde σ es el esfuerzo aplicado, μ la viscosidad y ε la velocidad de deformación) que permite simular la plasticidad de ese posible nivel de despegue arcilloso-salino.

A continuación (Tablas 2, 3 y 4) se presenta la relación de velocidades entre ambos motores utilizadas para cada modelo, así como la máxima extensión aplicada en cada modelo y la registrada en superficie del mismo. Para ver todas las características conjuntamente ir al Anexo II.

A) Velocidad:

MODELO	M1 (cm/h)	M2 (cm/h)	M2/M1 (%)
R1-1, R2-1, R-2, R-3	11,7	5,8	50
U-1	11,7	0	0
Serie 1: B1-1, B1-2, B1-3	11,7	4,9	~ 40
Serie 2: B2-1, B2-2, B2-3	10,1	8	~ 80

Tabla 2.- Relación de velocidades de los motores en cada experimento.

B) Extensión absoluta máxima (E_{abs}):

MODELO	M1 (cm)	M2 (cm)
R1-1, R2-1, R-2, R-3	15,3	7,5
U-1	22	-1
Serie 1: B1-1, B1-2, B1-3	20	9
Serie 2: B2-1, B2-2, B2-3	14	12,5

Tabla 3.- Extensión alcanzada por los pistones en cada experimento.

C) Extensión del paquete de arena:

MODELO	Elongación finita en M1 (%)	Respecto a E _{abs} M1 (%)	Elongación finita en M2 (%)	Respecto a E _{abs} M2 (%)	
R-2, R-3	-	-	-	-	
U-1	14,7	92	-1,5	99	
Serie 1	B1-1	14,4	94	3,3	94
	B1-2	15,6	94	3	94
	B1-3	15,1	94	3,3	94
Serie 2	B2-1	8,1	94	6,8	94
	B2-2	10,4	96	6,2	93
	B2-3	10	95	6,6	94

Tabla 4.- Extensión del paquete de arena (en tanto por ciento) respecto a sus dimensiones iniciales y respecto a la extensión alcanzada por los pistones en cada experimento. Aunque los modelos R-2 y R-3 también se llevaron a cabo con paquete de arena, no se procedió a medir este parámetro en ellos.

D) Morfología de la silicona:

La geometría de la lámina basal de silicona se ha configurado siguiendo las indicaciones que proporcionan Hus *et al.* (2005), quienes utilizan una morfología en barra escalonada en planta para controlar la localización de la nucleación de las fallas principales en relevo y la formación de estructuras de *relay ramp*. Las fallas principales han de nuclearse siguiendo los bordes de la silicona, que suponen una discontinuidad en la velocidad de deformación y funcionan a modo de “fallas maestras”, y se propagan en la cobertera hasta observarse en la superficie de la arena. En la zona correspondiente al escalón de la silicona es donde se espera que se produzca la interacción entre estas fallas principales.

La principal diferencia respecto a los experimentos de Hus *et al.* (2005) reside en que en nuestro estudio la extensión es biaxial, y no uniaxial. Teniendo en cuenta que las fallas se nuclean en los bordes escarpados de la silicona, fue necesario suavizar el escalón central rebajando el espesor de la lámina de silicona (Fig. 3), con el fin de no inducir la formación artificial de una falla de transferencia.

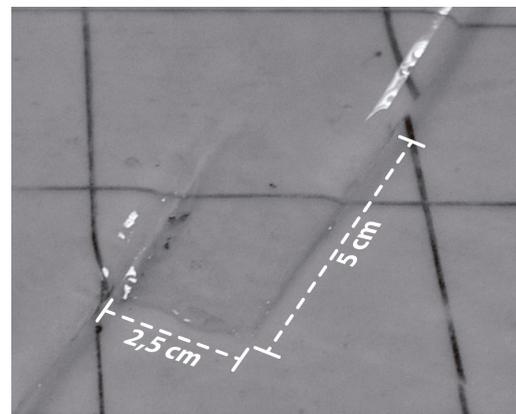


Fig. 3.- Configuración y dimensiones de los escalones de silicona.

Se han llevado a cabo modelos tanto con una zona de relevo como con dos. En este último caso también se ha variado la orientación principal de la barra. El espesor de las láminas de silicona correspondientes a cada modelo se muestra en la Tabla 5; y sus configuraciones en la Tabla 6 (para ver una imagen original a modo de ejemplo ir al Anexo III).

MODELO	Espesor (cm)
R-3	0,5
U-1	1
Serie 1: B1-1, B1-2, B1-3	0,5
Serie 2: B2-1, B2-2, B2-3	0,5

Tabla 5.- Espesor de la lámina basal de silicona en cada experimento.

Configuración silicona		Configuración silicona			
	MODELO	R-3		MODELO	B1-1 B2-1
	Dimensión (cm)	50 x 50		Dimensión (cm)	~ 25 x 10,8
	Espesor (cm)	0,5		Espesor (cm)	0,5
	Dirección	N 160° E		Dirección	N 160° E
	MODELO	U-1		MODELO	B1-2 B2-2
	Dimensión (cm)	~ 25 x 15		Dimensión (cm)	~ 25 x 10,8
	Espesor (cm)	1		Espesor (cm)	0,5
	Dirección	N 160° E		Dirección	N 135° E
	MODELO	B1-3 B2-3		MODELO	B1-3 B2-3
	Dimensión (cm)	~ 25 x 10,8		Dimensión (cm)	~ 25 x 10,8
	Espesor (cm)	0,5		Espesor (cm)	0,5
	Dirección	N 005° E		Dirección	N 005° E

Tabla 6.- Morfología de la silicona en cada experimento. Como referencia se señala el sector de estudio y la posición de los motores M1 y M2. Para ver una imagen original a modo de ejemplo ir al Anexo III.

E) Morfología del paquete de arena:

MODELO	Dimensión aproximada en planta (cm)	Espesor (cm)
R-2	50 x 50	2
R-3	50 x 50	1,5
U-1	25 x 25	1
Serie 1: B1-1, B1-2, B1-3	25 x 25	1
Serie 2: B2-1, B2-2, B2-3	25 x 25	1

Tabla 7.- Dimensiones de los paquetes de arena en cada experimento.

F) Temperatura ambiente: la realización de los experimentos se llevó a cabo a una temperatura de entre 21 y 23°C.

5.4.3. Preparación de los modelos

El desarrollo completo de cada experimento conlleva unas 24h sumando la preparación y ejecución. La mayor parte de ese tiempo es necesario para configurar la morfología de la lámina basal de silicona deseada en cada modelo. Esto se consigue preparando el espacio confinado necesario (Fig. 4A) y dejando que se extienda bajo su propio peso (dadas sus características de fluido viscoso) con el fin de conseguir un espesor uniforme y favorecer su adhesión a la lámina de látex de la manera más homogénea posible. Posteriormente, y una vez se han retirado los confinamientos, se procede a rebajar el espesor de los escalones (Fig. 3). Sobre todo ello se dispone el paquete de arena, depositándola mediante un tamiz en un único evento de sedimentación (Fig. 4B) y extendiéndola uniformemente con ayuda de una tablilla regulada. Finalmente, para una mejor visualización de las estructuras, se han trazado marcadores pasivos sobre la superficie de la arena (cuadrícula de 5 x 5 cm) mediante finas hiladas de arena de color oscuro pero que mantiene las mismas características. Al inicio de cada experimento, dicha cuadrícula es la proyección en superficie de la cuadrícula del látex, si bien en el transcurso del mismo una y otra van desacoplándose progresivamente. Por ello, hemos tenido que realizar un control independiente de la deformación real del paquete de arena tomando medidas directas de la elongación finita de cada uno de sus lados a intervalos de tiempo aproximadamente regulares.



Fig. 4.- A) Preparación del confinamiento. B) Depósito de la arena mediante tamiz (Laboratorio de Modelización Analógica, área de Geodinámica Interna).

5.4.4. Comportamiento general de los modelos: resultados preliminares

El análisis de los cuatro modelos de referencia (R1-1, R2-1, R-2, R-3) permitió estudiar el comportamiento de los materiales por separado: de la lámina de látex en R1-1 y R2-1, de la arena sola en R-2, y de la arena y silicona juntas en R-3. Todos ellos se realizaron bajo un régimen de extensión biaxial; en el caso de R1-1 y R2-1 idéntico al que se someterían los modelos de las Series 1 y 2.

En el modelo con arena sola (R-2) no se formaron estructuras (Fig. 5A). Bajo las mismas condiciones, el modelo con una capa basal de silicona (R-3) dio como resultado un complejo sistema de fracturación compuesto, mayoritariamente, por grábenes, aunque también se registraron fallas aisladas y otras estructuras asociadas a los bordes de la silicona (Fig. 5B). El uso de esta capa dúctil es, por tanto, un punto clave a la hora de inducir la nucleación de las estructuras en la arena. En este modelo, los grábenes se disponen con un espaciado regular y, preferentemente, en zonas cercanas al borde de la silicona. Sus direcciones principales manifiestan una extensión heterogénea: radial centrada respecto al pistón móvil de mayor velocidad, y oblicua en la zona más alejada de ambos pistones. Es entre estos dos dominios donde se sitúa el sector de estudio de 25 x 25 cm correspondiente al modelo U-1 y a las Series 1 y 2.

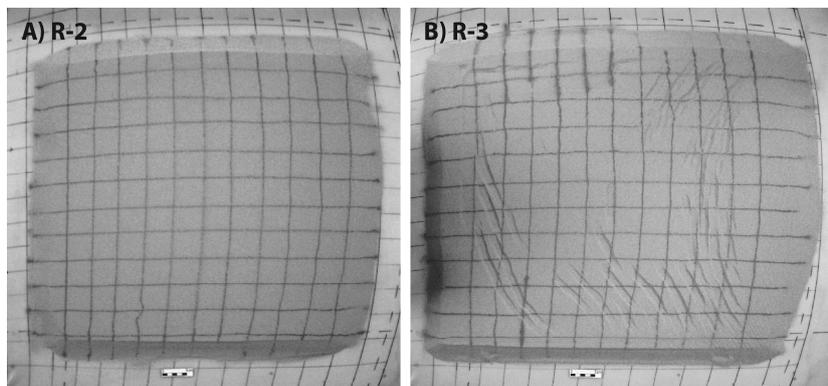


Fig. 5.- Estadio final de los modelos R-2 (A) y R-3 (B). Para conocer los parámetros de cada modelo ir a las Tablas 2, 3, 5, 6 y 7. La escala inferior corresponde a 5 cm.

Para conocer en profundidad el campo de esfuerzos que, más adelante, afectará a los modelos de las Series 1 y 2 se analizó la extensión experimentada por la lámina de látex en los modelos R₁-1 (Fig. 6A) y R₂-1 (Fig. 6B). Dicha extensión quedó registrada mediante marcadores circulares trazados previamente sobre ella en cada una de las celdas del sector de estudio. Conforme avanzaban los experimentos se transformaron dando lugar a un conjunto de elipses de deformación, a partir de las cuales se han reconstruido las trayectorias de máxima extensión. Nuestra interpretación dinámica de la fracturación resultante en cada experimento se basa en el principio de que el campo de esfuerzos transmitido a la capa de arena reproduce exactamente ese campo de deformación de la lámina de látex (eje de esfuerzo mínimo σ_3 paralelo al eje X de deformación).

La diferencia de extensión entre M1 y M2 es mucho mayor en el modelo R₁-1 y, por tanto, en la Serie 1, que en el modelo R₂-1 y Serie 2 (Tabla 2, 3 y 4). La Serie 2 representa unas condiciones de esfuerzo más radiales y muestra, a la vez, una menor homogeneidad, con trayectorias más curvadas (Fig. 6B) que en la Serie 1 (Fig. 6A).

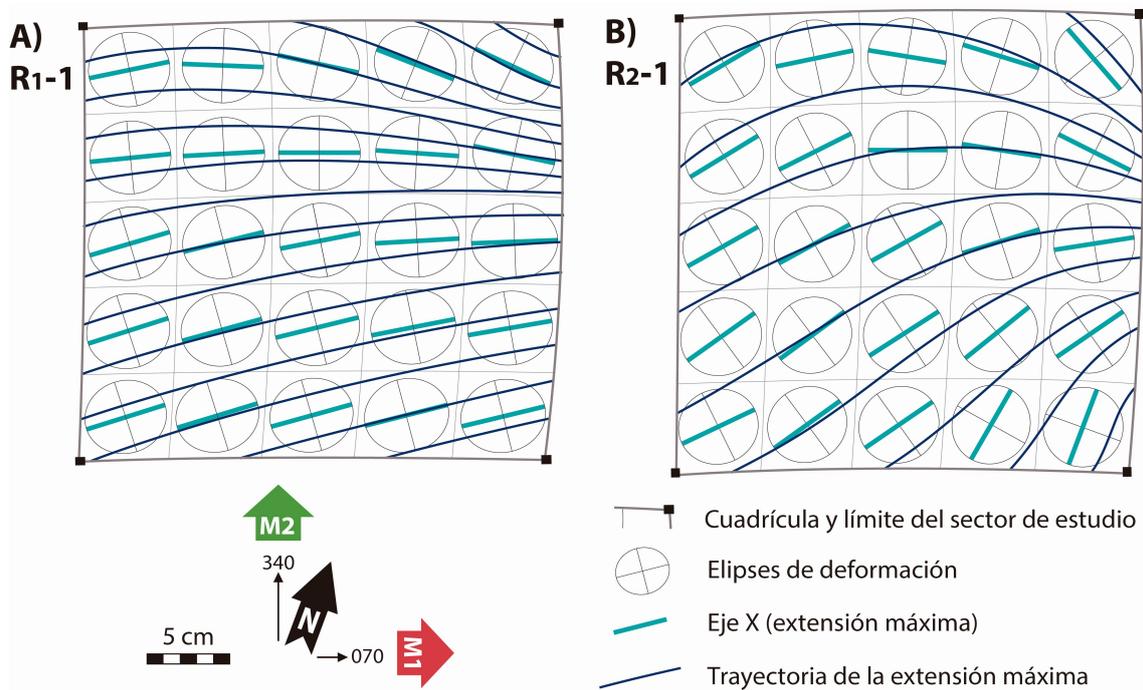


Fig. 6.- Análisis de los modelos R₁-1(A) y R₂-1 (B). Para conocer los parámetros de cada uno de ellos ir a las Tablas 2 y 3. Se señala la posición de los motores M1 y M2. Para ver fotos originales ir al Anexo III.

5.4.5. Estudio sistemático de los modelos

Para los análisis de las Series 1 y 2 se ha hecho distinción entre las estructuras nucleadas en la parte central de la silicona, fundamentalmente grábenes, y aquellas asociadas a los bordes de la misma, como son las fallas principales y otros grábenes. Esto se debe a que, durante el proceso de desmonte de los experimentos, se ha visto que las nucleaciones de estos dos grupos de estructuras tienen un origen diferente: en el primer caso es el movimiento de la silicona bajo el campo extensional y la ascensión de diapiros en su interfaz con la arena (imagen original a modo de ejemplo en el Anexo III), mientras que en el segundo es el propio borde de la silicona.

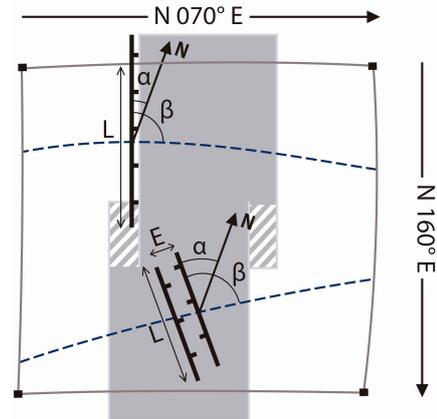


Fig. 7.- Esquema de las variables medidas en las fallas (parte superior) y en los grábenes (parte inferior).

Gracias a la toma de fotografías a intervalos de tiempo regulares en los experimentos de las Series 1 y 2 se han medido las siguientes variables (Fig. 7): longitud acumulada (L); espaciado medio (E), en su caso, entre las fallas que delimitan cada graben; ángulo respecto al norte (α); ángulo respecto a la dirección de extensión σ_3 (β).

Por último, también se han tenido en cuenta las características de las interacciones entre grábenes y fallas, así como las de otras estructuras asociadas a las mismas. Una vez finalizado el experimento y eliminada la capa de arena, también se ha observado la deformación sufrida por la lámina basal de silicona.

El tratamiento mediante Excel (Microsoft, versión 2013) de estos datos ha permitido hacer un análisis detallado de la deformación progresiva de cada experimento. Por una parte, las variaciones de longitud (L) y espaciado (E) son aspectos importantes en cuanto al crecimiento de las estructuras. Por otra parte, las mediciones sistemáticas de los ángulos α y β han permitido calcular dos ángulos de desviación: el ángulo θ entre la dirección de los bordes de la silicona y de las estructuras, y el ángulo γ entre la dirección de σ_3 y la perpendicular a las estructuras. Para conocer la influencia relativa que han tenido el borde de la silicona o el campo de esfuerzos impuesto, se considerarán estructuras controladas por los bordes de la silicona aquellas cuyo ángulo $\theta < \pm 20^\circ$, y controladas con el campo de esfuerzos aquellas cuyo ángulo $\gamma < \pm 20^\circ$.

6. RESULTADOS

6.1. Análisis estructural de la fracturación

La fracturación reciente que afecta a materiales neógenos y cuaternarios en las tres zonas de relevo entre las fallas de Teruel, Concud, Sierra Palomera y Calamocha ha sido estudiada a escala tanto cartográfica como de afloramiento. Se trata de caracterizar su geometría, interpretar sus relaciones con el campo de esfuerzos regional, y valorar en qué medida es reflejo de la propia interacción entre las fallas maestras que forman cada relevo. A continuación se describen las tres zonas de relevo, comenzando por aquella situada en el sector sur de la fosa del Jiloca (zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel, ya estudiada por Peiro, 2016; Peiro *et al.*, 2017) y continuando con las de los sectores más septentrionales.

6.1.1. La zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel

La zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel es un área de aproximadamente 10 km². Su disposición en relevo diestro obliga a que el bloque intermedio entre ambas acomode la transferencia de desplazamiento mediante un basculamiento hacia el N o NNW (*relay ramp*). Sin embargo, la cercana macroestructura de dirección ENE-WSW de Los Mansuetos-Valdecebro, que consiste en un sinforme transversal fallado longitudinal y transversalmente, también interfiere en dicha estructura amplificándola y haciendo que la transferencia de desplazamiento entre ambas no sea progresiva, como correspondería a una zona de relevo simple (Lafuente *et al.*, 2011).

Se trata de una zona afectada por un conjunto de fallas, orientadas NNW-SSE y, ocasionalmente, NNE-SSW, alineadas con la posible prolongación hacia el norte de la traza principal de la falla de Teruel (Peiro, 2016; Peiro *et al.*, 2017). Asimismo, existen pliegues de acomodación suaves asociados a esas fallas, con charnelas subparalelas a sus trazas, y diferentes basculamientos probablemente causados por la actividad de las mismas. Todo ello afecta a materiales neógenos pero, sobre todo, cuaternarios. Estas evidencias de deformación reciente están localizadas en tres afloramientos diferentes, todos ellos situados dentro de la zona de relevo: Autovía Mudéjar, Las Ramblillas y Cuesta de la Bajada (Peiro, 2016; Peiro *et al.*, 2017). Su localización puede verse en los puntos 1 a 3 del mapa geológico de la Fig. 8, realizado por Lafuente (2011) y modificado y completado con las nuevas estructuras reconocidas por Peiro (2016).

La excavación de los taludes de la Autovía Mudéjar (punto 1 en Fig. 8) sacó a la luz un extenso corte en el que se aprecian varias fracturas afectando a la Terraza Media (Pleistoceno Medio) y a la unidad Rojo 3 (Plioceno Superior; Fig. 9A, B): una zona de falla NNE-SSW (estereograma 1b en Fig. 8), un conjunto de fallas menores NNW-SSE y numerosas fracturas (estereogramas 1a, c en Fig. 8). Todas las fallas son antitéticas a las de Concud y Teruel y producen, integrando todos sus desplazamientos, un salto aparente total de unos 18 m en la base de la terraza. Las estrías medidas en dos planos de falla indican una dirección de transporte común del bloque superior hacia ENE (estereogramas 1a, b en Fig. 8).

En Las Ramblillas (punto 2 en Fig. 8) se observan tres fallas afectando tanto a la Terraza Media como a los materiales villafranquienses subyacentes, todas ellas de dirección NNW-SSE. Dos de estas fallas, las situadas en la parte occidental del corte, son sintéticas a la falla de Concud y producen saltos métricos y decamétricos en la terraza pleistocena, basculando los bloques intermedios entre ellas. La más importante de estas dos presenta una orientación 157, 48 W y estrías con cabeceo 70 S (Simón *et al.*, 2017). En la parte oriental aflora un tercer plano de rotura, antitético a la falla de Concud y con un salto visible de 3 m. Esta información de superficie, junto con datos del subsuelo procedentes de dos sondeos (uno de ellos descrito por Ezquerro *et al.*, 2016), ha permitido la reconstrucción del corte en profundidad. Durante este proceso se ha visto que se trata de una estructura sinclinal cuyo núcleo presenta un espesor de la terraza anómalamente alto. Esto se asociaría al movimiento de una hipotética falla ciega, similar a las de la parte occidental y sintética a la falla de Concud, que desplazaría la serie lo suficiente como para acomodar la sedimentación sintectónica.

El afloramiento de la Cuesta de la Bajada (punto 3 en Fig. 8) puede dividirse en dos sectores: noreste y suroeste. En el sector noreste, más alto topográficamente, aflora la Terraza Inferior (Pleistoceno Superior), mientras que en el suroeste afloran materiales atribuibles a la Terraza Media situados por debajo de los anteriores. Por una parte, el sector noreste está afectado por una zona de falla principal de dirección 138, 53 W y un conjunto de fallas y fracturas menores sintéticas y antitéticas (estereograma 3 en Fig. 8; Fig. 10A, B). En el caso de la zona de falla principal, se ha estimado un salto mínimo de 2,4 m, así como una longitud mínima de 60 m, ya que se ha visto que su plano aflora de nuevo en un talud situado al norte del mostrado en la Fig. 10. El conjunto de estructuras

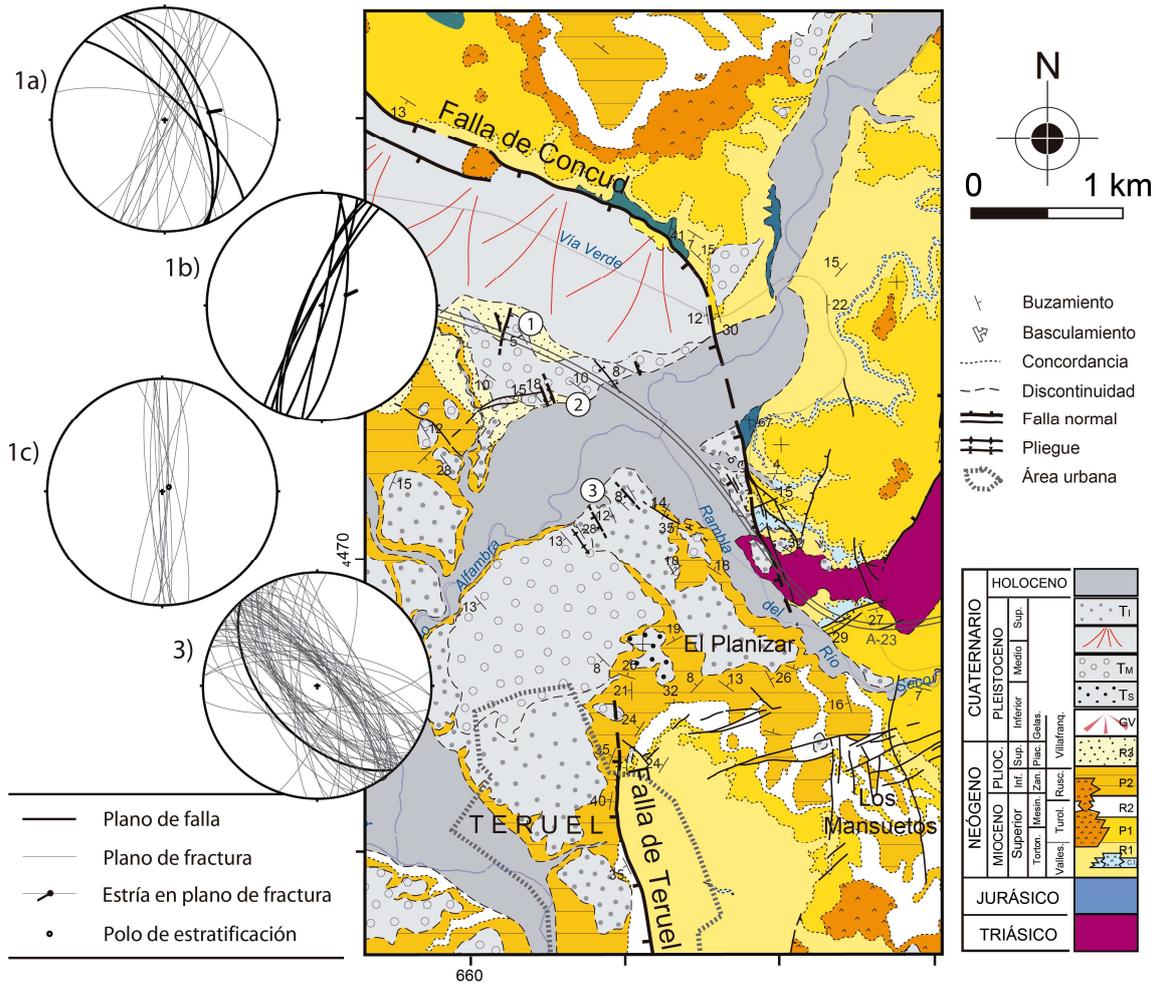


Fig. 8.- Mapa geológico de la zona de relevo entre las fallas de Conclud y Teruel (modificado de Lafuente, 2011). 1a-3) Estereogramas de fracturas medidas en las estaciones señaladas en el mapa: 1) Autovía Mudéjar; 2) Las Ramblillas; 3) Cuesta de la Bajada.

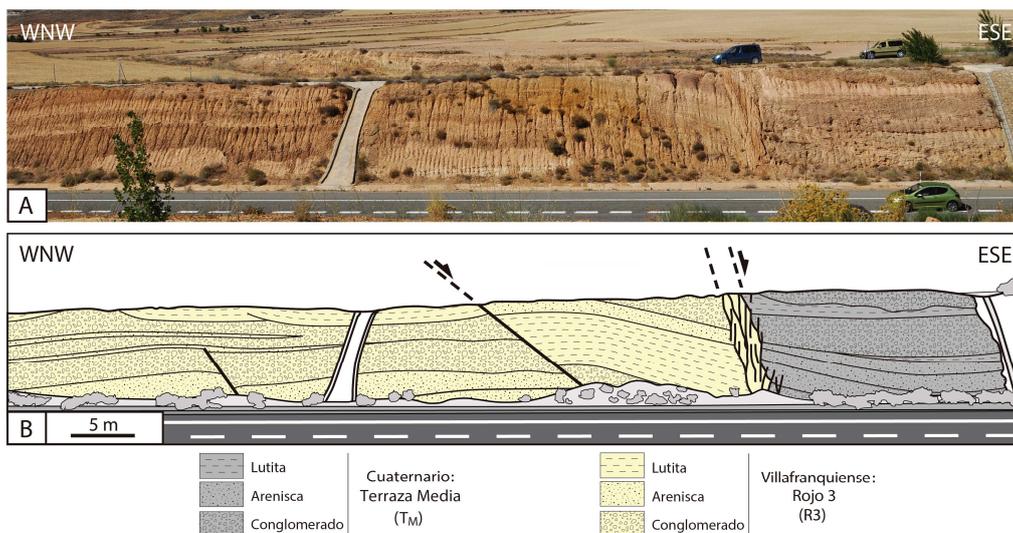


Fig. 9.- A) y B) Fallas normales afectando a la unidad Rojo 3 y a la Terraza Media en la Autovía Mudéjar (punto 1 en la Fig. 8)

de este sector puede interpretarse como un sistema de fallas normales conjugadas (estereograma 3 en Fig. 8). A partir de ellas, y aplicando el modelo de Anderson (1951), se infiere un sistema de esfuerzos hipotético con un σ_1 prácticamente vertical y σ_3 orientado SW-NE, si bien al carecer de datos de estrías esta interpretación no es del todo sólida. Por otra parte, en el sector suroeste se ha inferido la presencia de otra falla que desplaza los materiales de la Terraza Media un mínimo de unos 7 m. Esta interpretación se basa en las diferencias en la litología y buzamiento de los dos bloques; uno de ellos está basculado hacia el plano de falla y se interpreta como una estructura en *roll-over* del bloque hundido.

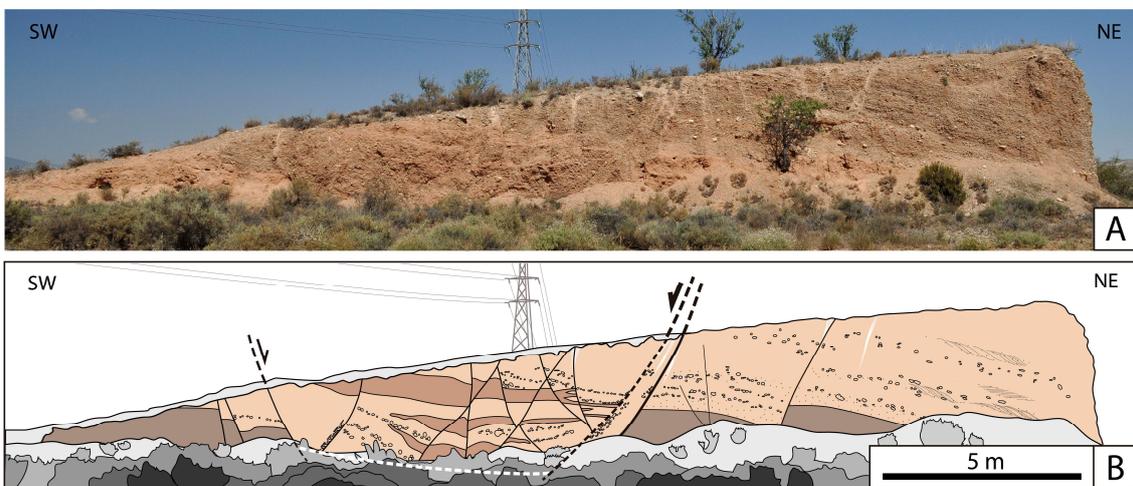
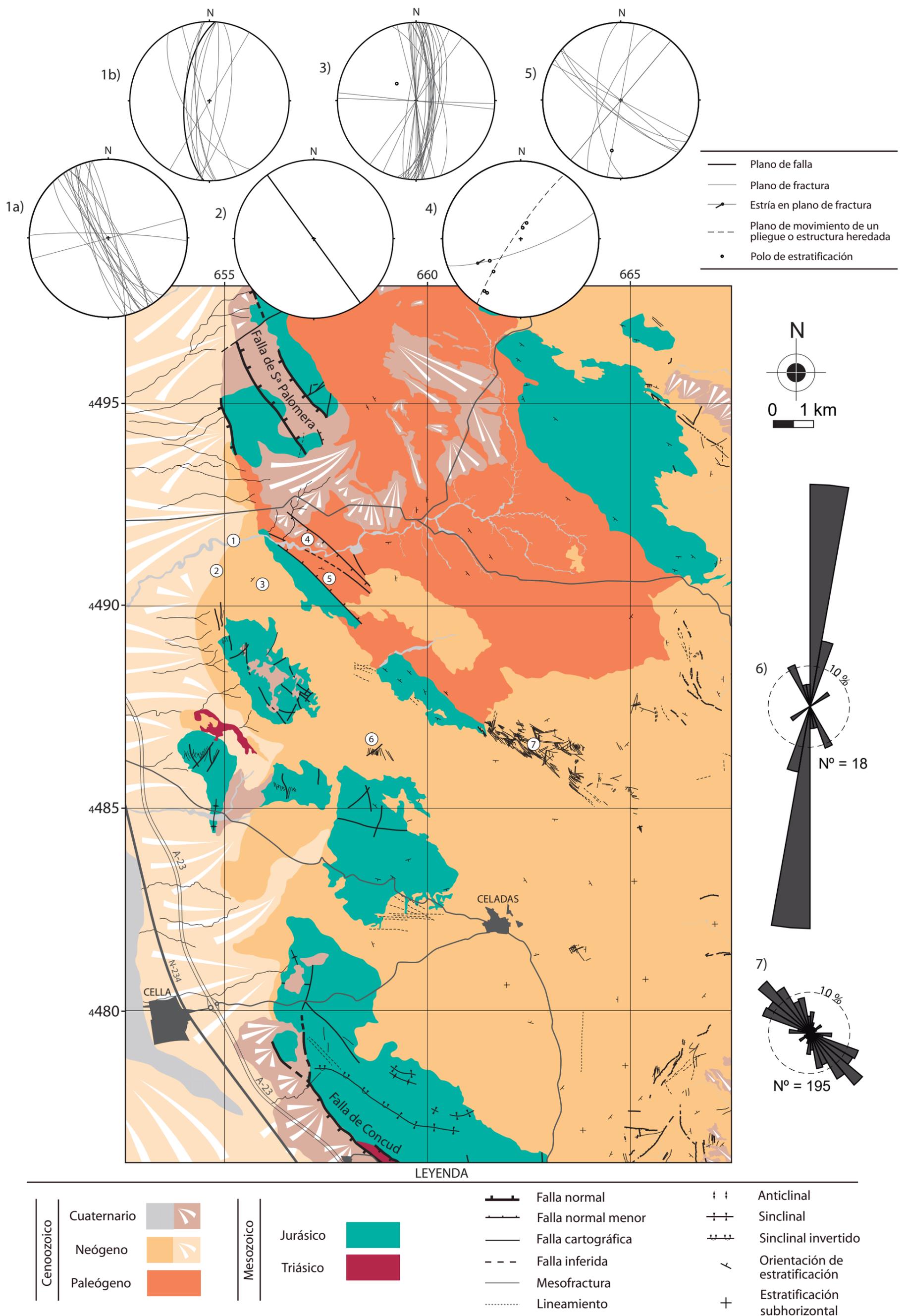


Fig. 10.- A) y B) Fallas normales afectando a gravas (marrón claro) y lutitas (marrón oscuro) de la Terraza Inferior en el sector noreste de Cuesta de la Bajada (punto 2 en la Fig. 8).

6.1.2. La zona de relevo entre las fallas de Sierra Palomera y Concud

El área comprendida entre las terminaciones sur y norte de las fallas de Sierra Palomera y Concud, respectivamente, alcanza una extensión de aproximadamente 200 km². Como puede observarse en el mapa geológico de la Fig. 11, los materiales que dominan en ella son, en su mayoría, cenozoicos. Triásico y Jurásico afloran también en numerosos puntos dispersos por toda la zona de relevo, mientras que los materiales paleógenos dominan en su sector norte y los neógenos en el sector sur. Aquellos más recientes, los cuaternarios, están asociados a barrancos, planicies y abanicos aluviales procedentes de los escarpes de falla más importantes.

En campo, la topografía no hace fácilmente visibles ni los cambios litológicos ni las rupturas superficiales. A excepción de la continuación de la Sierra Palomera, más escarpada, la zona se compone de planos y lomas en los que únicamente se identifican



variaciones en la tonalidad del terreno. Sin embargo, se han localizado siete afloramientos destacables en los que aparecen diversas evidencias de deformación frágil: Rambla de Villarrosano, Picos del Campillo, Camino del Hocina, El Carrascal, Barranco de las Carreras, Rambla de las Hocecillas y El Cerillar (puntos 1 a 7 en Fig. 11). El primero de ellos ya fue estudiado por Simón (1983) y los dos últimos por Ezquerro (2017).



Fig. 12.- Falla normal afectando al glacis villafranquiense (parte superior) y a la unidad Rojo 3 (parte inferior) en la Rambla de Villarrosano (punto 1 en Fig. 11).

La Rambla de Villarrosano es un extenso barranco que cruza la zona de relevo de este a oeste entre las fallas de Sierra Palomera y Concud. En sus taludes (punto 1 en Fig. 11) afloran los abanicos villafranquienses discordantes bajo la unidad Rojo 3, todo ello afectado por numerosas fracturas menores (estereogramas 1a y 1b en Fig. 11, respectivamente; Simón, 1983). En ambos materiales la fracturación se dispone con una orientación preferente NNW-SSE, en el Rojo 3, y N-S, en el Villafranquiense. A lo largo del barranco se ha visto que el Villafranquiense está afectado también por fallas N-S, con saltos decimétricos y métricos (Fig. 12). De entre ellas sólo se ha podido tomar datos de una, la señalada en el estereograma 1b de la Fig. 11.

Camino del Hocina es otro afloramiento de características muy similares al anterior y situado más al sur. En él se aprecia una falla vertical y con dirección N 144° E. Corta a la unidad Rojo 3 y al Villafranquiense (punto y estereograma 2 en Fig. 11). Su salto no es visible en el afloramiento.

El afloramiento de El Carrascal, al este del anterior, se compone de varios paquetes conglomeráticos correspondientes a la unidad Rojo 2 (Mioceno Superior) afectados por un conjunto de fracturas, mayoritariamente verticales y orientadas en dirección N-S (punto y estereograma 3 en Fig. 11; Fig. 13A, B). Se ha visto que en algunos puntos existe una familia secundaria, también vertical y con dirección E-W, que se interrumpe en la anterior (Fig. 13B).



Fig. 13.- A) y B) Fracturas en la unidad Rojo 2 de El Carrascal (punto 3 en Fig. 11).

Los datos de buzamiento de la estratificación en Picos del Campillo refleja la presencia de un pliegue o estructura heredada de los materiales paleógenos (punto 4 en Fig. 11), recubiertos aquí por abanicos cuaternarios que parten desde los escarpes de fallas cercanas. El Paleógeno está afectado por un plano de fractura con orientación 070, 78 S (estereograma 4 en Fig. 11). Sobre este mismo plano hay estrías de deslizamiento con cabeceo 38 W, así como escalones de Riedel y de recristalización que indican un desplazamiento sinistral y una dirección de transporte del bloque superior hacia el NE-ENE.

Otro afloramiento con evidencias de deformación frágil es el Barranco de las Carreras (punto y estereograma 5 en Fig. 11), el segundo estudiado sobre materiales paleógenos. Se trata de dos familias de fallas con direcciones aproximadas N 015° E y N 130° E. Llama la atención el fuerte buzamiento de las capas, de alrededor de 55° N.

Los sectores de la Rambla de las Hocecillas (punto y diagrama de rosa 6 en Fig. 11) y de El Cerillar (punto y diagrama de rosa 7 en Fig. 11) están visiblemente fracturados a escala cartográfica. La cartografía de la fracturación en cada uno de ellos ha sido tomada de Ezquerro (2017). Las diagramas de rosa de las fallas y fracturas correspondientes muestran una clara dominancia de la dirección N-S en el caso de la Rambla de las Hocecillas y, aunque de forma menos acusada, NW-SE y su perpendicular en El Cerillar.

6.1.3. La zona de relevo entre las fallas de Calamocha y Sierra Palomera

La última zona de relevo es la situada más al norte, que alcanza una extensión de más de 150 km² y presenta diferencias litológicas y topográficas muy considerables con respecto a la zona de relevo entre las fallas de Sierra Palomera y Concud (Fig. 14). Los materiales mesozoicos dominan en su sector sur, donde alberga un sinclinal, en cuyo núcleo afloran materiales paleógenos, y un anticlinal contiguo, con rocas triásicas en su núcleo. Las charnelas de estos pliegues son claramente paralelas a la dirección de las fallas principales. La serie neógena se limita al sector norte de la zona de relevo. La serie cuaternaria, a zonas concretas repartidas homogéneamente, siempre asociada a barrancos, planicies y abanicos aluviales procedentes de los escarpes de falla más importantes.

El conjunto de grábenes que ocupa la parte central de la zona de relevo se compone de fallas con direcciones N-S y NNW-SSE (Fig. 14). El relleno cuaternario de los *valles tectónicos* resultantes es de tipo arcilloso-limoso y normalmente presenta una geometría cóncava en corte (Fig. 15A, B). Sólo existe un afloramiento claro de uno de los planos de falla que delimitan los grábenes, el mostrado en la Fig. 18, y cuyo descubrimiento a comienzos de los años 80 permitió la interpretación tectónica de todo este conjunto de depresiones. En otros puntos concretos, como el señalado en la Fig. 15C, se observan pequeños escarpes de entre 1 y 2 m de altura sobre el fondo del valle; en ellos se intuyen en ocasiones planos de falla degradados paralelos al escarpe. Hay constancia de estructuras de interacción entre estos escalones de falla, como son las rampas de relevo (Fig. 15B), en las que el desplazamiento entre las fallas es acomodado mediante un basculamiento.

En la parte norte de la zona de relevo, existen numerosas fallas que ponen en contacto y limitan los materiales neógenos y cuaternarios de dirección dominante NE-SW a NNE-SSW, entre las que destaca la falla de Bañón (Fig. 14). Estas fallas presentan grandes sistemas de abanicos aluviales cuaternarios asociados a sus escarpes. Una gravera situada cerca de la falla de Bañón y excavada en dichos materiales ha permitido constatar que el espesor de la serie cuaternaria en su bloque hundido es anómalamente alto, de hasta 8 m. Esto podría explicarse mediante una estructura en *roll-over* que permitiese una mayor tasa de subsidencia y sedimentación sintectónica en el bloque hundido.

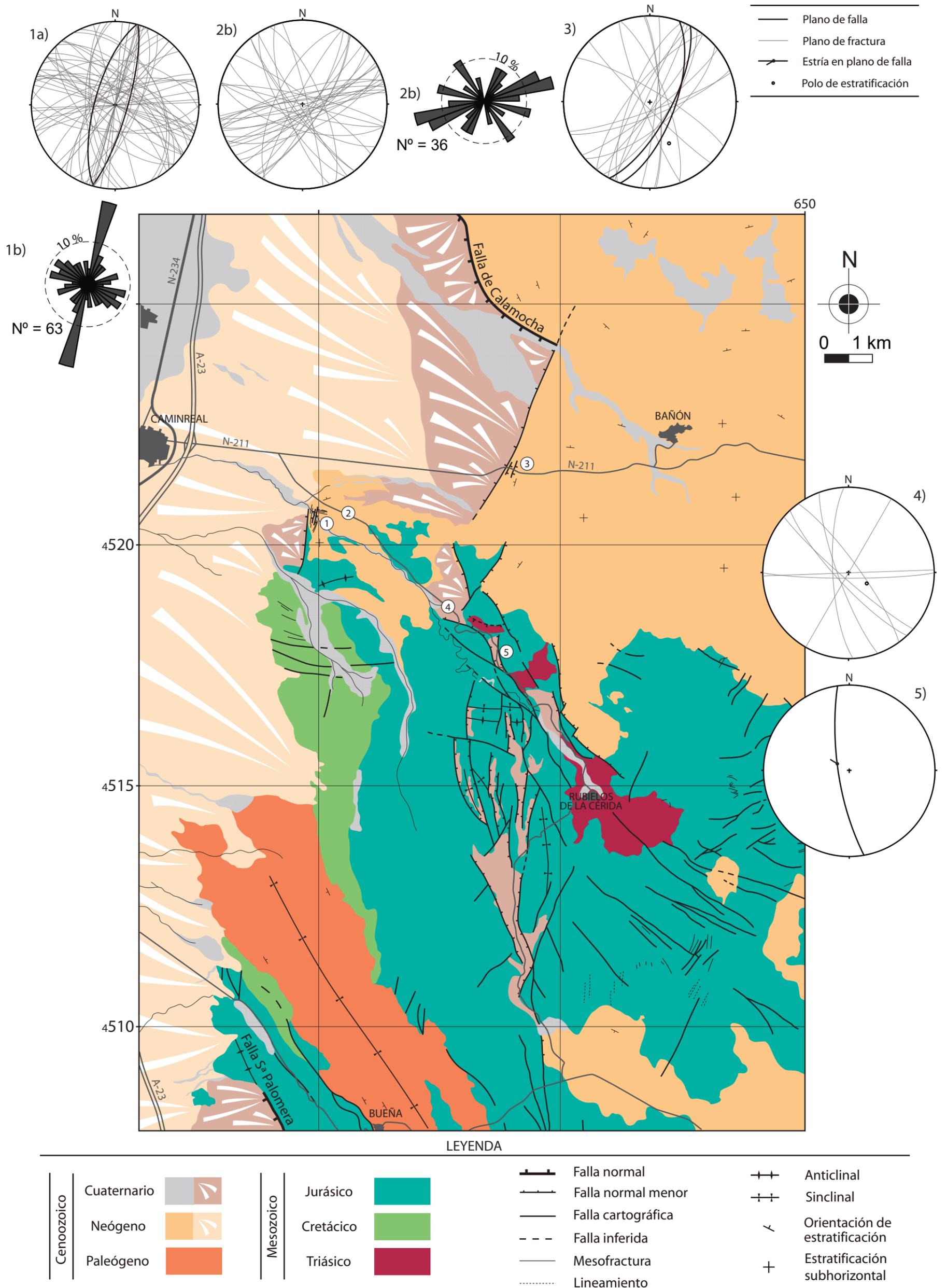


Fig. 14.- Mapa geológico de la zona de relevo entre las fallas de Calamocha y Sierra Palomera basado en la cartografía MAGNA, hojas nº 491 (Calamocha), 492 (Segura de los Baños), 516 (Monreal del Campo) y 517 (Argente), y en datos propios. 1a-5) Estereogramas y diagrama de rosa con las direcciones de fracturas medidas en las estaciones señaladas en el mapa: 1) El Ramblón; 2) Las Lomas; 3) Falla de Bañón; 4) Los Cuatro Mojones; 5) Falla de Rubielos de la Cérída.

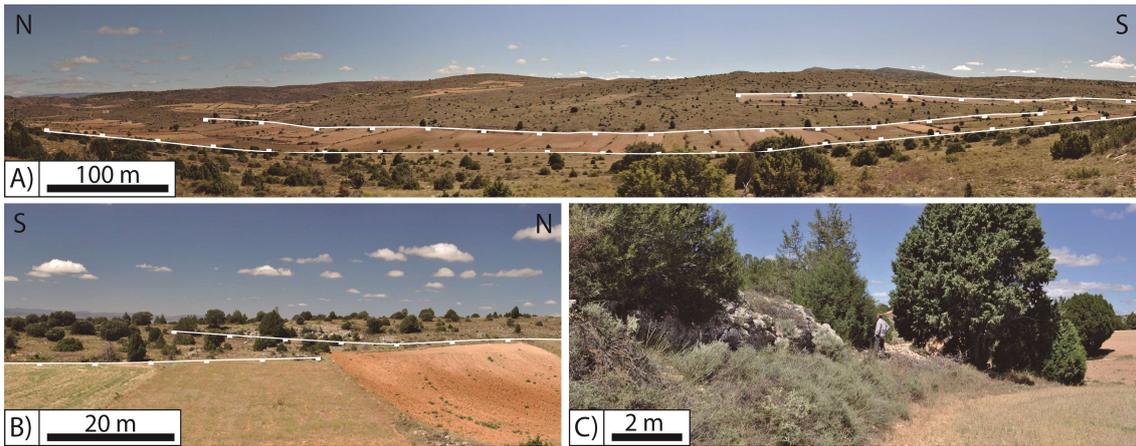


Fig. 15.- A) Grábenes que forman valles tectónicos en la zona de relevo entre las fallas de Calamocha y Sierra Palomera. B) y C) Rampa de relevo y escarpe de falla en un borde de graben, respectivamente.

Los afloramientos en los que se han estudiado diversas evidencias de deformación frágil son cinco: El Ramblón, Las Lomas, Falla de Bañón, Los Cuatro Mojones y la Falla de Rubielos de la Cérda (puntos 1 a 5 en Fig. 14). En los tres primeros las rupturas afectan a materiales neógenos, mientras que el cuarto y quinto muestran deformaciones en rocas más recientes. El último afloramiento ya fue estudiado por Capote *et al.* (1981).

Los conglomerados neógenos del barranco de El Ramblón (punto 1 en Fig. 14), correspondientes a la unidad Rojo 2, forman parte del bloque levantado de una de las fallas importantes de la zona de relevo. Están fracturados a varias escalas: desde fracturas centimétricas y decimétricas hasta fallas de mayores dimensiones con desplazamientos visibles en campo (Fig. 16A, B, C). La orientación de todo este conjunto puede parecer heterogénea si se tiene en cuenta el estereograma correspondiente (1a en Fig. 14), pero en la cartografía y en el diagrama de rosa (1b en Fig. 14; Fig. 16) se diferencian dos familias claras: una en N 015° E y su perpendicular, más dispersa, en torno a N 100° E. No se dispone de datos de estrías ni de otro tipo de estructuras que aporten información sobre la cinemática de las fallas de esta zona.

Los taludes de la carretera TE-V-1007 dejan aflorar otro tramo de la unidad Rojo 2 fuertemente fracturada (estación de Las Lomas; punto 2 en Fig. 14). Se trata de fracturas de escala decimétrica que se disponen en varias direcciones preferentes (estereograma 2a y diagrama de rosa 2b en Fig. 14): una mayoritaria ENE-WSW, una segunda aproximadamente ortogonal NNW-SSE, y otras dos también ortogonales entre sí, NNE-SSW y ESE-WNW.

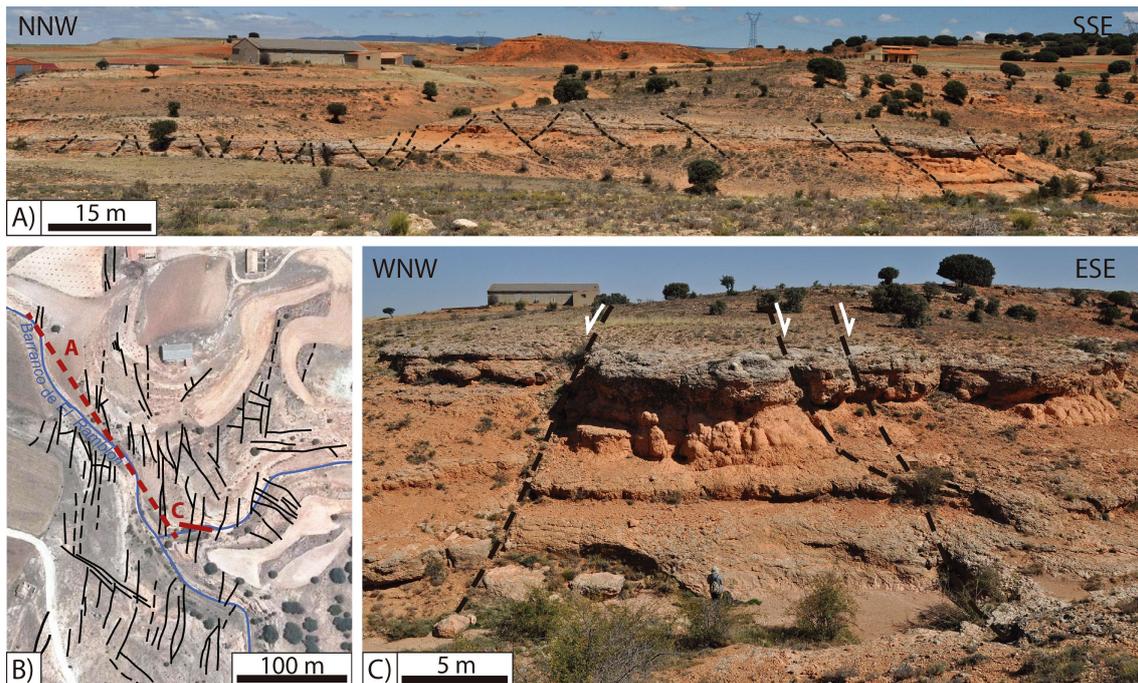


Fig. 16.- A) y C) Fallas normales en el Rojo 2 de El Ramblón (punto 1 en Fig. 14). B) Mapa de detalle de la fracturación de la zona; se señala la localización de las fotografías A y C.

Respecto a la falla de Bañón, la información que se tiene, a día de hoy, se reduce a aquella inferida de las cartografía MAGNA, como es su dirección N 025° E. En campo no se ha visto aflorar su plano, pero sí algunas de las estructuras asociadas a ella (punto 3 en Fig. 14): dos fallas antitéticas a la principal, así como un par sintéticas relacionadas con las anteriores (Fig. 17). También se dispone de numerosos datos de fracturas mostradas en el estereograma 3 de la Fig. 14.



Fig. 17.- Fallas antitéticas y sintéticas a la de Bañón afectando al Rojo 2 del bloque levantado (punto 3 en Fig. 14). La orientación de la antitética situada más al este es 028, 70 E y la de la parte oeste 020, 66 E.

Los Cuatro Mojones en un afloramiento puntual con evidencias de fracturación en materiales aluviales cuaternarios (puno y estereograma 4 en Fig. 14). Las orientaciones son dispersas aunque con una ligera predominancia de la dirección NNW-SSE a NW-SE.

La falla de Rubielos de la Cérída, ya estudiada por Capote *et al.* (1981) y Gutiérrez *et al.* (2008), aparece expuesta en un afloramiento excepcional en una cantera de áridos (punto 5 en Fig. 14; Fig. 18A, B) y pone en contacto materiales jurásicos y cuaternarios. Estos últimos están datados mediante C14 entre >48,5 ka y ~43,1 ka (Gutiérrez *et al.*, 2008). Presenta estrías y otros marcadores cinemáticos (estereograma 5 en Fig. 14). Su dirección es cercana a N-S, al igual que los grábenes en los que se encuentra, y la media de las estrías de deslizamiento indica una dirección de transporte N 300° E.



Fig. 18.- A) y B) Plano expuesto de la falla de Rubielos de la Cérída (punto 5 en Fig. 14).

6.2. Modelización analógica

6.2.1. Experimentos bajo régimen de extensión biaxial

Los seis modelos sometidos a este régimen se caracterizan por desarrollar dos familias diferentes de estructuras: 1) grábenes distribuidos por la zona central del modelo y, por lo tanto, de la lámina basal de silicona, y 2) fallas y otros grábenes nucleados a partir de los bordes de la misma (a partir de ahora nos referiremos a este conjunto como fracturación de borde). Las diferencias en los resultados obtenidos a partir de estos modelos están en el mayor o menor desarrollo de las dos familias de estructuras y en la orientación de las mismas.

El hecho de hacer distinción entre los grábenes centrales y la fracturación de borde se ve reforzado en el momento en el que se analizan sus variaciones de longitudes

(L; Fig. 7). En todos los casos estudiados los grábenes centrales alcanzan una longitud final menor que la de la fracturación de borde: en el primer caso la media es de 5,7 cm mientras que en el segundo es de 15,5 cm. Esto es debido a la propia longitud de la capa de silicona y a que, en algunos casos, la dirección de crecimiento de las estructuras es oblicua a la misma.

La evolución general de la longitud de la mayoría de estructuras se basa en un crecimiento rápido en los estadios iniciales. En unas ocasiones, alcanzan directamente la longitud que mantendrán hasta el final del experimento y, en otras, siguen varias etapas de crecimiento.

Asimismo, se ha observado cómo todos los grábenes, ya sean los formados en el centro o en los bordes de la lámina basal de silicona, presentan un espaciado (E; Fig. 7) muy regular comprendido entre 1 y 1,7 cm. Este espaciado varía con el tiempo: en los estadios iniciales está en torno a 1,2 cm y, a medida que el experimento avanza y se acomoda una mayor extensión, aumentan hasta valores cercanos a 1,6 cm (Fig. 19). Se trata de una característica que depende directamente del espesor del modelo, que es el mismo en ambas series.

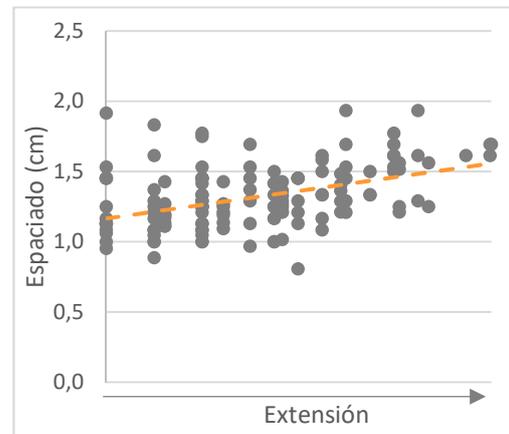


Fig. 19.- Espaciado de los grábenes respecto a la extensión experimentada.

A) SERIE 1: modelos B₁-1, B₁-2 y B₁-3

Los modelos B₁-1, B₁-2 y B₁-3 (Fig. 20A, B y C, respectivamente) se caracterizan por un desarrollo abundante de fracturación superficial, sobre todo, de grábenes centrales. En el caso de la fracturación de borde, ésta se manifiesta claramente en B₁-1 y B₁-2 (Fig. 20A, B) pero con menor desarrollo en B₁-3 (Fig. 20C). La oblicuidad del borde de la silicona respecto al campo de esfuerzos influye, en gran medida, en la generación de este tipo de fracturas. Se ha visto que los ángulos de 70-90° favorecen la aparición de fracturación de borde, cuando son de 45-70° ésta aparece en estadios más tardíos, y en los casos en que es menor de 45° (sector sur del modelo B₁-3; Fig. 20C), no llegan a manifestarse.

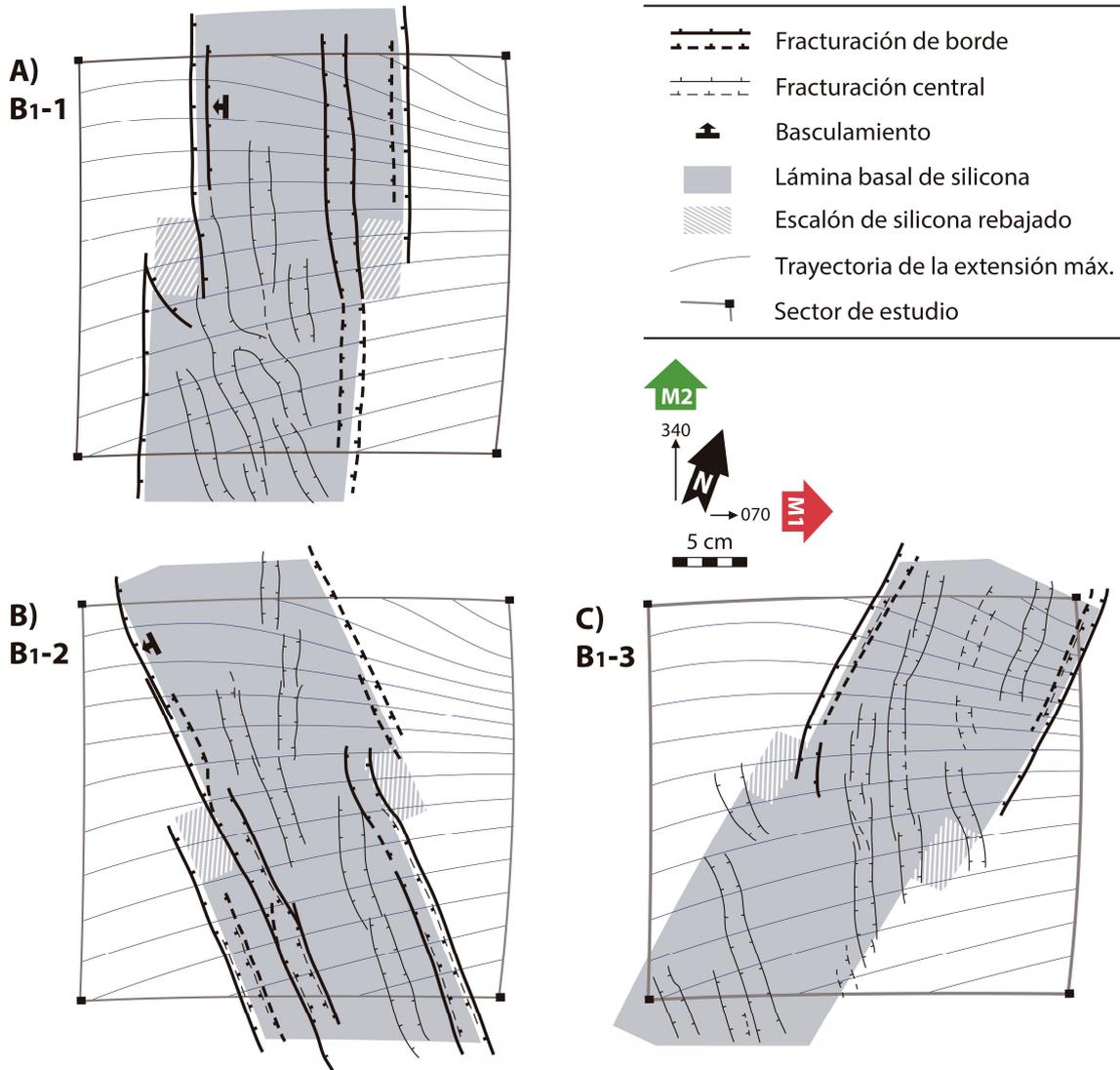


Fig. 20.- Análisis final de los modelos B1-1 (A), B1-2 (B) y B1-3 (C). Para conocer los parámetros de cada modelo ir a las Tablas 2 a 7, y para ver fotos originales al Anexo III.

La aparición de fracturación de borde en el modelo B1-1 (Fig. 21A) se produce de manera continua entre el 4 y 6% de extensión en M1 (ver la extensión de M2 en Fig. 21 y Tabla 4). En los grábenes centrales se produce entre el 4,6 y 8 % en M1, pero su nucleación se concentra, sobre todo, entre el 6 % y el 8% de extensión en M1.

En el modelo B1-2 (Fig. 21B) la fracturación de borde se nuclea en dos etapas: una inicial en torno al 4 % de extensión en M1 que corresponde a los sectores NW y SE del modelo y otra tardía cerca del 12 % de extensión en M1 en los sectores NE y SW. Hay un pequeño número de grábenes centrales que también aparece en la etapa inicial pero es en la tardía cuando aumenta considerablemente.

La nucleación de las estructuras en el modelo B1-3 (Fig. 21C) está menos definida respecto a la tasa de extensión. Toda la fracturación de borde aparece al alcanzarse una extensión entre el 7 y 8 %, y los grábenes centrales van apareciendo a partir del 6 % de extensión en M1 hasta el final del experimento. En este caso cabe destacar que, a diferencia del resto de los modelos, la longitud final de los grábenes centrales es mayor que la de la fracturación de borde.

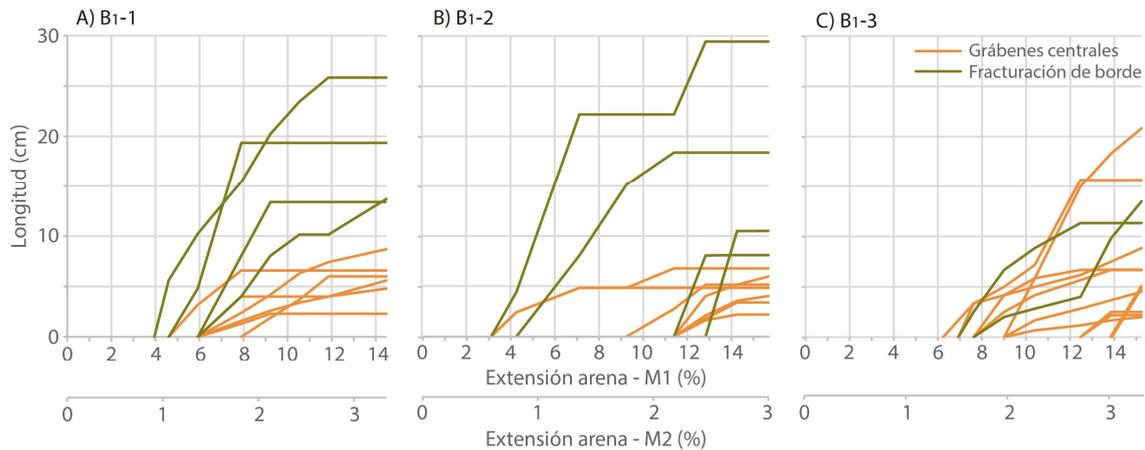


Fig. 21.- Variación de la longitud de las estructuras generadas en los modelos B1-1 (A), B1-2 (B) y B1-3 (C) dependiendo de la extensión acomodada en el paquete de arena (según M1 y M2). Para conocer los parámetros de modelo ir a las Tablas 2 a 7.

La abundancia de estructuras formadas en la Serie 1 ha permitido analizar estadísticamente cuál ha sido el control del borde de la silicona (considerando aquellas estructuras con $\theta < \pm 20^\circ$; Fig. 7) y del campo de esfuerzos impuesto (estructuras con $\gamma < \pm 20^\circ$; Fig. 7) en la formación y crecimiento de los grábenes centrales y de la fracturación de borde (Fig. 22). Es lógico comprobar cómo, en todos los casos, la compatibilidad con la dirección del campo de esfuerzos es mayor en los grábenes centrales, y con el borde de la silicona en la fracturación de borde pero, dentro de esta relación, pueden existir ciertas diferencias. Cuando la morfología de la silicona es aproximadamente ortogonal a la dirección de extensión (modelo B1-1; Fig. 20A, 22A), los grábenes centrales presentan una cierta compatibilidad con los bordes de la silicona. Cuando es oblicua (modelos B1-2 y B1-3; Fig. 20B, C; Fig. 22B, C), esta compatibilidad disminuye, mientras que el número de grábenes controlados por el campo de esfuerzos aumenta. La fracturación de borde presenta este mismo patrón: cuando los bordes de la silicona son ortogonales (modelo B1-1; Fig. 20A, 22A) las fracturas están algo controladas por el campo de esfuerzos, pero cuando es oblicua (modelos B1-2 y B1-3; Fig. 20B, C; Fig. 22B, C) este control disminuye, acentuándose la influencia de la dirección de los bordes.

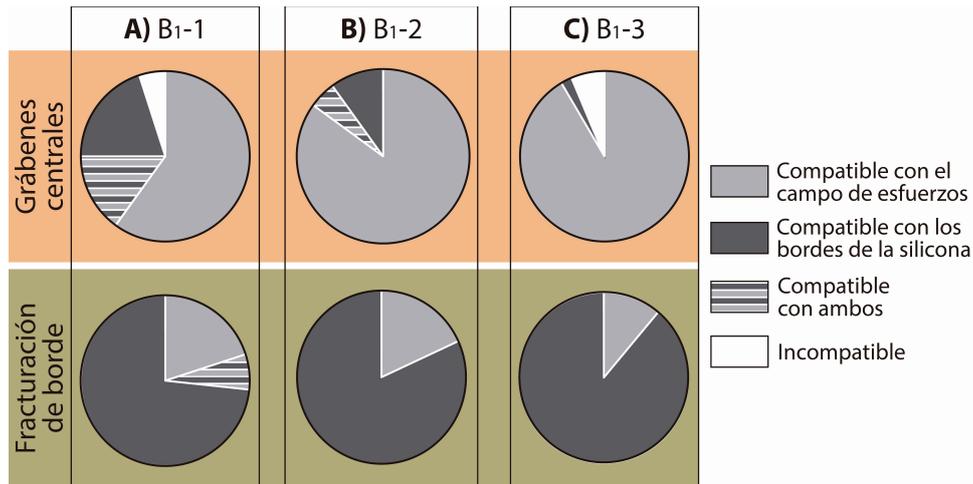


Fig. 22.- Compatibilidad de las estructuras con el campo de esfuerzos y el borde de la silicona en los modelos B1-1 (A), B1-2 (B) y B1-3 (C), calculada a partir de los ángulos θ y γ .

B) SERIE 2: modelos B2-1, B2-2 y B2-3

En los modelos B2-1, B2-2 y B2-3 (Fig. 23A, B y C, respectivamente) la presencia de grábenes centrales es prácticamente nula, en consecuencia, no se han tenido en cuenta a la hora de los análisis. Por el contrario, la fracturación de borde sí que está bien definida en los tres modelos. De nuevo vuelve a manifestarse mejor en los casos B2-1 y B2-2 (Fig. 23A y B) que en B2-3 (Fig. 23C). Su nucleación se ve favorecida cuando el ángulo entre el borde de la silicona y la dirección de extensión es de 60-90°: cuando es de 30-60° ésta aparece con mayor dificultad, y en los casos en los que se queda por debajo de ese valor (sector sur del modelo B2-3; Fig. 23C) no se manifiesta.

En la Serie 2, la generación de fracturación de borde respecto a la extensión (Fig. 24) es muy similar a la de la Serie 1 (Fig. 21). En el modelo B2-1 (Fig. 24A) ésta se concentra en los sectores NW, NE y SE del modelo para una tasa de extensión de M1 de aproximadamente 3 % (ver la extensión de M2 en Fig. 24 y Tabla 4). La fracturación del sector SW aparece con un 5,4 % de extensión de M1. La fracturación de borde del modelo B2-2 (Fig. 24B) también se puede considerar que se genera en dos etapas: una inicial en los sectores NW y SE del modelo para aproximadamente el 4 % de tasa de extensión en M1, y otra tardía en los sectores NE y SW entre el 7 y 8 % de extensión en M1. En el modelo B2-3 (Fig. 24C) la fracturación de borde está menos desarrollada y va generándose a partir del 5 % hasta casi un 9 % de extensión en M1.

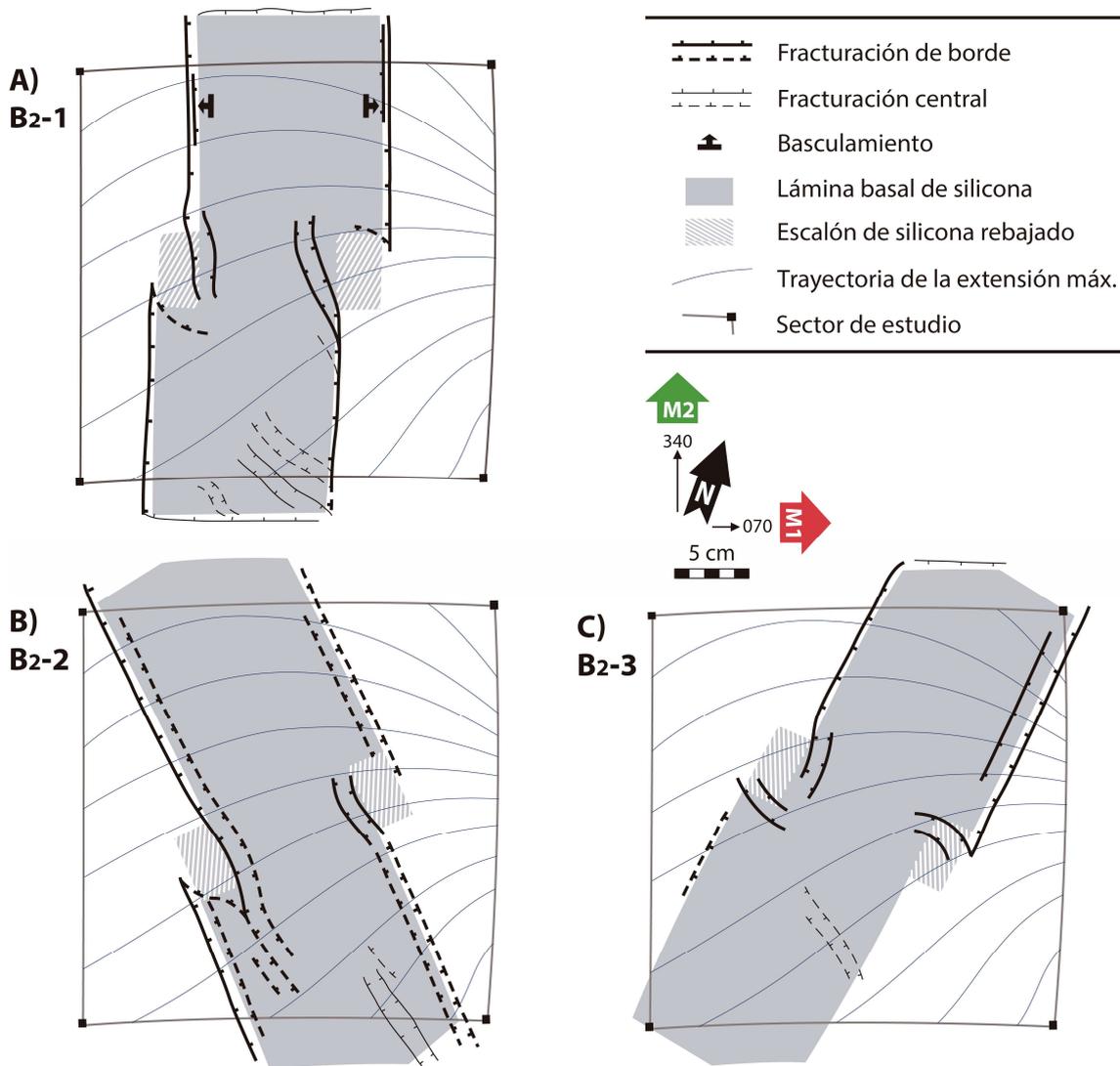


Fig. 23.- Análisis final de los modelos B2-1 (A), B2-2 (B) y B2-3 (C). Para conocer los parámetros de cada modelo ir a las Tablas 2 a 7 y para ver fotos originales al Anexo III.

En la Fig. 25 se observa cómo, además de la evidente compatibilidad con la dirección del borde de la silicona, también hay un porcentaje bastante alto de estructuras de borde compatibles con el campo de esfuerzos. Este porcentaje es mayor cuando la morfología de la silicona es aproximadamente ortogonal a la dirección de extensión (modelo B2-1; Fig. 23A, 25A) y menor cuando es oblicua (modelos B1-2 y B1-3; Fig. 23B, C; Fig. 25B, C). Corresponde a las estructuras transversales que se desarrollan de manera contigua a las fallas y que se comentarán en el siguiente apartado.

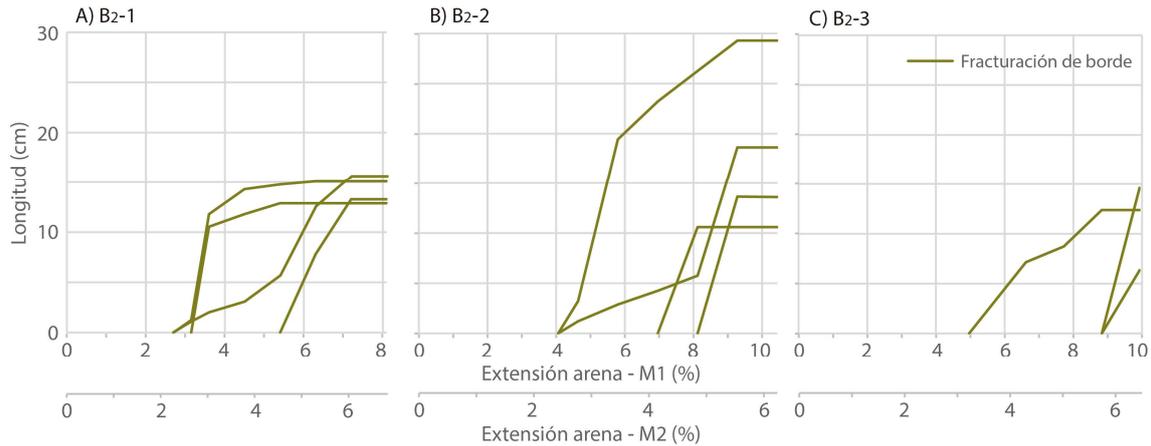


Fig. 24.- Variación de la longitud de las estructuras generadas en los modelos B2-1 (A), B2-2 (B) y B2-3 (C) dependiendo de la extensión acomodada en el paquete de arena (según M1 y M2). Para conocer los parámetros de cada modelo ir a las Tablas 2 a 7.

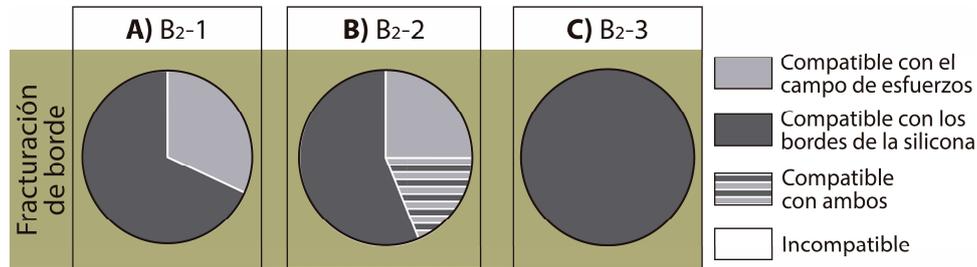


Fig. 25.- Compatibilidad de las estructuras con el campo de esfuerzos y el borde de la silicona en los modelos B2-1 (A), B2-2 (B) y B2-3 (C), calculada a partir de los ángulos θ y γ .

C) Interacción entre fracturas:

Se ha constatado la existencia de varios modos de interacción entre estructuras nucleadas en puntos diferentes:

En grábenes:

Unión dentro de un mismo graben:

- Oblicua: cuando uno de los dos planos de falla se bifurca y se une al plano opuesto dentro del mismo. El plano cambia de buzamiento y adquiere una cierta componente de desgarre. Ejemplos en los modelos B1-2 y B1-3 (Fig. 26A).

Uniones entre dos grábenes diferentes:

- Directa: cuando ambos convergen en un mismo punto y la unión entre sus planos de falla es total. Ejemplos en los modelos R-3 y B1-1 (1 en la Fig. 26B).
- Por relevo: cuando ambos convergen de manera escalonada. El bloque intermedio entre sus planos de falla queda basculado, dando lugar a rampas de relevo de pequeña escala. Ejemplos en R-3 (2 en la Fig. 26C), B1-1 y B1-2.

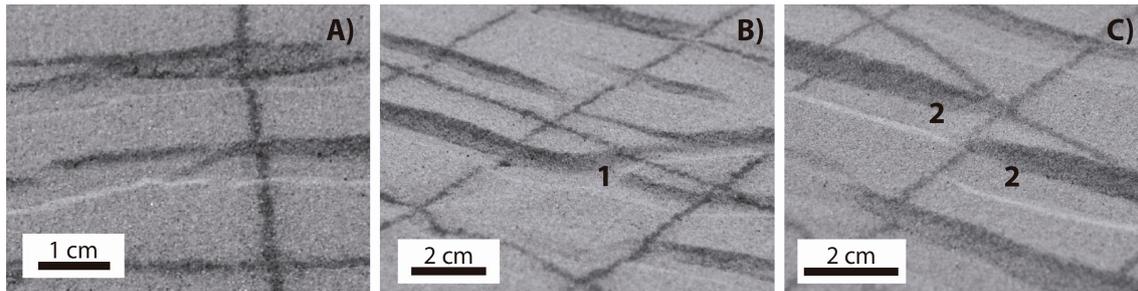


Fig. 26.- Modos de interacción en grábenes: A) unión oblicua (modelo B1-3); B) 1-unión directa (modelo B1-1); C) 2-unión por relevo (modelo R-3).

En fallas correspondientes al borde de la silicona:

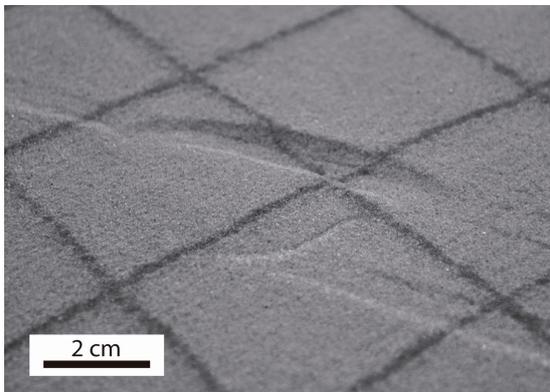


Fig. 27.- Falla de transferencia entre las fallas principales asociadas al borde de la silicona (modelo B2-2).

- Estructuras de transferencia: se trata de fracturas transversales a la dirección de las fallas principales, formadas en estadios avanzados de los experimentos. Se ha visto que su dirección de crecimiento siempre está más influenciada por el campo de esfuerzos que por la orientación de los bordes de la silicona. Normalmente están compuestas por un único plano de falla sintético con ellas (Fig. 27; ejemplos en B1-1, B2-1 y B2-2), pero también pueden ser de tipo graben (ejemplo en B2-3).

D) Otras estructuras asociadas a la fracturación del borde de la silicona:

- Estructuras en roll-over en el bloque hundido: se trata de basculamientos del bloque hacia el mismo plano de falla (ejemplos en B1-1, ver Fig. 28; B1-2; B2-1; B2-3), que dan lugar a estructuras en semi-graben. Se forman en estadios intermedios de los experimentos y en puntos en los que las fallas son bastante perpendiculares a la dirección del campo de esfuerzos.

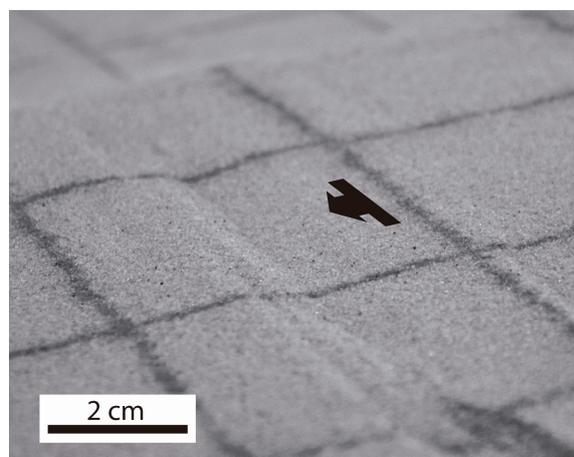


Fig. 28.- Estructura en roll-over y semigraben, con una falla sintética asociada a la falla principal (modelo B1-1).

- Fallas sintéticas a las principales: algunas fallas han desdoblado sus planos conforme aumenta la extensión en los experimentos. Se han formado en toda la Serie 1 (B1-1, ver Fig. 28; B1-2; B1-3) y en parte de la Serie 2 (B2-1).
- Estructuras finales “en gancho”: curvatura adquirida por los grábenes formados en zonas próximas al escalón de silicona. Dado que son estructuras que se adaptan bien al campo de esfuerzos, podrían deberse a cambios de la dirección predominante de la estructura en aquellas zonas menos influenciadas por el borde de la silicona. Son muy comunes: B1-2, B1-3, B2-1, B2-2 (Fig. 29) y B2-3.

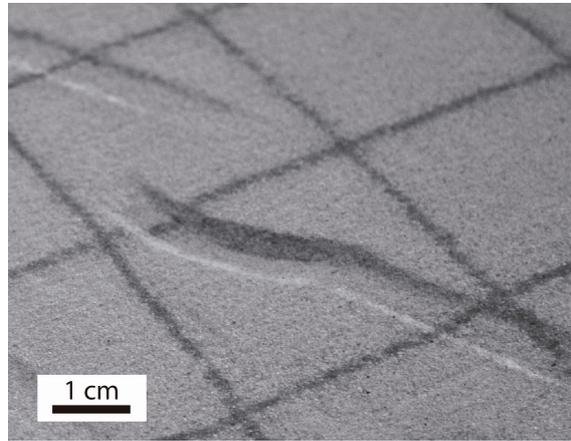


Fig. 29.- Estructura final “en gancho” del graben de borde (modelo B2-2).

6.2.2. Experimento bajo régimen de extensión uniaxial: modelo U-1

La extensión uniaxial a la que se ha sometido el modelo U-1 ha llevado consigo una componente de compresión ortogonal (Tabla 4). Esta compresión en la arena es consecuencia del acortamiento en la lámina de látex en esa misma dirección como respuesta elástica a la extensión aplicada, de acuerdo con su coeficiente de Poisson ($\mu = 0,5$). Las estructuras generadas en la superficie de la arena, que siguen siendo de tipo graben en el centro y fallas normales sobre los borde de la silicona, presentan dos direcciones preferentes: N 170° E y N 140° E (Fig. 30). Estas dos familias de fracturas están conectadas mediante numerosas fallas de desgarre que constituyen la respuesta ortogonal a la dirección de extensión.

Las estructuras se han manifestado en superficie a partir de una extensión de M1 de aproximadamente un 6 %, propagándose desde el sector este hacia el oeste. Tanto las dos familias de grábenes como las fallas de desgarre se desarrollan al mismo tiempo. Sin embargo, las fallas principales de borde no aparecen hasta estadios más avanzados del experimento en los que la extensión de M1 ronda el 9 %. En este caso, la influencia del borde de la silicona en todo el conjunto de la fracturación es nula; están controladas, única

y exclusivamente, por el campo de esfuerzos general. El eje σ_3 está bien definido, paralelo a la extensión del pistón, mientras que los ejes σ_1 y σ_2 se han intercambiado a lo largo de todo el proceso, generando así las dos familias de fracturas.

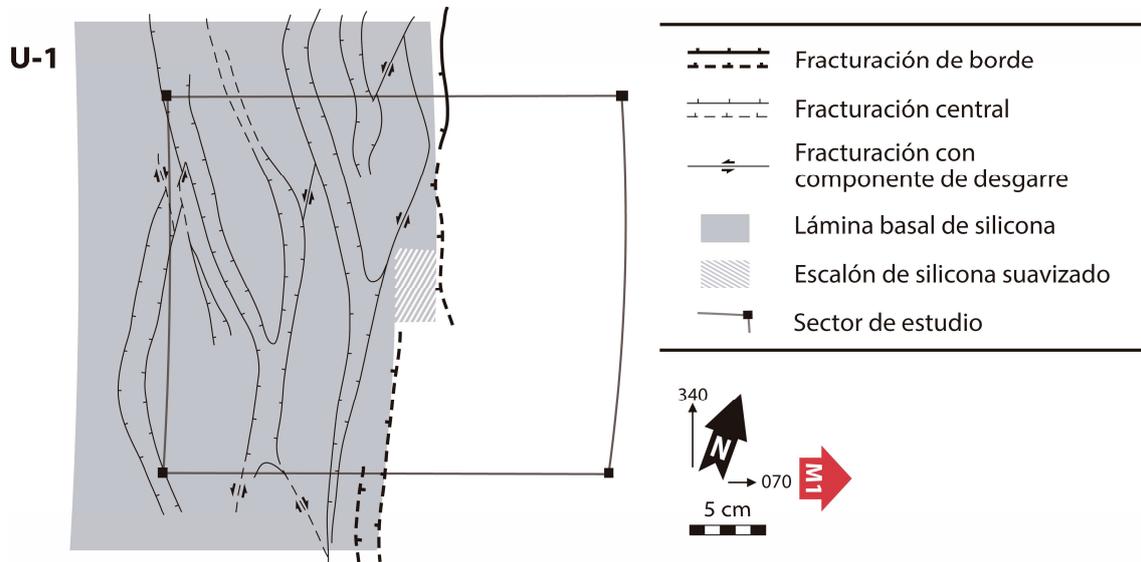


Fig. 30.- Análisis final del modelo U-1. Para conocer los parámetros correspondientes ir a las Tablas 2 a 7 y para ver fotos originales al Anexo III.

7. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

7.1. La fracturación en las zonas de relevo de falla en el margen oriental de la fosa del Jiloca

La disposición en relevo diestro de las fallas de Teruel, Concud, Sierra Palomera y Calamocha hace que los bloques intermedios entre ellas acomoden la transferencia de desplazamiento mediante un basculamiento (*relay ramp*), proceso denominado como *soft linkage* (Walsh y Watterson, 1991). En la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel este basculamiento se produce hacia el N o NNW (Fig. 8), y es más acusado que el de las zonas de relevo entre las fallas de Sierra Palomera-Concud y las de Calamocha-Sierra Palomera, cuyas caídas son hacia el NW (Fig. 11 y 14, respectivamente).

Las evidencias de fracturación reciente están repartidas de manera bastante homogénea en las tres zonas de relevo. Las fallas y fracturas que cortan la zona de relevo entre las fallas de Concud-Teruel son prácticamente paralelas a las macroestructuras. Junto con sus pliegues asociados, definen una clara alineación con la prolongación septentrional de la traza principal de la falla de Teruel (Peiro, 2016; Peiro *et al.*, 2017). Las estriaciones encontradas en la Autovía Mudéjar (punto 1 en Fig. 8) indican una dirección de transporte hacia el ENE (estereogramas 1a, b en Fig. 8), coherente con los ejes de esfuerzos hipotéticos inferidos en la Cuesta de la Bajada (σ_1 : vertical; σ_3 : N 050° E; punto y estereograma 3 en Fig. 8). Éste coincide con la trayectoria primaria del eje σ_3 asociada al campo de esfuerzos más reciente (ENE-WSW; Simón, 1989; Arlegui *et al.*, 2005), pero también con la dirección de las macroestructuras por lo que, en este caso, no se puede determinar claramente la influencia de estos dos factores en el desarrollo de la fracturación.

No se han encontrado rupturas superficiales que quiebren transversalmente la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel por el área de El Planizar (Fig. 8). Tampoco se infiere ninguna a partir de la campaña de geofísica llevada a cabo en el área por Lafuente *et al.* (2011), donde sólo se mostraban anomalías de dirección NNW-SSE interpretadas como fallas menores paralelas a las macroestructuras. Es por ello que se descarta la hipótesis de una incipiente conexión entre las fallas de Concud y Teruel por medio de una o varias fallas de transferencia, característica del proceso de *hard linkage* (Walsh y Watterson, 1991). Por el contrario, Peiro (2016) y Peiro *et al.* (2017) determinan

como más probable una unión a partir de la prolongación septentrional de la falla de Teruel hasta alcanzar la falla de Concud.

El análisis de la fracturación que afecta a la zona de relevo entre las fallas de Sierra Palomera y Concud arroja cierta luz sobre la influencia relativa de las macroestructuras y el campo de esfuerzos regional. En los materiales más recientes (Neógeno y Cuaternario) la mayoría de las rupturas se disponen próximas a la perpendicular respecto a la dirección de extensión del campo de esfuerzos: N-S en los estereogramas 1b, 3 y en el diagrama de rosa 6 de la Fig. 11 y más cercanas a NNW-SSE en los estereogramas 1a, 2 y en el diagrama de rosa 7 de la Fig. 11. Cuando se compara con la deformación de materiales más antiguos (Paleógeno) se aprecia cómo en estos últimos la fracturación está más influida por la dirección principal de las macroestructuras (NW-SE; estereograma 5 en Fig. 11). Acorde con ello se disponen también las estrías encontradas en otros materiales paleógenos, las cuales indican una dirección de transporte hacia el NE-ESE (estereograma 4 en Fig. 11).

En definitiva, se trata de un conjunto de fallas y fracturas repartidas de manera homogénea por toda la zona de relevo. Generalmente, las más modernas están orientadas según el campo de esfuerzos, y las más antiguas según la dirección de las fallas de Sierra Palomera y Concud. No hay ninguna evidencia superficial de fracturación transversal a la zona de relevo que implique un cierto grado de unión por *hard linkage*.

La evolución estructural de la zona de relevo entre las fallas de Calamocha y Sierra Palomera también parece estar poco influida por las macroestructuras. Las fallas más recientes, aquellas que afectan a materiales cuaternarios, conforman un sistema de grábenes de dirección predominante N-S (punto y estereograma 5 en Fig. 14) que se expresan en el relieve en forma de *valles tectónicos*. Las estrías presentes en estos planos de falla definen una dirección de transporte media hacia el WNW.

La fracturación de las estaciones de El Ramblón (punto 1, estereograma 1a y diagrama de rosa 1b en Fig. 14) y de la falla de Bañón (punto y estereograma 3 en Fig. 14) viene determinada por las fallas a las que está asociada, ambas de dirección aproximada NNE-SSW. La que afecta al Neógeno de Las Lomas (punto 2, estereograma 2a y diagrama de rosa 2b en Fig. 14), en cambio, se caracteriza por una dirección predominante WSW-ESE. En este último caso, la extensión que ha dado lugar a las

fracturas es ortogonal a la trayectoria primaria del campo de esfuerzos reciente, por lo que podría tratarse de un intercambio local entre los ejes σ_2 y σ_3 , que es muy común en los regímenes de extensión radial o multidireccional (Simón, 1989).

Vemos, por tanto, que en esta zona de relevo sí que existen estructuras claramente transversales. Se localizan en su sector norte, y entre ellas destaca la falla de Bañón (Fig. 14). Dado que no parecen continuar hacia el sur, no se trataría de una unión completa por *hard linkage*.

7.2. Respuesta de la fracturación en zonas de relevo bajo un régimen de extensión biaxial: aportaciones de la modelización analógica

La extensión biaxial ha inducido a la nucleación de fallas y grábenes asociados al borde de la silicona en la Serie 1 y 2, además de un complejo sistema de grábenes centrales en los modelos de la Serie 1.

Las estructuras asociadas al borde de la silicona han desarrollado zonas de relevo entre ellas, favorecidas por la morfología basal en escalón diestro de dicha lámina de silicona. Estas zonas de relevo se caracterizan por un suave basculamiento, que se va acentuando conforme avanzan los experimentos hasta los estadios intermedios (*soft linkage*). Algunas se acaban fracturando transversalmente en estadios más avanzados, ya sea por planos de falla aislados (*hard linkage*; modelo B1-1, B2-1 y B2-2; Fig. 20A; Fig. 23A, B; Fig. 27) o por grábenes (modelo B2-3; Fig. 23C) y están más controladas por el campo de esfuerzos que por las fallas maestras que las limitan (Fig. 22, 25). Cabe destacar que la fracturación relacionada con estas zonas de relevo se ha estudiado más en detalle en la Serie 2, ya que la variación de velocidades respecto a la Serie 1 (Tabla 2) ha permitido concentrar la deformación en los bordes de la silicona y obtener estructuras mejor desarrolladas (Fig. 23).

Aunque se desarrollen fuera de estas zonas de relevo, los sistemas de grábenes centrales presentes sobre todo en los modelos de la Serie 1 también aportan información sobre el comportamiento de la fracturación bajo regímenes de esfuerzos inestables (Fig. 20). Son estructuras que se han desarrollado desde estadios muy tempranos, en puntos aislados y separados los unos de los otros. Poco a poco han ido produciéndose interacciones y uniones entre ellas (Fig. 26, 27). Su nucleación siempre la ha

desencadenado la ascensión de diapiros de silicona, en direcciones mayoritariamente controladas por el campo de esfuerzos impuesto. El hecho de que sean poco comunes en los modelos de la Serie 2 (Fig. 23) debe de estar relacionado con el tipo de campo de extensión impuesto. En la Serie 2 el régimen extensional es más radial que en la Serie 1 (Fig. 6A, B), haciendo que, en cierta medida, se inhiba la extensión en una única trayectoria preferente.

En definitiva, y a pesar de que exista un cierto número de estructuras con direcciones paralelas a las fallas maestras, la fracturación que afecta tanto a las zonas de relevo generadas sobre los bordes de la silicona como a zonas cercanas a ellas está fuertemente controlada por el campo de esfuerzos (Fig. 22 y 25).

7.3. Comparación entre los modelos analógicos y la deformación del área de estudio

Aun habiendo obtenido resultados comparables con la estructuras del área de estudio, los modelos analógicos llevados a cabo, más que reproducir la situación actual, deberían ser considerados como una posible predicción de la deformación futura. Esto es debido a que la extensión que ha sufrido el área de estudio es, con bastante diferencia, menor que la alcanzada en los experimentos (en el paquete de arena la elongación finita media respecto a M1 es del 12,5%, véase en la Tabla 4, mientras que en el área de estudio es inferior al 1%, según se infiere de los desplazamientos totales producidos en las fallas extensionales de Teruel, Concud y Valdecebro; Simón *et al.*, 2012). De haber llevado a cabo experimentos con la extensión real, las estructuras no se habrían llegado a manifestar sobre la superficie de la arena. Es por ello que se prolongaron hasta obtener buenos resultados visibles en la superficie del modelo, con el fin de profundizar en el estudio de la fracturación resultante en contextos de extensión biaxial.

Procesos de diapirismo como los asociados a los grábenes centrales de los modelos analógicos (ver la imagen del Anexo III) podrían ser también responsables de la distribución relativamente uniforme de los grábenes que se manifiestan como *valles tectónicos* en la zona de relevo entre las fallas de Calamocha y Sierra Palomera (Fig. 14). Estos grábenes cortan en superficie materiales del Jurásico Inferior, por lo que existe cercanía con un nivel dúctil como son las arcillas y evaporitas de la facies *Keuper*, lo que

corroborar la similitud reológica con los modelos. Asimismo, en esta misma zona se han encontrado analogías con algunas de las estructuras asociadas a los grábenes centrales y de interacción entre ellos, obtenidas a partir de la modelización analógica. Destaca la formación de rampas de relevo entre fallas que delimitan un mismo gráben (Fig. 15B; presentes en todos los modelos de la Serie 1, Fig. 20), y también las uniones entre dos grábenes diferentes por rampa de relevo (Fig. 15A; ejemplos en los modelos R-3, Fig. 26C, B1-1 y B1-2).

En los modelos analógicos se ha visto cómo las zonas de relevo entre fallas se mantienen prácticamente intactas hasta los estadios más avanzados, en los que acaban fracturándose transversalmente. En el área de estudio no se han encontrado evidencias de rupturas transversales que impliquen una unión completa de las macroestructuras por una o varias fallas de transferencia (*hard linkage*). Sin embargo, son zonas con abundante desarrollo de fracturación dispuesta en dos direcciones: paralelas a las fallas principales o, en la mayoría de los casos, perpendiculares a la trayectoria primaria del eje σ_3 correspondiente al campo de esfuerzos más reciente.

A partir de la información de los modelos analógicos y del análisis estructural se ha visto que la situación de las zonas de relevo entre las fallas de Teruel, Conclud, Sierra Palomera y Calamocha podría representar un estadio intermedio entre la independencia completa y la coalescencia entre las fallas involucradas, como ya se infirió entre las de Conclud y Teruel (Lafuente *et al.*, 2011; Peiro, 2016; Peiro *et al.*, 2017). Se trata, a su vez, de un tipo de interacción entre fallas diferente del *soft linkage* (Fig. 31A) y del *hard linkage* (Fig. 31B), denominada en este trabajo interacción por *relevo con fracturación longitudinal distribuida* (Fig. 31C). Se caracteriza por un tipo de fracturación esencialmente longitudinal a las fallas maestras, controlado en parte por la dirección de éstas y mayoritariamente por el campo de esfuerzos remoto o primario, con muy poca presencia de fracturación transversal (Fig. 31D). La evolución futura de este tipo de zona de relevo es previsible que no diese lugar a una unión por *hard linkage* (con falla de transferencia), sino a su unión por la propagación longitudinal de una de las fallas hasta unirse a la otra (Fig. 31E).

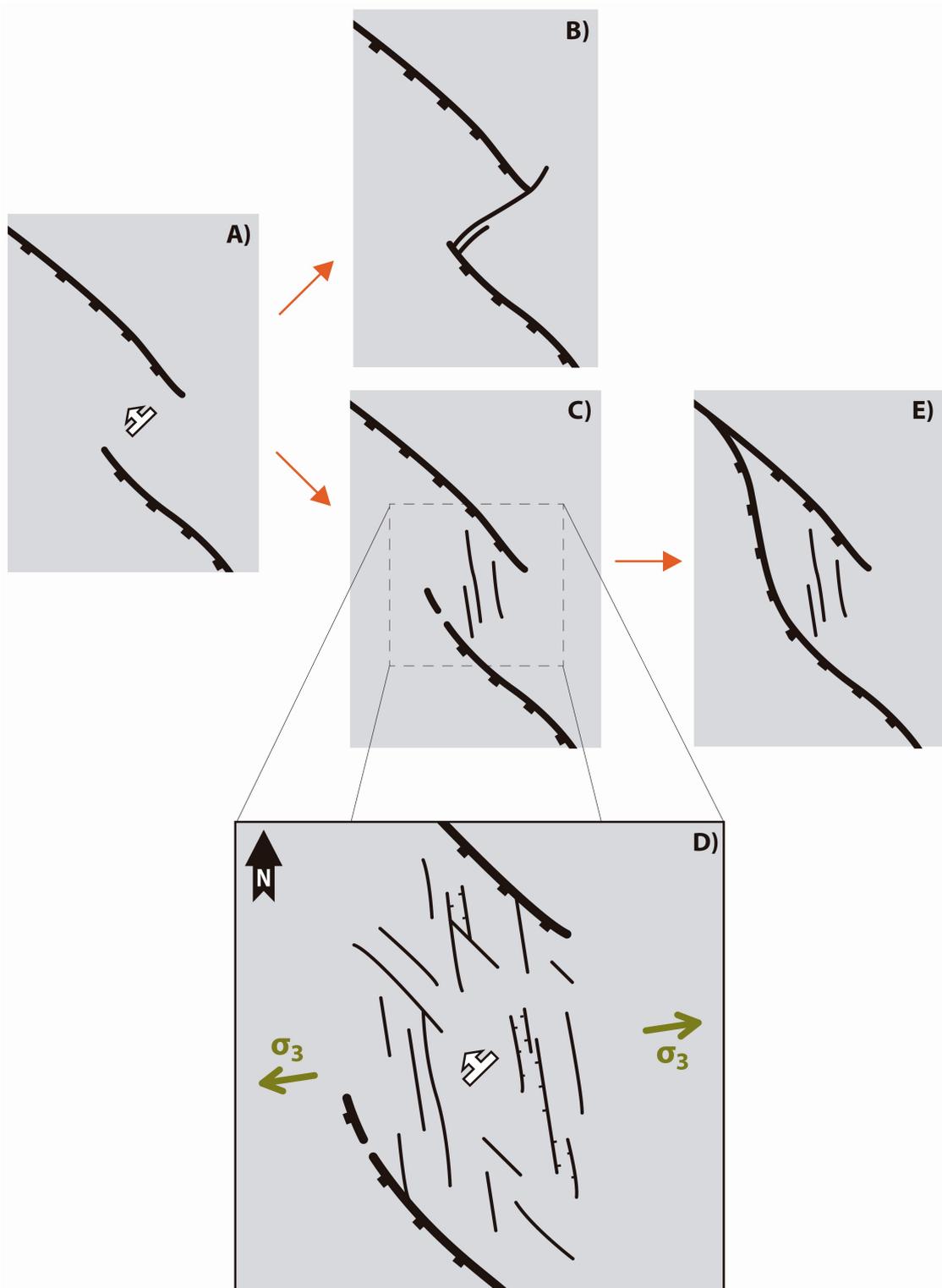


Fig. 31.- Síntesis de los tipos de interacción entre fallas a través de sus zonas de relevo: (A) y (B) soft linkage y hard linkage, respectivamente (Walsh y Watterson, 1991); (C) relevo con fracturación longitudinal distribuida, corresponde a las zonas de relevo entre las fallas del margen oriental de la fosa del Jiloca; (D) ampliación en la que se esquematiza la fracturación dispuesta, preferentemente, en dirección perpendicular al eje σ_3 del campo de esfuerzos reciente y, en menor medida, paralelas a las macroestructuras; (E) evolución futura de este último caso, implica una unión de bajo ángulo alcanzada tras la propagación longitudinal de una de las fallas principales.

8. CONCLUSIONES

La fosa del Jiloca es una depresión alargada cuyo margen oriental es el resultado directo de la disposición escalonada diestra de tres grandes fallas normales NW-SE: las fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud. Junto con la falla de Teruel, constituyen un conjunto de estructuras activas desde el Plioceno hasta la actualidad, y determinan tres grandes zonas de relevo con evidencias de fracturación reciente. Estas fallas se mueven bajo un campo extensional radial o multidireccional con trayectorias primarias del eje σ_3 ENE-WSW (Arlegui *et al.*, 2005; Ezquerro, 2017).

Cada zona de relevo de falla se caracteriza por acomodar la transferencia de desplazamiento mediante un basculamiento o *relay ramp*, lo que constituye una primera evidencia de interacción entre ellas por *soft linkage*.

La fracturación se reparte de manera bastante homogénea por las tres zonas de relevo. El análisis de aquella que afecta a los materiales más recientes (Mioceno Superior-Cuaternario) ha permitido identificar dos direcciones preferentes: una longitudinal a las fallas principales que delimitan los relevos (NW-SE) y otra más frecuente acorde con el campo de esfuerzos (cercana a N-S). Cuando se estudian materiales más antiguos (Palaeógeno), se observa una geometría y cinemática de la fracturación mucho más controlada por las fallas principales. La presencia de fracturación transversal a las zonas de relevo es prácticamente nula, por lo que no existen evidencias claras de unión por *hard linkage*.

El estudio de los modelos analógicos ha permitido identificar las variables que influyen en el desarrollo de la fracturación en las zonas de relevo. Se han llevado a cabo dos series de modelos bajo dos campos de esfuerzos diferentes, mediante variaciones en las velocidades dos motores dispuestos ortogonalmente. Los modelos sometidos al régimen menos radial (Serie 1) se caracterizan por un desarrollo abundante de deformación en las fallas principales y en zonas cercanas a ellas. La mayoría de estas rupturas están controladas por el campo de esfuerzos impuesto, siendo la influencia de las fallas principales prácticamente nula. Aquellos sometidos al régimen más radial (Serie 2) concentran la deformación en las fallas principales y en sus zonas de relevo, desarrollando estructuras transversales controladas por el campo de esfuerzos en los estadios más avanzados de los experimentos. Asimismo, dentro de cada serie se ha

modificado la dirección de las fallas principales con el fin de analizar en qué medida influye esta variable en el desarrollo de la fracturación. Esto ha permitido corroborar que la influencia del campo de esfuerzos es siempre mayor que la de dichas fallas principales.

El análisis de la deformación en el área de estudio y la modelización analógica han permitido definir la relación entre la fracturación y las fallas mayores. Éstas interaccionan entre sí mediante fracturación longitudinal desarrollada en sus zonas de relevo, y controlada por la dirección de éstas y, en mayor medida, por el campo de extensión radial activo en este sector de la Cordillera Ibérica. Denominada en este trabajo como interacción por *relevo con fracturación longitudinal distribuida*, constituye un tipo diferente del *soft linkage* y el *hard linkage* definidos en la literatura. Su evolución futura no es previsible que dé lugar a una unión por *hard linkage*, sino a una unión de bajo ángulo alcanzada tras la propagación longitudinal de una de las fallas.

9. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecerles a mis directores José Luis Simón y Teresa Román su inestimable labor en este trabajo. Por enseñarme tanto y tan bien y porque, sin ser conocedora de la dureza del trabajo en laboratorio, me apoyaron y motivaron cada día.

Del mismo modo, me gustaría agradecerles a mis compañeros, mis “geos”, su ayuda incondicional aquel día en el que todo pintaba tan negro. Bueno, ese día y todos, porque son muchas las horas que hemos pasado juntos en campo, en las rocas, en los viajes, en el infalible Bocatart y, sobre todo, en las mesas de ese segundo piso... Se echará mucho de menos a partir de ahora.

A mi familia y a mi Luni, por todo. Por todas esas excursiones a Teruel “a la búsqueda de las fallitas” y los bocadillos bajo las carrascas. Siempre estuvisteis ahí en los buenos y malos momentos que tuve durante esta carrera. Sin ellos no habría llegado donde estoy hoy.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Acocella, V., Morvillo, P. y Funicello, R. (2005): What controls relay ramps and transfer faults within rift zones? Insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 27: 397-408.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Anders, M.H. y Schlische, R.W. (1994): Overlapping faults, intrabasin highs, and the growth of normal faults. *Journal of Structural Geology*, 102: 165-180.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 206 p.
- Angelier, J. (1994): Fault slip analysis and paleostress reconstruction. En: *Continental Deformation* (P.L. Hancock, ed.). Pergamon Press, Oxford, 53-100.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y 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*, 28: 1019-1027.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T. (2006): Analysis of non-striated faults in a recent extensional setting: the Plio- Pleistocene Concud fault (Jiloca grabens, eastern Spain). *Journal of Structural Geology*, 27: 693-705.
- Athmer, W., Groenenberg, R.M., Luthi, S.M., Donselaar, M.E., Sokoutis, D. y Willingshofer, E. (2010): Relay ramps as pathways for turbidity currents: a study combining analogue sandbox experiments and numerical flow simulations. *Sedimentology*, 57: 806-823.
- Bahroudi, A., Hemin, A.K. y Talbot, C.J. (2003): Effect of ductile and frictional décollements on style of extension. *Journal of Structural Geology*, 25: 1401-1423.
- Bai, T., Maerten, L., Gross, M.R., y Aydin, A. (2002): Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation? *Journal of Structural Geology*, 24: 77-88.
- Benes, V. y Davy, P. (1996): Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes. *Tectonophysics*, 254: 69-87.
- Bense, V.F. y Baalen, R.V. (2004): The effect of fault relay and clay smearing on groundwater flow patterns in the Lower Rhine Embayment. *Basin Research*, 16: 397-411.
- Bonilla, M.G. (1970): Surface faulting and related effects. En: *Earthquake Engineering* (R.L. Wiegel, ed.), Prentice-Hall, Englewood Cliffs, J.J., 47-74.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanism of oblique-slip faulting. *Geological Magazine*, 96: 109-117.
- Brun, J.P., Choukroune, P. y Faugères, É. (1985): Les discontinuités significatives de l'amincissement cristal: application aux marges passives. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 139-144.
- Capote, R., Gutiérrez, M., Hernández, A. y Olivé A. (1981): Movimientos recientes de la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). En: *V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, Sevilla. Comunicaciones: 245-257.

- 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.
- Caputo, R. (1995): Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, 7: 479-490.
- Caputo, R. (2005): Stress variability and brittle tectonic structures. *Earth Science Reviews*, 70: 103-127.
- Casas, A.M. y Cortés, A.L. (2002): Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44: 19-46.
- Childs, C., Easton, S.J., Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., Lin, S.T., Walsh, J.J. y Watterson, J. (1993): Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analogue. *Tectonophysics*, 228: 313-329.
- Chinnery, M.A. (1966): Secondary faulting. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3: 163-190.
- Clifton, A.E., Schlische, R.W., Withjack, M.O. y Ackermann, R.V. (2000): Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models. *Journal of Structural Geology*, 22: 1491-1509.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A. y Vendeville, B. (1989): Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 453-460.
- Cortés, A.L. (1999): *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 409 p.
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (2000): ¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional? *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 445-470.
- Crider, J.G. y Pollard, D.D. (1998): Fault linkage: three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *Journal of Geophysical Research*, 103: 675-692.
- Elliott, G.M., Wilson, P., Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Michelsen, L. y Sharp, I.R. (2011): The linkage between fault throw and footwall scarp erosion patterns: an example from the Bremstein Fault Complex, offshore Mid-Norway. *Basin Research*, 23: 1-18.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignières, M. (1981): An inverse problema in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3: 51-65.
- Ezquerro, L. (2017): *El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 494 p.
- Ezquerro, L., Lafuente, P., Pesquero, M.D., Alcalá, L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luque, L., Rodríguez Pascua, M.A. y Simón, J.L. (2012): Una cubeta endorreica residual Plio-pleistocena en la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel: implicaciones paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25: 157-175.

- Ezquerro, L., Moretti, M., Liesa, C.L., Luzón, A., Pueyo, E.L. y Simón, J.L. (2016): Controls on space–time distribution of soft-sediment deformation structures: Applying palaeomagnetic dating to approach the apparent recurrence period of paleoseisms at the Conclud Fault (eastern Spain). *Sedimentary Geology* (en prensa). DOI: 10.1016/j.sedgeo.2016.06.007
- Finzi, Y. y Langer, S. (2012): Damage in step-overs may enable large cascading earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 39 (en prensa). DOI: 10.1029/2012GL052436
- Fossen, H., Johansen, T.E.S., Hesthammer, J. y Rotevatn, A. (2005): Fault interaction in porous sandstone and implications for reservoir management; examples from Southern Utah. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 89: 1593–1606.
- García-Lacosta, A.I., Pueyo, Ó., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Ezquerro, L. y Simón, J.L. (2014): La zona de falla reciente de Sierra Palomera (fosa del Jiloca, Cordillera Ibérica): contribución de la geofísica a la caracterización estructural. En: *2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Lorca. Comunicaciones (en prensa).
- Gawthorpe, R. y Leeder, M.R. (2000): Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12: 195–218.
- Godoy, A., Moissenet, E., Ramírez, J.I., Olivé, A., Aznar, J.M., Jerez, L., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Adrover, R., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983a): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 542 (Alfambra)*. IGME, Madrid.
- Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Jerez Mir, L., Adrover, R., Goy, A., Comas, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983b): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 567 (Teruel)*. IGME, Madrid.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (2003): The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, 52: 215-231.
- Gupta, A. y Scholz, C.H. (2000): A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology* 22, 865-879.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P. y Guerrero J. (2008): Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Geomorphology*, 102: 21-42.
- Hernández, A., Olivé, A., Moissenet, E., Pardo, G., Villena, J., Portero, J.M., Gutiérrez, M., Puigdefábregas, C., Giner, J., Aguilar, M.J., Leal, M.C., Gutiérrez, J.C., Gil, M.D., Adrover, R. y Gabaldón, V. (1983a): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 491 (Calamocha)*. IGME, Madrid.
- Hernández, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Riba, O., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Giner, J., Gutiérrez, M., Goy, A., Comas, M.J., Gutiérrez, J.L., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983b): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 566 (Cella)*. IGME, Madrid.

- 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.L., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Homberg, C., Hu, J.C., Angelier, J., Bergerat, F. y Lacombe, O. (1997): Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *Journal of Structural Geology*, 19: 703-718.
- Hubbert, M. K. (1937): Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*, 48: 1459-1519.
- Hus, R., Acocella, V., Funicello, R. y De Batist, M. (2005): Sandbox models of relay ramp structure and evolution. *Journal of Structural Geology*, 27: 459-473.
- Kattenhorn, S.A., Aydin, A. y Pollard, D.D. (2000): Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *Journal of Structural Geology*, 22: 1-23.
- Lafuente, P. (2011): *Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 253 p.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Casado, I., Ezquerro, L., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. y Simón, J.L. (2011): Geometría y cinemática de la zona de relevo entre las fallas neógeno-cuaternarias de Concud y Teruel (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24: 109-125.
- Larsen, P.H. (1988): Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology*, 10: 3-8.
- Le Calvez, J. H., Bruno, C. y Vendeville, C. (2002): Experimental designs to model along-strike fault interaction. *Journal of the Virtual Explorer*, 7: 1-17.
- Manighetti, I., Zigone, D., Campillo, M. y Cotton, F. (2009): Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults: implications for earthquake behavior. *Earth and Planetary Science Letters*, 288: 370-381.
- Mansfield, C. y Cartwright, J. (2001): Fault growth by linkage: observations and implications from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 23: 745-763.
- Martín, M., Canerot, J., Del Pan, T. y Leyva, F. (1979): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 517 (Argente)*. IGME, Madrid.
- Martín, M., Canerot, J., Linares-Rivas, A., Grambast, L., Quintero, I., Mansilla, H., De las Heras, A., Fernández, M.C., Leyva, F. y Martínez, J.U. (1977): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 492 (Segura de los Baños)*. IGME, Madrid.
- Martín-Bello, L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2014): La falla de Calamocha (fosa del Jiloca, Cordillera Ibérica): estructura y actividad pleistocena. En: *2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Lorca. Comunicaciones (en prensa).

- McClay, K.R. y White, M.J. (1995): Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, 12: 137-151.
- Olivé, A., Hernández, A., Moissenet, E., Pardo, G., Villena, J., Gutiérrez, M., Puigdefábregas, C., Giner, J., Aguilar, M.J., Leal, M.C., Goy, A., Comas, M.J., Adrover, R., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 516 (Monreal del Campo)*. IGME, Madrid.
- Peacock, D.C.P. y Sanderson, D.J. (1991): Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13: 721-733.
- Peiro, A. (2016): *Una posible prolongación septentrional de la falla de Teruel y su interacción con la falla de Concud*. Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Zaragoza, 36 p.
- Peiro, A., Simón, J.L. y Liesa, C.L. (2017): New evidence of recent fracturing at the relay zone between the Concud and Teruel faults (eastern Iberian Chain). *Geogaceta*, 62: 115-118 (en prensa).
- Ramberg, H. (1981): *Gravity, Deformation and the Earth's Crust in Theory, Experiments and Geological Applications*. Academic Press, London, 452 p.
- Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aragonés, E., Ramírez, J., Leal, M.C., Aguilar, M.J., Adrover, R., Giner, J., Gutiérrez, J.C., Goy, A., Comas, M.J., Portero, J.M. y Gabaldón, V (1983): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 541 (Santa Eulalia)*. IGME, Madrid.
- Ranalli, G. (1995): *Rheology of the Earth*. Springer Science & Business Media, New York, 414 p.
- Rives, T., Rawnsley, K.D. y Petit, J.P. (1994): Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish. *Journal of Structural Geology*, 16: 419-429.
- Rotevatn, A., Fossen, H. y Hesthammer, J. (2007): Are relay ramps conduits for fluid flow? Structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. *Geological Society of London, Special Publications*, 270: 55-71.
- Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007): Tectonic subsidence vs. Erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geological Magazine*, 144: 1-15.
- Rubio, J.C., Simón, J.L. y Soriano, M.A. (2007): Interacting tectonics, hydrogeology and karst processes in a intramontane basin: the Jiloca graben (NE Spain). *Hidrogeology Journal*, 15: 1565-1576.
- Simón, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 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., Arlegui, L. y Liesa, C.L. (2008): Stress partitioning: a practical concept for analysing boundary conditions of brittle deformation. *Geodinamica Acta*, 21/3: 107-115.
- Simón, J.L., Arlegui, L., Lafuente, P. y Liesa, C.L. (2012): Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38: 127-144.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L. y Luzón, A. (2016): Enhanced paleoseismic succession at the Conclud Fault (Iberian Chain, Spain): new insights for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 80: 1967-1993.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L. y Luzón, A. (2017): Structure and paleoseismology of the Teruel Fault: dynamic interaction and strain partitioning with the Conclud Fault (eastern Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology* (en prensa). DOI: 10.1016/j.jsg.2017.08.003
- Simón, J.L., Serón, F.J. y 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.
- Slemmons, D.B. y dePolo, C.M. (1986): Evaluation of active faulting associated hazard. En: *Active Tectonics: Impact on Society* (R.E. Wallace, ed). National Academy Press, Washington D.C., 45-62.
- Vegas, R., Fontboté, J.M. y Banda, E. (1979): Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. *Proceedings of the Symposium on Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas (EGS, Viena), Madrid, Instituto Geográfico Nacional, Special Publication*, 201: 109-128.
- Vendeville, B. (1987): *Champ de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale*. Tesis Doctoral, Universidad de Rennes, Francia, 392 p.
- Walsh, J.J. y Watterson, J. (1991): Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. *Geological Society of London, Special Publications*, 56: 193-203.
- Willemsse, E.J.M. (1997): Segmented normal faults: correspondence between three-dimensional mechanical models and field data. *Journal of Geophysical Research*, 1902: 675-692.
- Withjack, M.O. y Callaway, S. (2000): Active normal faulting beneath a salt layer: experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 84: 627-651.
- Young, M.J., Gawthorpe, R.L. y Hardy, S. (2001): Growth and linkage of a segmented normal fault zone; the Late Jurassic Murchison-Statfjord North Fault, northern North Sea. *Journal of Structural Geology*, 23: 1933-1952.