



**Universidad**  
Zaragoza

## Trabajo Fin de Máster

# ESTUDIO DE ESTRUCTURAS GRAVITACIONALES ASOCIADAS A LA KARSTIFICACIÓN DE EVAPORITAS MEDIANTE LA TÉCNICA DEL TRENCHING

Autor

Domingo Carbonel Portero

Directores

Francisco Gutiérrez Santolalla  
Jesús Guerrero Iturbe

Facultad de Ciencias / Geológicas  
Año 2011/2012



## Índice:

Abstract.....	Pág. 1
Resumen.....	Pág. 2
1. Introducción.....	Pág. 3
2. Contexto geológico y geomorfológico.....	Pág. 8
3. Metodología.....	Pág. 11
4. Estructuras gravitacionales y morfologías asociadas.....	Pág. 13
4.1. Estratigrafía.....	Pág. 13
4.2. Estructura y geomorfología.....	Pág. 14
5. Trincheras.....	Pág. 22
5.1. Selección de la ubicación de las trincheras.....	Pág. 22
5.2. Trinchera 1.....	Pág. 23
5.3. Trinchera 2.....	Pág. 26
5.4. Trinchera 3.....	Pág. 30
6. Discusión y conclusiones.....	Pág. 35
Agradecimientos.....	Pág. 39
Bibliografía.....	Pág. 40



**Abstract:**

The Mio-Pliocene formations of the Turolian type section (Teruel Graben, Spain) have sagged due to dissolution of the underlying Triassic evaporites generating a 1.7 km long monocline and accompanying synform with 130 m of structural relief. The crest of the monocline is affected by a graben that counterbalances the shortening caused by passive bending in the adjacent syncline. This graben is controlled by a master synthetic fault and a swarm of antithetic and synthetic faults with a conspicuous geomorphic expression. After acquiring Ground Penetrating Radar (GPR) profiles, three trenches were excavated in depressions associated with uphill-facing fault scarps. To our knowledge, these are the first trenches excavated across faults caused by deep-seated dissolution of evaporites. The geometrical relationships observed in two trenches indicate late Holocene episodic displacement (as many as 3 events). Some of the parameters estimated for the investigated faults are clearly different from those expectable for tectonic faults in this intraplate area. They include high apparent vertical slip rates (0.6-1 mm/yr), low average recurrence of faulting events (1.2-2 ka) and very high displacement per event values (>65 cm) for surface ruptures less than 200 m long. Our findings suggest that considering evaporite collapse faults as creeping structures is not a reliable criterion to differentiate between tectonic faults (seismogenic) and dissolution-induced gravitational faults (nonseismogenic).

**Resumen:**

Las formaciones mio-pliocenas en el flanco NO de Los Mansuetos (sección tipo del Turoliense, Fosa de Teruel) están afectadas por subsidencia como consecuencia de la karstificación de las evaporitas triásicas infrayacentes, presentando un monoclinal de 1.7 km de longitud y una sinforma con 130 m de relieve estructural. La cresta del monoclinal está afectada por una fosa que contrarresta el acortamiento causado por la flexión pasiva en el sinclinal adyacente. La fosa está controlada por una falla maestra sintética y un cortejo de fallas sintéticas y antitéticas secundarias con una patente expresión morfológica. Tras la adquisición e interpretación de perfiles de georadar (GPR), se han excavado tres trincheras en depresiones asociadas a escarpes orientados a contra-pendiente. Según nuestro conocimiento, estas son las primeras trincheras excavadas en fallas recientes generadas por karstificación interestratal de evaporitas. Las relaciones geométricas observadas en dos de las trincheras permiten inferir eventos de desplazamiento (hasta 3) ocurridos en el Holoceno reciente. Algunos de los parámetros estimados para las fallas investigadas son claramente diferentes de los esperables para fallas tectónicas en esta zona de intraplaca: Tasas de desplazamiento vertical elevadas (0.6-1 mm/a), baja recurrencia media de los eventos de rotura (1.2-2 ka) y valores de desplazamiento por evento muy elevados (>65 cm) para roturas superficiales de menos de 200 m de longitud. Estos datos sugieren que el considerar las fallas relacionadas con la disolución profunda de evaporitas como estructuras tipo creep no constituye un criterio fiable para diferenciar entre éstas y las fallas tectónicas activas (sismogénicas).

## **1. Introducción**

La diferenciación entre fallas tectónicas y no tectónicas constituye un aspecto relevante, aunque con una base científica todavía poco desarrollada, de cara a realizar una correcta evaluación de la peligrosidad sísmica. Las fallas tectónicas activas relacionadas con campos de esfuerzos regionales han sido profusamente estudiadas en las últimas décadas. Por el contrario, las investigaciones sobre roturas superficiales causadas por procesos no tectónicos son muy escasas. Las fallas gravitacionales pueden causar la deformación de la superficie, pero no son capaces de producir sismos con magnitud destructiva; son fallas asísmicas desde el punto de vista del riesgo sísmico (Hanson et al, 1999). Una interpretación incorrecta de fallas no tectónicas como estructuras tectónicas sismogénicas (fallas capaces) puede conducir a una sobrestimación de la peligrosidad sísmica con implicaciones relevantes. Por ejemplo, la Falla Hell Creek en la Columbia Británica, Canadá, es considerada por la administración local (BC Hydro) como una falla sismogénica que podría afectar a la Presa de Terzaghi (McCleary et al, 1978; Ertec, 1981), mientras que el Servicio Geológico de Canadá interpreta esta controvertida falla como una estructura gravitacional no sismogénica (Clague y Evans, 1994).

Una de las principales causas del desarrollo de deformaciones gravitacionales y de la formación de roturas superficiales es la disolución de evaporitas subyacentes. Estas formaciones poseen una elevada solubilidad y se encuentran, o han estado presentes, bajo aproximadamente el 25% de la superficie de los continentes (Kozary et al., 1968; Ford y Williams, 2007), especialmente en Europa, Oriente Medio, América del Norte y Australia. La disolución de evaporitas en profundidad por flujos de agua subterránea (karstificación interestratal) provoca la subsidencia de los materiales suprayacentes y el hundimiento de la superficie del terreno. La subsidencia inducida por disolución da lugar al desarrollo de estructuras de deformación dúctil y/o frágil que no afectan a las formaciones infraevaporíticas. La karstificación interestratal causa una disminución del volumen de las formaciones evaporíticas hasta quedar reducidas a un residuo kárstico, con la consecuente condensación de la secuencia estratigráfica. Estos residuos insolubles habitualmente aparecen asociados a brechas de colapso generadas por la fracturación de los sedimentos menos solubles situados en y por encima de las unidades karstificadas (e.g. Stanton, 1966; James and Choquette, 1987; Sasowsky et al., 2008). Las brechas de colapso pueden alcanzar grandes extensiones y algunas de ellas constituyen reservorios de agua e hidrocarburos muy prolíficos (por ejemplo, el mega-reservorio de petróleo pesado de la

Formación Grosmont en Alberta, Canadá, de edad Devónico superior; Cutler, 1983) o albergan mineralizaciones de un alto valor económico (Warren, 1997, 2006). Según Warren (2006), en el registro estratigráfico actual hay más brechas de colapso generadas por disolución de evaporitas que formaciones evaporíticas, ya que estas últimas han sido en gran parte disueltas.

La disolución interestratal de evaporitas puede generar una amplia variedad de estructuras de deformación (Warren, 2006; Gutiérrez y Cooper, 2011), incluyendo fallas activas con expresión morfológica. Estas estructuras alcanzan dimensiones del orden de cientos de kilómetros y, debido a la alta solubilidad de las evaporitas, las tasas de deformación pueden ser significativamente más altas que las de las estructuras tectónicas. La solubilidad del yeso y halita, los minerales evaporíticos más comunes, es de 2,4 y 360 g/l, respectivamente. La disolución interestratal de evaporitas puede motivar la deformación dúctil de las formaciones suprayacentes y el desarrollo de grandes cuencas estructurales con buzamientos centrípetos. Las depresiones resultantes pueden actuar como cuencas sedimentarias cuyo relleno registra un fenómeno de subsidencia sinsedimentaria debido a la karstificación de evaporitas subyacentes. Las unidades evaporíticas afectadas por karstificación situadas por debajo de la cuenca se acuñan hacia el centro de la misma, mientras que las formaciones del relleno presentan buzamientos centrípetos y abanicos de capas. En la Cuenca Delaware, en Nuevo Méjico y Tejas, la disolución de evaporitas del Pérmico ha generado cuencas sedimentarias de más de 150 km de longitud rellenas de sedimentos continentales neógenos que alcanzan 500 m de espesor (Maley and Huffington, 1953; Olive, 1957; Baumgardner et al., 1982; Bachman, 1984; Hill, 1996). Kirkham et al. (2002), en el *Carbondale Collapse Center*, situado en las Montañas Rocosas de Colorado, documentan una cubeta generada por la disolución de las evaporitas carboníferas infrayacentes rellena de hasta 450 m de sedimentos aluviales neógenos.

En series estratigráficas basculadas, la karstificación interestratal de evaporitas puede progresar lateralmente en el sentido del buzamiento produciendo pliegues monoclinales en las unidades supraevaporíticas asociadas a los frentes de disolución (Warren, 1997; Gutiérrez y Cooper, 2011). Estos pliegues de origen gravitacional pueden constituir buenas trampas de hidrocarburos (Anderson et al, 1988; Knapp y Anderson, 1993, Warren, 2006). A menudo, el frente y la cresta de estos monoclinales presentan roturas con expresión morfológica como fosas o escarpes a contrapendiente. Las depresiones desarrolladas al pie



de los monoclinales pueden actuar como cuencas de sedimentación y controlar el desarrollo de lagos, así como la posición y migración de sistemas fluviales (p.e. Walters, 1978; Anderson et al., 1994; Anderson and Hinds, 1997). Este tipo de estructuras han sido documentadas en numerosas regiones como el norte de Inglaterra (Cooper, 2002), Canadá (Hopkins, 1987; Anderson et al., 1988), las cuencas evaporíticas paleozoicas de los sectores meridional y central de los EEUU (De Mille et al., 1964; Walters, 1978; Anderson et al., 1994, Neal and Colpitts, 1997; Kirkham et al., 2002) o en el NE de Tailandia (Supajanya and Friederich, 1992). Probablemente, el ejemplo más espectacular corresponde al escarpe monoclinal de más de más de 550 km de longitud desarrollado en el Interior Homocline situado en el sector central de Arabia Saudita. En este caso, la migración de frentes de disolución buzamiento abajo y hacia el este en las anhidritas de las formaciones jurásicas Hit y Arab ha provocado la subsidencia de la secuencia suprayacente generando un escarpe monoclinal orientado hacia el oeste y de traza sinuosa (Powers et al., 1966; Memesh et al., 2008). Este monoclinal está afectado por numerosas dolinas de colapso, y en su cresta se han desarrollado fallas normales y fisuras con una patente expresión morfológica. La subsidencia debida a la disolución interestratal de evaporitas también puede jugar un papel muy significativo en la evolución de los sistemas fluviales. Por ejemplo, el desarrollo del valle del Río Canadian (Texas Panhandle) a lo largo de 200 km de su recorrido es resultado esencialmente de fenómenos de subsidencia por karstificación interestratal de evaporitas, en lugar de procesos de incisión fluvial (Gustavson, 1986).

La disolución interestratal de evaporitas también puede desembocar en la formación de fallas en las unidades supra-evaporíticas y el desarrollo de fosas tectónicas. En ocasiones los bloques hundidos están controlados por fallas circulares o elipsoidales (*ring faulting*) y en otros casos las fallas presentan una traza cartográfica muy irregular. En el cinturón de pliegues y fallas Paradox (Utah y Colorado), el hundimiento de la cresta de anticlinales como consecuencia de la karstificación de las evaporitas del núcleo, cuerpos de sal halocinéticos (*salt walls*) de hasta 4 km de desarrollo vertical, ha dado lugar a una serie de fosas (*salt valleys*) de hasta 50 km de longitud. Estas depresiones están controladas por fallas normales gravitacionales activas con saltos verticales de más de 1 km (Cater, 1970; Doelling, 2000; Gutiérrez, 2004). En el norte de Michigan, Black (1997) describe valles asociados a fosas con una anchura de 0,5 km generadas por la disolución interestratal de evaporitas devónicas controlada por fallas tectónicas preexistentes. La zona de falla

Needles, en Utah, es un sistema arqueado de fosas (*The Grabens of Canyonlands*) que abarca unos 200 km<sup>2</sup>. Estas estructuras extensionales se han desarrollado en el margen del cañón excavado por el Río Colorado con 360-530 m de profundidad. La secuencia estratigráfica posee un buzamiento general hacia el cañón y está compuesta por una secuencia de calizas y areniscas competentes de unos 460 m de espesor, situadas sobre la Formación salina Paradox. En el desarrollo de estas fosas gravitacionales activas, de hasta 6 km de largo y 100 m de profundidad, intervienen dos procesos. Por un lado, la extensión de la placa rígida superior como consecuencia de un flujo de la formación salina hacia el cañón del Río Colorado (expansión lateral por flujo de sal). La formación salina, en su flujo hacia la zona de menor carga da lugar al *Meandering Anticline*, un anticlinal con eje marcadamente sinuoso y concordante con la traza del cañón. Por otro lado, la disolución de las evaporitas mediante flujos de agua subterránea, tal y como atestigua la presencia de manantiales salinos en el cañón, propicia la subsidencia de las formaciones supreyacentes (McGill and Stormquist, 1979; Huntoon, 1982; Moore and Schulz, 1999; Baars, 2000; Trudgill, 2002). En la Fosa neógena de Catalayud (Cordillera Ibérica), Gutiérrez (1996) documenta dos áreas de colapso de unos 8 y 14 km<sup>2</sup> de superficie con límites muy tortuosos. En estas estructuras, la secuencia supraevaporítica miocena, de unos 100 m de espesor, ha experimentado una intensa deformación y un desplazamiento vertical de más de 200 m debido a la karstificación interestratal de las evaporitas infrayacentes, con unidades tanto de halita como de glauberita. La cuenca estructural Saskatoon Low (Saskatchewan, Canadá), con 45 km de diámetro, está controlada por fallas gravitacionales con un salto estructural igual al espesor de la unidad de sal del devónico que ha sido evacuada por disolución (180 m) (Christiansen, 1967; Christiansen and Sauer, 2001). En las Montañas Rocosas de Colorado, Kirkham et al. (2002) ilustran un ejemplo de deslizamiento capa sobre capa (*flexural slip faulting*) y la formación de escarpes a contrapendiente debido al “despliegue” de un monoclinal como consecuencia de la karstificación interestratal de evaporitas.

Según Huntoon (1999), las fallas inducidas por disolución pueden tener una apariencia muy similar, tanto en sus rasgos estructurales como geomorfológicos, a las fallas tectónicas, y por lo tanto, la clave para dilucidar su origen es entender adecuadamente el contexto geológico en el que se enmarcan. Algunos de los criterios que pueden ayudar a reconocer las fallas relacionadas con la disolución de evaporitas son: (1) La extensión y el espesor de las formaciones evaporíticas en la zona. La distribución de las fallas

relacionadas con la disolución de evaporitas se limita a las áreas ocupadas por estas formaciones en la actualidad o en el pasado. Por otra parte, los desplazamientos verticales acumulados en las estructuras de colapso no pueden exceder el espesor original de las evaporitas. (2) La geometría de las fallas en planta. Las fallas inducidas por disolución de evaporitas pueden tener geometrías en planta circulares, elípticas o muy sinuosas (Christiansen, 1971; Gutiérrez, 1996). (3) Extensión vertical de las fallas. Las fallas producidas por karstificación de evaporitas no afectan a las rocas infra-evaporíticas. (4) Analizar la dirección y el estilo de deformación de las estructuras en una zona puede ayudar a identificar las fallas relacionadas exclusivamente con la disolución de evaporitas. Las fallas gravitacionales generadas por disolución subyacente no poseen componente de desplazamiento direccional. (5) Elaborar cortes geológicos y mapas de isópacas, lo que nos puede indicar una clara correlación espacial entre el adelgazamiento por disolución de las formaciones evaporíticas y depresiones topográficas y el engrosamiento de unidades sedimentarias más recientes; relleno de cuencas generadas por disolución. (6) Presencia de elementos hidrológicos y geomorfológicos indicativos de disolución de evaporitas en el subsuelo, como pueden ser; dolinas, cubetas de disolución, topografía irregular, drenaje subterráneo, sumideros, manantiales salinos (Gutiérrez and Cooper, 2011). (7) La relación altura/longitud de los escarpes de falla (*aspect ratio*). Los escarpes de fallas generadas por la disolución de evaporitas son generalmente más altos que aquellos asociados a fallas tectónicas de la misma longitud (Hanson et al., 1999). (8) Las tasas de desplazamiento, por lo general, también son muy superiores a las observadas en fallas tectónicas. (9) Estudios de microsismicidad, que nos pueden informar sobre la existencia de fallas someras causadas por pérdida de soporte basal como consecuencia de la disolución de evaporitas.

En este trabajo se ha investigado un sinclinal y un monoclinal en el flanco NO de Los Mansuetos (Fosa de Teruel) que afecta a los sedimentos propuestos para el estratotipo del Turolense y cuya génesis está relacionada con la disolución de evaporitas triásicas. Según nuestro conocimiento esta es la primera vez en la que se estudian escarpes de falla debidos a la karstificación interestratal de evaporitas por medio de la técnica del *trenching*. Los principales objetivos de este trabajo son: (1) Caracterizar las estructuras gravitacionales desde un punto de vista estructural y geomorfológico. (2) Obtener datos cronológicos sobre las deformaciones gravitacionales. (3) Analizar la cinemática de las fallas y dilucidar si el régimen de desplazamiento es progresivo o continuo. (4) Estimar parámetros como la tasa de desplazamiento, el desplazamiento medio por evento o la recurrencia de los eventos de

rotura. (5) Establecer criterios que puedan ayudar a diferenciar entre estructuras tectónicas y estructuras gravitacionales debidas a la disolución de evaporitas.

## 2. Contexto geológico y geomorfológico

El área de estudio está situada a unos 2 km al NE de la ciudad de Teruel, en el sector central de la Fosa neógena de Teruel, una cuenca post-orogénica de la Cadena Ibérica (Fig. 1).

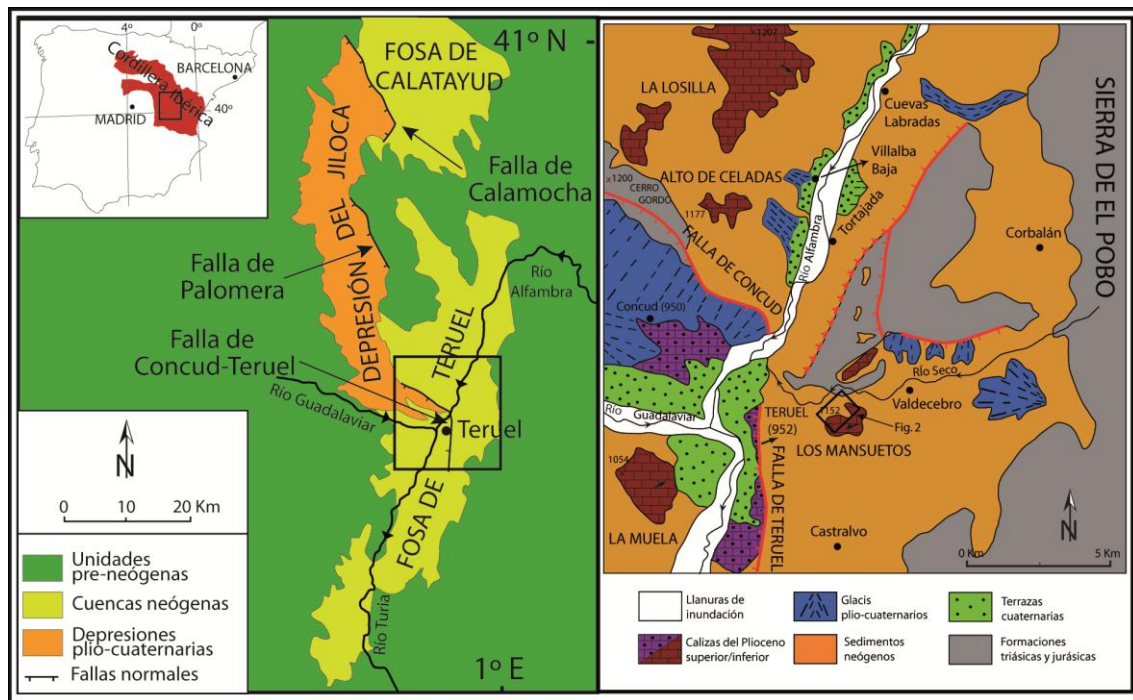


Figura 1. Situación geológica del área de estudio dentro de la Cordillera Ibérica y en la Fosa neógena de Teruel. El recuadro en la figura de la derecha indica de forma aproximada el área cartografiada en la figura 2.

La Cadena Ibérica es un orógeno de intraplaca en el que predominan estructuras con dirección NO-SE generadas por la inversión tectónica, entre el Cretácico inferior y el Mioceno medio, de cuencas extensionales mesozoicas. Durante la etapa post-orogénica se generaron varias fosas superpuestas a las estructuras compresivas previas en dos etapas de *rifting* (Capote et al., 2002; Gutiérrez et al., 2008a). La formación de la Fosa de Teruel, con orientación NNE-SSO y situada en el sector sureste de la Cordillera Ibérica, comenzó durante la primera fase extensional en el Mioceno medio (Alcalá et al., 2000; Fig. 1). La génesis de esta cuenca, de unos 100 km de longitud y 20 km de ancho, está relacionada con la propagación hacia el oeste del proceso de *rifting* responsable del desarrollo del Surco de

Valencia, con dirección NE-SO (Anadón and Moissenet, 1996; Anadón and Roca, 1996; Capote et al., 2002). La depresión morfoestructural del Jiloca comenzó su formación en el Plioceno superior, durante una segunda fase extensional (Simón, 1989; Gracia et al., 2003; Capote et al., 2002). La porción meridional de esta cuenca asimétrica, controlada en su margen oriental por la Falla de Conclud-Teruel, con unos 24 km de longitud, se superpone a la Fosa de Teruel en su centro-oriental (Fig. 1). La Falla de Conclud, con una dirección general NO-SE, vira a una dirección N-S en el margen oeste del valle del Río Alfambra, aflorando más al sur en el flanco opuesto del valle con una orientación N-S, donde recibe el nombre de Falla de Teruel (Gutiérrez et al., 2008a).

El relleno de la Fosa de Teruel, de edad Mioceno superior-Plioceno, posee más de 300 m de espesor. Se trata de sedimentos aluviales que dan paso unidades carbonatadas y yesíferas depositados en medios lacustres y en condiciones endorreicas. (Hernández y Anadón, 1985; Alcalá et al., 2000; Alonso-Zarza and Calvo, 2000). En el Plioceno inferior los ambientes lacustres ocuparon gran parte el sector central de la cuenca, donde se depositaron las unidades calcáreas que coronan varias mesas situadas en los alrededores de la ciudad de Teruel (Los Mansuetos, La Muela, Alto de Celadas, La Losilla; Mein et al., 1989-1990; Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Fig. 1). Durante el final del Plioceno la sedimentación quedó restringida a un lago carbonatado residual situado en el bloque hundido de la Falla de Conclud-Teruel (Moissenet, 1983; Mein et al., 1989-1990). En el bloque inferior de la Falla de Conclud las calizas del Plioceno inferior forman el techo de las mesas del Alto de Celadas y La Losilla, coincidiendo altitudinalmente con la superficie de erosión que trunca las unidades mesozoicas plegadas en el Cerro Gordo (~1200 m) (Fig. 1). Este marcador morfoestratigráfico del Plioceno inferior, con una edad máxima de 3,6 Ma, ha experimentado un desplazamiento vertical de unos 250 m en la Falla de Conclud-Teruel, lo que indica una tasa de desplazamiento vertical mínima de 0,07 mm/año (Gutiérrez et al., 2008a).

La Cuenca de Teruel, esencialmente una semifosa controlada por un sistema de fallas normales principales en el margen oriental, está drenada longitudinalmente por los ríos Turia y Alfambra. Este último atraviesa transversalmente la Falla de Conclud (Fig. 1). Esta cuenca sedimentaria endorreica fue capturada por el Río Turia en su sector meridional muy probablemente en el Plioceno inferior (Adrover et al., 1978; Gutiérrez et al., 2008a). Posteriormente, el paso a condiciones endorreicas y la incisión de una nueva red de drenaje progresaron hacia el sector norte de la cuenca. El cambio de condiciones endorreicas a

exorreicas en el sector central de la Fosa de Teruel queda registrado mediante sedimentos aluviales del Plioceno superior depositados discordantemente sobre calizas lacustres del Plioceno superior (Mein et al., 1989-1990). Esta unidad detrítica, depositada mediante abanicos aluviales tras una fase de excavación, está encajada en el relleno endorreico de la cuenca y se encuentra coronada por glacis inclinados hacia el nivel de base actual (Gutiérrez, 1998; Gutiérrez et al., 2008a) (Fig. 1). El paso a condiciones exorreicas constituye un hito crucial en la evolución hidrogeológica de la cuenca sedimentaria y tiene una influencia fundamental en el desarrollo de las deformaciones gravitacionales inducida por procesos de disolución. En condiciones endorreicas los solutos transportados por los flujos de agua subterránea son acumulados como depósitos químicos en los lagos que actúan como zonas de descarga (Rosen, 1994, Yechieli and Wood, 2002). Cuando la cuenca es capturada y disectada por la red de drenaje exorreica, el aumento del gradiente hidráulico acelera el flujo subterráneo y posibilita la disolución de grandes cantidades de evaporitas que finalmente son evacuadas por los sistemas fluviales (Gutiérrez, 1998).

Los sedimentos neógenos del relleno de la Fosa de Teruel presentan una estructura predominantemente horizontal, localmente interrumpida por fallas normales cuyos saltos verticales pueden alcanzar una escala hectométrica (por ejemplo la Falla de Conclud-Teruel). Por el contrario, en las zonas donde los sedimentos neógenos se disponen sobre evaporitas triásicas, las estructuras gravitacionales generadas por fenómenos de subsidencia debidos a procesos de karstificación interestratal son abundantes. En el afloramiento intracuencal de formaciones mesozoicas ubicado al norte de Los Mansuetos, Gutiérrez (1998) cartografió sedimentos neógenos con deformaciones gravitacionales restringidas a los sectores donde el sustrato corresponde a evaporitas triásicas (Fig. 1): (1) Estructuras en cuenca de escala hectométrica con buzamientos centrípetos y abanicos de capas afectando a depósitos aluviales que gradan hacia carbonatos palustres-lacustres hacia el centro de la estructura. Estas estructuras registran una subsidencia kárstica sinsedimentaria que provocó la formación de dolinas de flexión con pequeños lagos carbonatados en sistemas de abanicos aluviales. Gutiérrez (1998) plantea que estas estructuras constituyen la evidencia estratigráfica de los procesos de karstificación implicados en el reciclaje de unidades evaporíticas durante el Neógeno, mediante el cual las evaporitas triásicas disueltas reprecipitan como formaciones yesíferas en la Fosa de Teruel (Utrilla et al., 1992). (2) Sedimentos alabeados y plegados que muestran cambios anárquicos en la dirección y buzamiento, alcanzando localmente 80°. Estas estructuras se

atribuyen a la flexión de la cobertera como consecuencia de una karstificación diferencial del sustrato. (3) Brechas de colapso transtatales generadas por la propagación hacia la superficie de cavidades mediante procesos de colapso, dando lugar a la formación de *breccia pipes*.

Esta investigación se centra en la estructuras gravitacionales situadas en el flanco NO de Los Mansuetos y a lo largo del valle del Río Seco, donde la disolución interestratal de las evaporitas triásicas ha causado la subsidencia por flexión de las formaciones mio-pliocenas suprayacentes (Fig. 2). El fenómeno de subsidencia ha generado una sinforma y un monoclinal, cuya cresta está afectada por una fosa (keystone graben) de 1.7 km de longitud y con una patente expresión morfológica. (Figs. 3 y 4). Un interés adicional de estas estructuras reside en el hecho de que se encuentran afectando a los sedimentos propuestos como estratotipo del Turoliense, un piso de la escala bioestratigráfica correspondiente al neógeno continental del área mediterránea. (Crusafont, 1965; Marks, 1971; Aguirre, 1975; Aguirre et al., 1975; Mein, 1990; Calvo et al., 1999). Como plantean Calvo et al. (1999), la mejora del conocimiento geológico de esta zona, con una estructura compleja, beneficia a la definición formal de la sección tipo del Turoliense.

### **3. Metodología**

La investigación se ha desarrollado en diversas etapas. Inicialmente se ha elaborado una cartografía de detalle a escala 1:5.000 en la que se ha incluido información sobre la estratigrafía, estructura, geomorfología y los depósitos cuaternarios (Fig. 2). Se ha prestado una atención especial a la distribución de los escarpes de falla y los depósitos asociados de cara a su estudio posterior mediante trincheras. Este mapa se ha realizado mediante cartografía directa en campo utilizando ortofotos a escala 1:5.000. Para precisar la distribución de algunos elementos cartográficos nos hemos ayudado de fotografías aéreas a una escala aproximada 1:20.000. El mapa geológico de Los Mansuetos elaborado por Calvo et al. (1999) ha constituido un documento de referencia de gran utilidad. El mapa fue digitalizado con AutoCAD 2008 sobre un mapa topográfico de escala 1:5.000, con un intervalo entre curvas de nivel de 5 m.

Los cortes geológicos también se elaboraron con AutoCAD 2008 con el fin de facilitar las medidas estructurales. La altura de los escarpes de falla fue medida en el campo utilizando un distanciómetro laser (Laser Atlanta, Advantage).

En una siguiente etapa se seleccionaron cuatro depresiones asociadas a escarpes contrapendiente como favorables para la realización de trincheras. Se adquirieron un total de 12 perfiles de georadar de entre 10 y 50 m de longitud en estas morfoestructuras, todos ellos con una orientación trasversal a las depresiones. Esta prospección geofísica permitió obtener información sobre la posición de los planos de rotura y el espesor y la extensión aproximada de los sedimentos que rellenan las depresiones cerradas. Este método indirecto y no intrusivo nos ha ayudado a seleccionar los lugares a priori más favorables para la excavación de las trincheras. Los perfiles se adquirieron con un georadar IDS (Ingegneria Dei Sistemi S.p.A.) equipado con una antena de 100 MHz. El procesado de los perfiles de georadar fue llevado a cabo con el software GRED de IDS.

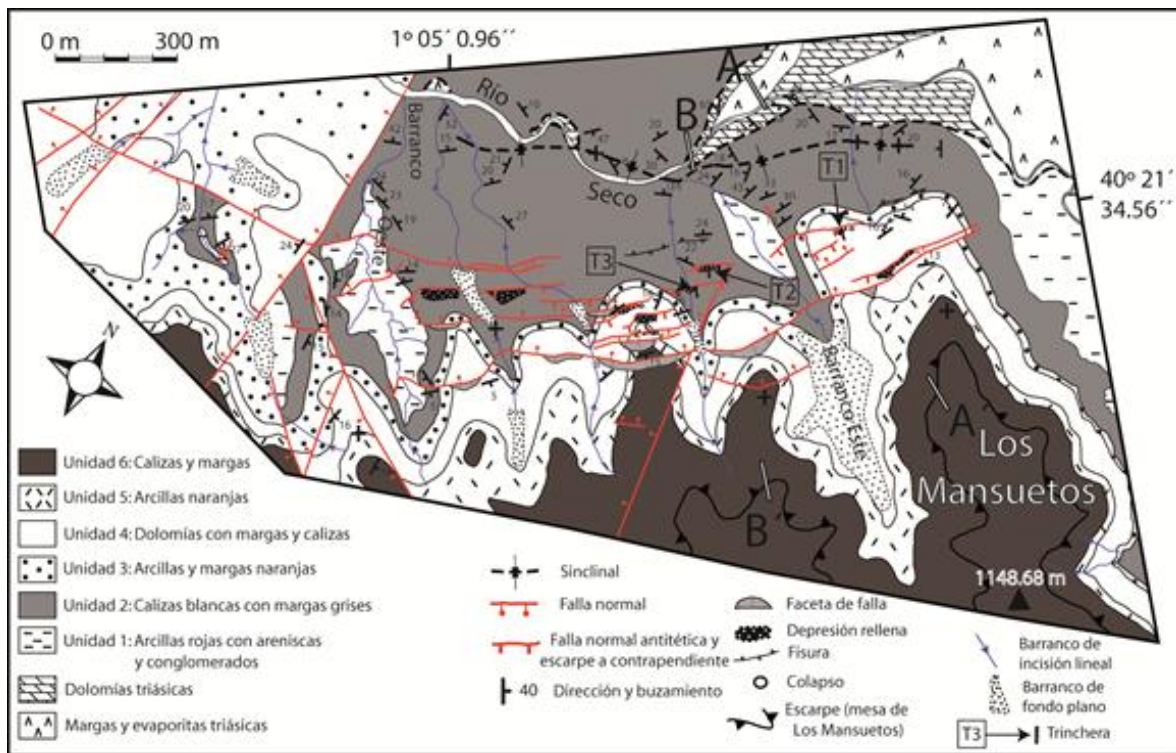


Figura 2. Mapa geológico del sector NO de Los Mansuetos, donde las formaciones neógenas han subsidido debido a la disolución interestratal de las evaporíticas triásicas infrayacentes. La subsidencia ha generado un monoclinal, cuya cresta está afectada por una fosa, y un sinclinal sinuoso en la flexión inferior.

Posteriormente se excavaron con retroexcavadora tres trincheras en distintas depresiones cerradas asociadas a escarpes a contrapendiente, con una longitud de 16 a 13 m y hasta 2.5 m de profundidad (ver localización en la figura 2). Todas ellas se orientaron perpendicularmente a la dirección de las estructuras estudiadas. Para el estudio de las



trincheras seguimos el procedimiento clásico utilizado en investigaciones paleosismológicas (McCalpin, 2009a). Después de limpiar las paredes de las trincheras, se colocó una malla de referencia de cuerdas verticales y horizontales con un espaciado de 0.5 ó 1 m en el lado más sombreado de la trinchera. Posteriormente se elaboraron esquemas en papel milimetrado a una escala 1:50. En los depósitos excavados se muestreó material datable por radiocarbono (caracoles, carbón, madera) preferentemente en las unidades situadas en la base del relleno de las fosas e inmediatamente por encima y por debajo de las discontinuidades estratigráficas que registran los eventos de desplazamiento (*event horizons*). Las edades obtenidas por AMS han sido calibradas utilizando el programa CALIB 6.0.1 y la base de datos intcal 09.14c de Reimer et al. (2009) (Tabla 1).

#### **4. Estructuras gravitacionales y morfologías asociadas**

##### **4.1. Estratigrafía**

Los materiales más antiguos que afloran en el área de estudio corresponden a la litofacies Muschelkalk del Triásico medio. En este sector de la Cordillera Ibérica, el Muschelkalk está compuesto por dos unidades dolomíticas (M1 y M3), separadas por una unidad intermedia constituida por margas, lutitas y evaporitas (M2). En el valle de Río Seco hemos identificado afloramientos de las unidades M2 y M3 (Fig. 2) que registran un ciclo de regresión-transgresión del Mar Tetis en la Cuenca Ibérica; secuencia deposicional ladiniense (Riba, 1991; Meléndez et al., 1995). En afloramiento, la unidad evaporítica M2, a la cual se le atribuye el origen de las estructuras gravitacionales estudiadas, presenta margas y arcillas versicolores con bancos de yeso secundario. Sondeos realizados en el sector oriental de la Cordillera Ibérica indican que esta unidad, depositada en un ambiente sedimentario de transición con extensos lagos hipersalinos y sabkhas, puede incluir depósitos de halita de hasta 300 m de espesor (Ortí et al., 1996). Desafortunadamente, no existen datos de sondeo disponibles en las inmediaciones de la zona estudiada. Lo más probable es que los sedimentos aflorantes de la unidad M2 correspondan a una secuencia condensada producto de la disolución de las facies de halita más solubles, siendo esta circunstancia muy común en formaciones salinas (i.e. Warren, 2006; Gutiérrez and Cooper, 2011).

Los sedimentos del relleno de la Fosa de Teruel, de edad Mioceno superior-Plioceno inferior, se disponen discordantemente sobre los materiales plegados mesozoicos (Fig. 2). Estas formaciones presentan un aumento significativo de espesor hacia el sur, según nos

alejamos del afloramiento de materiales mesozoicos situados al N del valle del Río Seco, el cual debió actuar como área fuente durante el relleno de la cuenca (Fig. 1). En el valle del Río Seco hemos estimado un espesor original para la cobertera neógena de unos 90-100 m, mientras que en el flanco SE de la mesa de Los Mansuetos ésta posee un espesor mínimo aflorante de 200 m. En la cartografía se han seguido las seis unidades litoestratigráficas diferenciadas por Calvo et al. (1999) en su estudio geológico de Los Mansuetos. De base a techo se diferencian (Fig. 2):

Unidad 1 (Vallesiense superior): lutitas rojas con intercalaciones de arenisca y conglomerados en la base. La variación de espesor de esta unidad representa la mayor parte del engrosamiento hacia el sur de la serie neógena. En los afloramientos situados en los barrancos que disectan las laderas del margen SE del valle del Río Seco se han medido espesores de 25-30 m para esta unidad.

Unidad 2 (Vallesiense superior): 10-15 m de calizas biomicríticas blancas y calizas tobáceas con intercalaciones de margas grises. Esta es una de las unidades con mayor expresión cartográfica, ya que la pendiente de las laderas es concordante con el buzamiento de esta unidad en flanco NO de Los Mansuetos.

Unidad 3 (Tuoliense inferior): 7-10 m de lutitas rojo-anaranjadas y margas con calizas en la base.

Unidad 4 (Tuoliense medio): Aproximadamente 10 m de dolomías con intercalaciones de margas y calizas.

Unidad 5 (Tuoliense superior): 5-10 m de lutitas de color naranja con algo de yeso.

Unidad 6 (Plioceno inferior): 25-30 m, alternancia de calizas y margas. El techo de esta unidad forma la superficie estructural de la mesa de Los Mansuetos.

#### 4.2. Estructura y geomorfología

La mesa de Los Mansuetos se localiza en el bloque inferior de la Falla de Teruel, con dirección N-S y buzamiento hacia el O (Fig. 1). Es decir, forma parte de la fosa neógena de Teruel y a la vez está localizada en el margen oriental de la depresión pliocuaternaria del Jiloca. La secuencia neógena se dispone sobre una discordancia angular que trunca a los pliegues que afectan a las evaporitas y dolomías del Triásico medio (M2 y M3). La dirección de estos pliegues vira de NNE-SSO a NE-SO justo al norte de Los Mansuetos.

En la zona de estudio hemos identificado dos conjuntos de fallas normales de origen tectónico (Fig. 2): (1) Fallas con dirección N-S a NNO-SSE y buzamiento hacia el E, fallas situadas en el sector occidental de Los Mansuetos. Estas estructuras, con desplazamientos verticales de 10-15 m, parecen estar vinculadas a la Falla de Teruel, con orientación N-S y situada a escasa distancia. Su desarrollo está probablemente relacionado con la formación de la semifosa del Jiloca, cuya formación comenzó en el Plioceno superior. (2) Dos fallas con orientación NO-SE de 5-10 m de salto vertical. Las relaciones geométricas disponibles no nos han permitido establecer una cronología relativa para estos dos conjuntos de fallas.

En el flanco NO de Los Mansuetos, la flexión de las formaciones neógenas debida a la karstificación interestratal de las evaporitas triásicas subyacentes ha dado lugar a un monoclinial de dirección NE-SO y 1,7 km de longitud, con una sinforma en la flexión inferior (Figs. 3 y 5). Las deformaciones gravitacionales inducidas por disolución también han afectando a las dolomías triásicas donde la secuencia neógena se dispone sobre estas rocas carbonatadas. En estos sectores las dolomías triásicas se encuentran intensamente brechificadas, con direcciones y buzamientos muy variables allí donde la estratificación es reconocible. El valle del Río Seco sigue de forma concordante el eje del sinclinal y su margen SE corresponde a ladera que conforma el escarpe monoclinial con orientación NO.



Figura 3. Vista general del sector NE del sinclinal y monoclinial gravitacionales de Río Seco, este último afectado por una fosa (indicada por flechas). La imagen muestra la terminación periclinal de la sinforma en el NE de la zona de estudio.

Varios barrancos encajados en este margen del valle permiten examinar la flexión gravitacional y las fallas que afectan a los sedimentos miocenos. El buzamiento de las unidades 1 a 5 aumenta considerablemente en la cresta del monoclinal y las unidades 1 y 2 presentan buzamientos de hasta 40 grados hacia el valle en el escarpe del monoclinal (Fig. 2). El relieve estructural del monoclinal alcanza unos 130 m (Fig. 5). Esta cifra constituye una medida de la magnitud de la subsidencia y el espesor mínimo de evaporitas evacuadas por disolución. La flexión monoclonal se atenúa hacia el NE, donde se encuentra truncada por erosión. La terminación SO de este monoclinal coincide con una de las fallas normales de dirección N-S situadas al oeste del “Barranco Oeste” (Fig. 2). El eje de la sinforma, cuya ubicación se ha identificado en varios puntos del valle, muestra una traza sinuosa. Este sinclinal se atenúa bruscamente en el sector NE de la estructura, dando paso a un cierre periclinal muy apretado (Figs. 2 y 3). Localmente se han identificado estratos con buzamientos hacia el SE en el valle del Río Seco, sin embargo, el flanco noroeste del sinclinal se ha eliminado en gran parte por erosión.



Figura 4. Sector NE de la fosa desarrollada en la cresta del monoclinal de Río Seco. Las fallas sintéticas y antitéticas principales de esta fosa controlan patentes escarpes orientados a favor de la pendiente y a contrapendiente, respectivamente. Se puede apreciar el pliegue de arrastre (drag fold) en el bloque hundido de la falla antitética principal.

La cresta del monoclinal está afectada por un *keystone graben* de 1,7 km de longitud con una marcada expresión morfológica, lo que revela su actividad reciente (Fig. 4). Esta estructura extensional compensa el acortamiento de la cobertera neógena causado por la

flexión del sinclinal adyacente (Fig. 5). La fosa está controlada por una falla sintética maestra y varias fallas sintéticas y antitéticas secundarias. La anchura del graben (140-300 m) y el número de fallas (2-6) decrece hacia el extremo NE, de forma acorde con la atenuación de la flexión monoclinal y sinclinal (Fig. 2). En el sector SO del graben se localiza una falla normal sintética de 1,3 km de longitud, con alrededor de 8 m de salto vertical, que corta a las fallas tectónicas de dirección N-S ubicadas al oeste del “Barranco Oeste”, desplazando claramente una de ellas; las fallas gravitacionales son posteriores a las fallas tectónicas. La falla normal sintética principal, de 1,5 km de longitud, aflora en el “Barranco Oeste”, donde hemos podido medir un salto vertical de 5,5 m y un buzamiento de 50NO (Fig. 6A). El plano de plano de falla aflorante muestra estrías indicativas de un desplazamiento *dip-slip*. El desplazamiento vertical medido en el mapa y en el sector central de esta falla es de alrededor de 9 m. Esta falla controla escarpes muy conspicuos orientados a favor de la pendiente de hasta 12 m de altura (Fig. 6B).

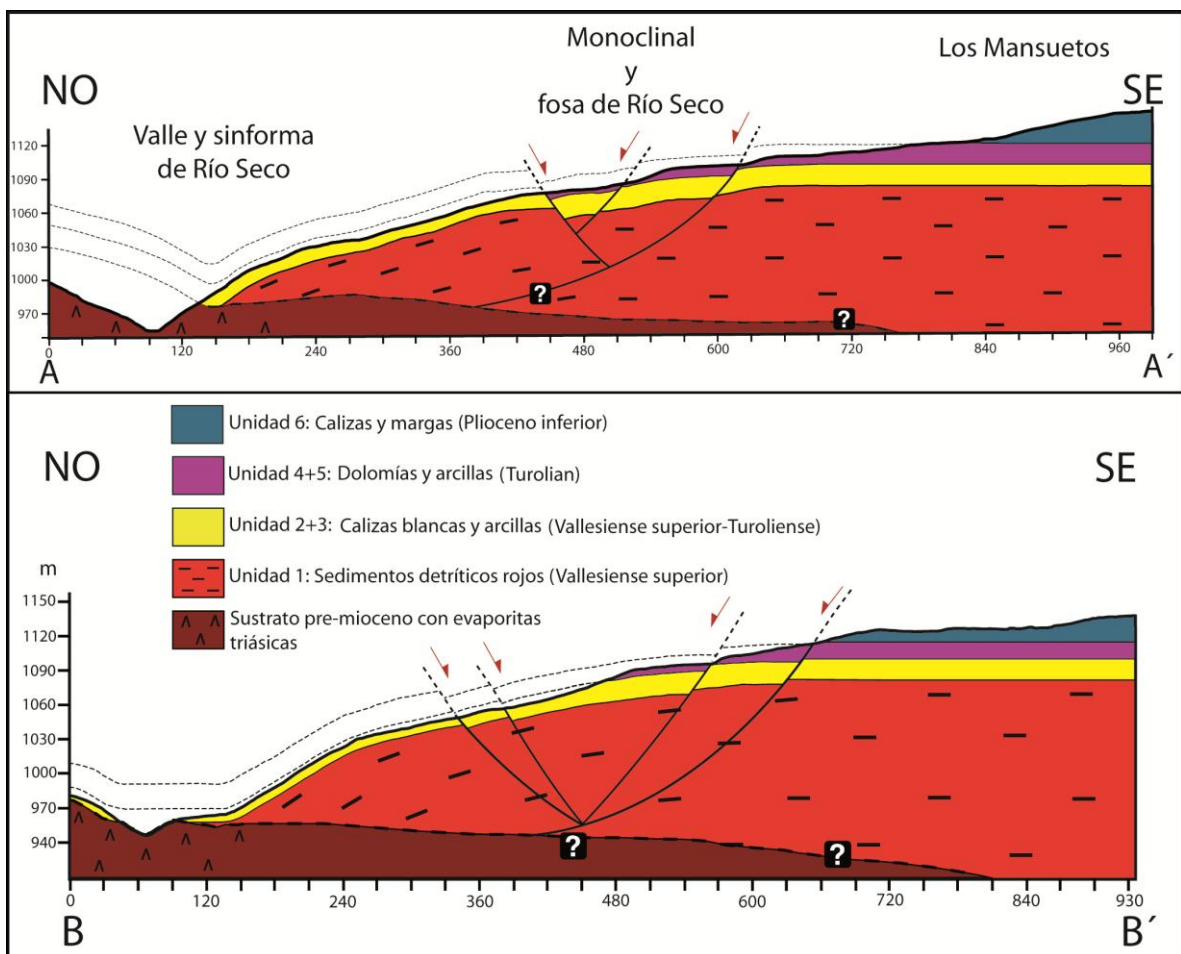


Figura 5. Cortes geológicos transversales mostrando la geometría de las estructuras gravitacionales relacionadas con la disolución de las evaporitas triásicas subyacentes en el sector NO de Los Mansuetos y el valle del Río Seco. La traza de los cortes se indica en la figura 2.

Sigla y trinchera	Número de laboratorio	Material	Edad convencional C-14)	Edad calibrada (2 $\sigma$ )	Edad calibrada (2 $\sigma$ , BP)
<b>Te-19</b> <b>Trinchera 1</b>	Beta - 294639	Caracol terrestre	3270 $\pm$ 30 BP	<b>1622-1492 BC</b> <b>(0,960625)</b> 1478-1458 BC (0,039375)	<b>3572-3442 BP</b> <b>(0,960625)</b> <b>3428-3408 BP</b> <b>(0,039375)</b>
<b>Te-17</b> <b>Trinchera 1</b>	Beta - 294638	Charcoal	90 $\pm$ 30 BP	1685-1732 AD (0,271703) <b>1808-1928 AD</b> <b>(0,715317)</b> 1951-1954 AD (0,01298)	<b>265-218 BP</b> <b>(0,271703)</b> <b>142-22 BP</b> <b>(0,715317)</b> <b>1951-1954 AD</b> <b>(0,01298)</b>
<b>Teruel 12</b> <b>Trinchera 2</b>	Beta - 294636	Madera	3020 $\pm$ 30 BP	<b>1389-1192 BC</b> <b>(0,974839)</b> 1174-1167 BC (0,008499) 1142-1133 BC (0,016662)	<b>3339-3142 BP</b> <b>(0,974839)</b> <b>3124-3117 BP</b> <b>(0,008499)</b> <b>3092-3083 BP</b> <b>(0,016662)</b>
<b>Te-15A</b> <b>Trinchera 3</b>	Beta - 294637	Caracol terrestre	2350 $\pm$ 40 BP	727-693 BC (0,033393) 657- 655 BC (0,001357) <b>542-361 BC</b> <b>(0,959301)</b> 271-262 BC (0,00595)	<b>2677-2643 BP</b> <b>(0,033393)</b> <b>2607- 2605 BP</b> <b>(0,001357)</b> <b>2492- 2311 BP</b> <b>(0,959301)</b> <b>2221- 2212 BP</b> <b>(0,00595)</b>
<b>Te-16</b> <b>Trinchera 3</b>	Poz-38878	Charcoal	1920 $\pm$ 35 BP	<b>1-143 AD (0,954109)</b> 146-173 AD (0,027137) 193-210 AD (0,018753)	<b>1949-1807 BP</b> <b>(0,954109)</b> <b>1804-1777 BP</b> <b>(0,027137)</b> <b>1757-1740 BP</b> <b>(0,018753)</b>
<b>Te-5</b> <b>Trinchera 3</b>	Poz-38879	Caracol terrestre	1850 $\pm$ 30 BP	<b>85-235 AD (1)</b>	<b>1865-1715 BP (1)</b>
<b>Teruel 7</b> <b>Trinchera 3</b>	Beta - 294635	Charcoal	170 $\pm$ 30 BP	<b>1660-1698 AD</b> <b>(0,183566)</b> <b>1722-1817 AD</b> <b>(0,535192)</b> 1833-1879 AD (0,08345) <b>1916-1953 AD</b> <b>(0,197792)</b>	<b>290-252 BP</b> <b>(0,183566)</b> <b>228-133 BP</b> <b>(0,535192)</b> <b>117-71 BP (0,08345)</b> <b>34-0 BP (0,197792)</b>
<b>Teruel 6</b> <b>Trinchera 3</b>	<b>Beta - 294634</b>	<b>Charcoal</b>	<b>30<math>\pm</math>30 BP</b>	<b>1695-1726 AD</b> <b>(0,197719)</b> <b>1813-1838 AD</b> <b>(0,139833)</b> <b>1842-1853 AD</b> <b>(0,023844)</b> <b>1868-1873 AD</b> <b>(0,007839)</b> <b>1876-1918 AD</b> <b>(0,602316)</b> <b>1952-1954 AD</b> <b>(0,028451)</b>	<b>255-224 BP</b> <b>(0,197719)</b> <b>137-112 BP</b> <b>(0,139833)</b> <b>108-97 BP</b> <b>(0,023844)</b> <b>82-77 BP (0,007839)</b> <b>74-32 BP (0,602316)</b> <b>0 BP (0,028451)</b>

Tabla 1. Sigla de la muestra datada por AMS, trinchera, código de laboratorio (Poz: Poznan Radiocarbon, Beta: Beta Analytic), material, edades convencionales por radiocarbono, edades calibradas en 2 sigma (usando CALIB 6.0.1 y el conjunto de datos intcal 09.14c, Reimer et al., 2009).

En negrita, rangos de edad calibrada con porcentajes relativos superiores a 0,1.

La altura de estos escarpes, superior al salto vertical, puede ser explicada por la formación de roturas en laderas de elevada pendiente y una ampliación posterior de las facetas por erosión.

Las fallas antitéticas, con una longitud de 80 a 345 m, son considerablemente más cortas que las fallas sintéticas secundarias. El “*Barranco Este*” posee un buen afloramiento de la deformación causada por una falla antitética en las unidades 1 y 2 (Fig. 6C). Aquí, un estrato de caliza claramente diferenciable, se encuentra desplazado 9 m en la vertical por la falla, con un buzamiento de 45-50° hacia el interior de la ladera. El estrato de caliza muestra a su vez pliegue de arrastre en el bloque hundido. En el sector central de la fosa la traza de dos fallas antitéticas muestran sendas inflexiones bruscas (Fig. 2). Estas geometrías pueden estar relacionadas con el enlace de dos fallas en relevo por la rotura de una rampa de acomodación. Esto implica la transformación de un relevo “soft-linked” en una conexión de tipo “hard-linked” (McGill y Stormquist, 1979; Walsh y Watterson, 1988; Cartwright et al., 1995; Trudgill, 2002). Las fallas antitéticas han dado lugar a 7 escarpes orientados a contrapendiente en calizas, de hasta 345 m de longitud y 3 m de altura (Fig. 2). Al pie de estos escarpes, con aspecto muy fresco, se han desarrollado depresiones lineales que actúan como trampas de sedimentos (Fig. 6D). Localmente los escarpes a contrapendiente controlan cambios en la trayectoria del drenaje y han causado la obstrucción temporal de barrancos, generando depresiones cerradas (trincheras 3). También existe cierta correlación entre la distribución de los escarpes a contrapendiente y el de los tramos incididos y con relleno de los drenajes transversos, siendo los segundos más frecuentes aguas arriba de los escarpes (Fig. 2). La extensión en la fosa también ha generado fisuras de hasta 226 m de longitud y 5 m de ancho, algunas de las cuales forman grandes grietas abiertas en las calizas de la unidad 2 (Fig. 6D). También se han identificado colapsos de cobertera de hasta 3 m de diámetro (Fig. 6F), apareciendo principalmente en los depósitos del relleno de los surcos asociados a los escarpes antitéticos. Su formación se atribuye a la migración descendente (*ravelling*) de los depósitos de la cobertera a través de fisuras abiertas en el sustrato. Dolinas asociadas a escarpes sackung gravitacionales han sido documentadas por McCalpin y Irvine, (1995) y Gutiérrez et al. (2008b).

La altura máxima de los escarpes orientados ladera arriba y abajo se ha medido en el campo evitando zonas con erosión en el pie (Tabla 2). La figura 7 presenta un gráfico en el que se representa la longitud del escarpe (L), medido como una línea recta, frente a la altura máxima del escarpe (Hmax). Estos parámetros, en general, muestran una relación directa en ambos tipos de escarpes; la altura aumenta con la longitud. La media de la relación Hmax/L (*aspect ratio*) de los 8 escarpes a contrapendiente es 0,0081, con valores

de 0,004 a 0,017 y una desviación estándar de 0,0047. Esta población de datos muestra un coeficiente de correlación bajo para un ajuste exponencial ( $H_{max}=3.2929L^{0.5202}$ ;  $R^2=0.269$ ). Los cinco escarpes a favor de la pendiente poseen una relación  $H_{max}/L$  de 0,029, un orden de magnitud mayor y un coeficiente de correlación muy superior ( $H_{max}=9.4177L^{0.5842}$ ;  $R^2=0.829$ ).

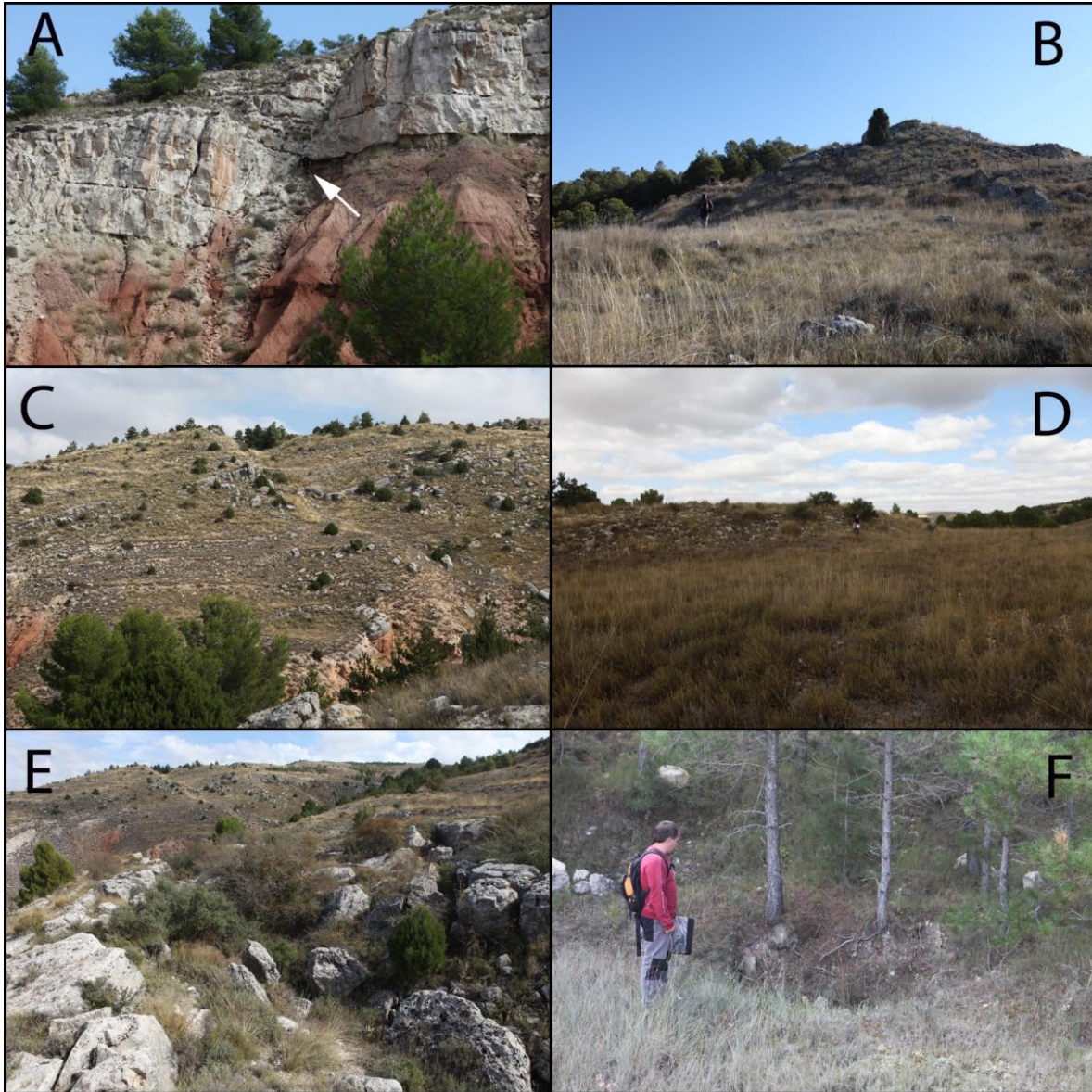


Figura 6. A: Afloramiento en el “Barranco Oeste” de la falla sintética principal de la fosa desarrollada en la cresta del monoclin. En este punto el plano de falla presenta estrías indicativas de un desplazamiento dip-slip. La flecha apunta a una persona como escala. B: Faceta triangular en el escarpe a favor de la pendiente asociado a la falla sintética principal. C: Escarpe a contrapendiente controlado por una falla antitética en el “Barranco Este”. Destaca un pliegue de arrastre (drag fold) en el bloque hundido. D: Depresión lineal rellena de un depósito reciente al pie de un escarpe a contrapendiente. E: Fisura en calizas afectando a una ladera de elevada pendiente situada al oeste del “Barranco Este”. F: Dolina de colapso relacionada con la migración del material de cobertera a través de fisuras extensionales.



Utilizando los cortes geológicos A-A` y B-B` y considerando la flexión situada al SE del eje de este sinclinal, hemos calculado un acortamiento de 16 m (5%) y 19 m (6,8 %), respectivamente (longitud de los estratos frente a la distancia horizontal entre el eje de la sinforma y el límite NO del graben; Fig. 5). La extensión horizontal (E) producida por cada falla para los cortes geológicos A-A` y B-B` se ha estimado utilizando el buzamiento ( $\beta$ ) y el desplazamiento vertical de las fallas (H), ambos medidos en el campo o estimados a partir del mapa ( $E=H/\tan\beta$ ). La extensión acumulada debida al desplazamiento dip-slip de las fallas en los cortes A-A` y B-B` es de 12 m y 9 m, respectivamente. Estos valores de extensión más bajos deben estar relacionados con el hecho de que el número de fallas normales que acomodan la extensión es mayor que las que se han cartografiado en el mapa, como nos indican las estructuras ocultas expuestas en las trincheras. Además estos cortes no incluyen la extensión causada por la componente de dilatación horizontal en de estas fallas y fisuras.

	Altura (m)	Longitud (m)	Altura/Longitud
<b>Escarpes a contrapendiente</b>			
2	1.47	345.27	0.0042
4	0.64	80.35	0.0079
5 (Trench 1)	3.45	254.41	0.0135
6	0.99	252.12	0.0039
7	2.41	136.16	0.0176
8 (Trench 3)	1.41	177.89	0.0079
9 (Trench 2)	1.01	121.12	0.0083
11	2.39	461.75	0.0051
14	0.95	225.02	0.0042
Media	1.63	228.23	0.0080
Desviación estándar	0.92	119.29	0.0047
<b>Escarpes a favor de la pendiente</b>			
1	12.52	1531.15	0.0081
3	8.4	102.58	0.0818
10	4.3	583.95	0.0073
12	10.5	222.04	0.0472
13	3.09	1323.47	0.0023
Media	8.98	752.64	0.0293
Desviación estándar	5.15	645.07	0.0344

Tabla 2. Altura máxima, longitud y relación altura/longitud (aspect ratio) de los escarpes cartografiados en la fosa desarrollada en la cresta del monoclinial de Río Seco. Se indican los escarpes a contrapendiente en los que se han excavado las trincheras.

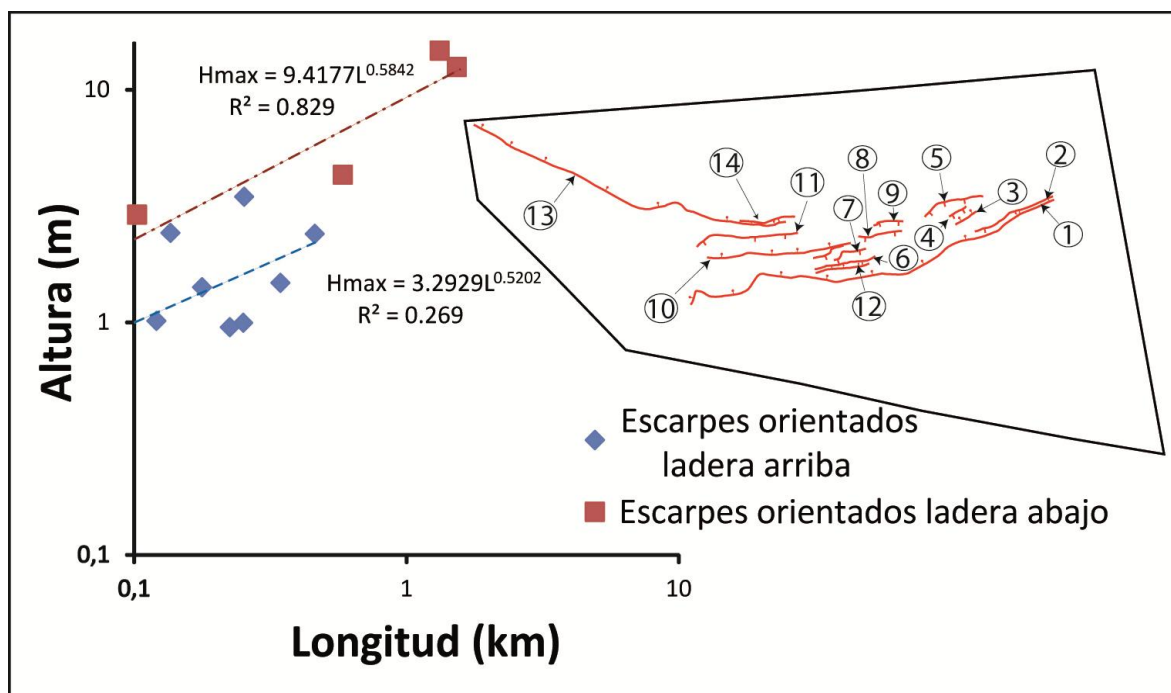


Figura 7. Gráfica ilustrando la relación entre la longitud de los escarpes de falla, medidos como una línea recta, y su altura máxima (aspect ratio). Las curvas de ajuste corresponden a los escarpes a contrapendiente y a favor de la pendiente. El recuadro muestra los escarpes de falla gravitacionales y sus números.

## 5. Trincheras

### 5.1. Selección de la ubicación de las trincheras:

La selección de las depresiones y el punto específico dentro de éstas en los que se han excavado las trincheras se ha basado en los siguientes criterios: (1) Accesibilidad. Algunos puntos favorables han sido descartados por no ser accesibles para la retroexcavadora. (2) Diversidad estructural. Las trincheras han sido excavadas en depresiones controladas por tres fallas antitéticas diferentes. (3) Diversidad geomorfológica. Las trincheras 1 y 2 han sido excavadas en depresiones desarrolladas en laderas con pendientes pronunciadas. La trinchera 3 está situada en una depresión generada por la obturación de un barranco mediante un escarpe de falla orientado a contrapendiente (Fig. 2). (4) Se han seleccionado puntos en los que el relleno de la depresión no muestra evidencias de erosión con la finalidad de obtener un registro lo más completo posible. (5) Las zonas con vegetación arbórea debían ser evitadas.

## 5.2. Trincheras 1

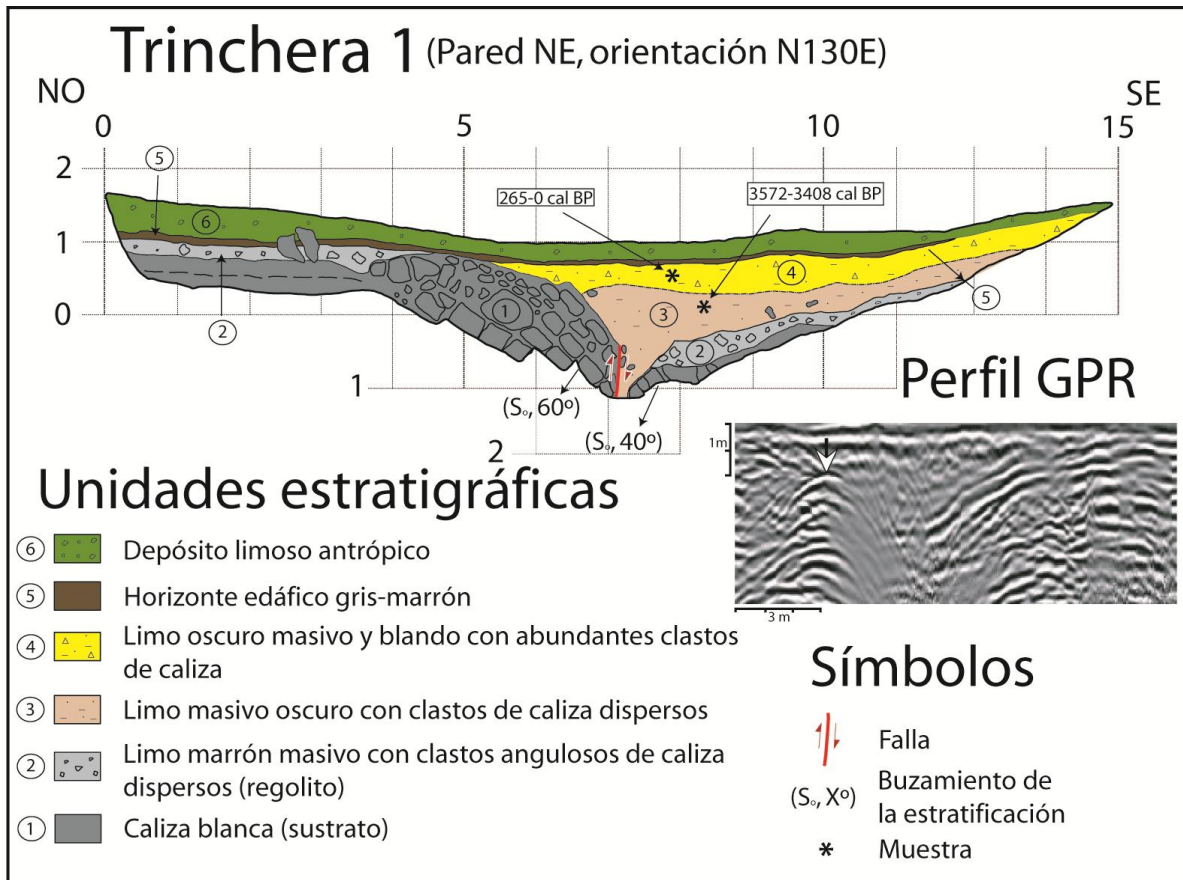


Figura 8. Esquema de la trincheras 1 y perfil de georadar adquirido en este emplazamiento. El plano de falla se señala dentro del perfil de georadar con una flecha. El texto incluye una descripción más detallada de las unidades.

Esta trincheras, de 15 m de longitud y 2,2 m de profundidad, ha sido excavada perpendicularmente a un escarpe a contrapendiente y en una depresión controlada por la falla antitética que define el margen NO de la fosa en su sector NE (Figs. 2, 8 y 9A). La trincheras, con una orientación N130E, fue situada a lo largo de un cortafuegos, al SO de la cabecera de un barranco de incisión lineal que discurre al pie del escarpe. Unos pocos metros al NE de la trincheras, la depresión presenta un colapso cuyas paredes indican la presencia de un depósito detrítico de más de 1,5 m de espesor. La excavación ha expuesto una semifosa controlada por una falla normal con una fisura extensional asociada (Figs. 8 and 9B). Se han diferenciado un total de 6 unidades estratigráficas: (1) Sustrato. Calizas blancas en estratos de 20-50 cm de espesor. (2) Regolito. Limo masivo de color marrón claro con clastos angulosos de caliza dispersos. Localmente da paso gradualmente a clastos angulosos de caliza sin matriz. (3) Unidad más antigua del relleno de la semifosa. Limo masivo muy cohesivo de color marrón oscuro a gris con clastos subangulosos de caliza de

hasta 1 cm de longitud. Abundantes poros milimétricos rellenos de carbonato secundario. Esta unidad masiva está restringida a la depresión asimétrica generada por la falla y rellena la fisura asociada. En esta unidad, a 15 cm por debajo del techo, se muestrearon caracoles terrestres aportando una edad de 3572-3408 cal BP en 2 sigma (Tabla 1). (4) Unidad más reciente del relleno de la semifosa. Limo masivo marrón oscuro con numerosos clastos subangulosos de caliza. Aunque el contacto entre las unidades 3 y 4 no es obvio, se ha podido delinear con un nivel de confianza razonable teniendo en cuenta que la unidad 4 es mucho menos cohesiva y que no presenta carbonato secundario blanco. Esta unidad solapa parcialmente al escarpe de falla. Una muestra de *charcoal* tomada a 17 cm por encima de la base de esta unidad ha aportado una edad de 265-0 cal BP. Las unidades 3 y 4 corresponden a un depósito de *slope wash* acumulado en un área con drenaje deficiente y probablemente afectada por encharcamientos esporádicos. (5) Horizonte edáfico marrón-gris oscuro de 5 cm de espesor con vegetación enterrada a techo. (6) Depósito artificial formado por un limo arcilloso suelto de color marrón acumulado por un buldózer durante la abertura del cortafuego.

La semifosa expuesta está controlada por una falla subvertical con una fisura asociada indicativa de una componente de desplazamiento horizontal considerable. El sustrato se encuentra flexionado hacia la falla en ambos bloques, buzando 40° en el bloque superior y 50-60° en el bloque inferior (Figs. 8 y 9B). La flexión en el bloque inferior puede corresponder a un pliegue de arrastre, mientras que la flexión en el bloque hundido se puede atribuir a un anticlinal de *roll-over* controlado por la falla lítrica subyacente. En el barranco adyacente (“Barranco Oeste”) el buzamiento de esta falla decrece en profundidad hasta 50° (Fig. 4). La densidad de las fracturas en el sustrato aumenta bruscamente hacia la falla, dando paso a una brecha dilatada de clastos angulosos decimétricos, con los espacios intergranulares rellenos de un limo arcilloso gris oscuro procedente de los depositados suprayacentes. El mayor grado de fracturación se localiza en la zona de charnela de la flexión del bloque inferior. El techo del sustrato y el regolito muestran un desplazamiento vertical de 1,5 m en la trinchera. No obstante, el salto vertical real de esta falla es muy superior, tal y como indican los 3,5 m de altura del escarpe situado unos metros hacia el SO (Fig. 9A). La parte inferior de la unidad 3 podría estar afectada por la falla, tal y como sugiere la reorientación de los clastos situados junto al plano de falla. Sin embargo, la reorientación de los clastos también podría estar relacionada con la migración descendente del material a través de la fisura. El contacto neto y planar entre la unidad 3 y el techo del

sustrato inclinado en el bloque inferior buza  $60^\circ$  hacia la depresión. Parece corresponder a un escarpe controlado por la estratificación desarrollado en un pliegue de arrastre y solapado por la unidad 3 (*free-face contact*). La unidad 4 solapa la parte superior del escarpe y no presenta ninguna evidencia de deformación.

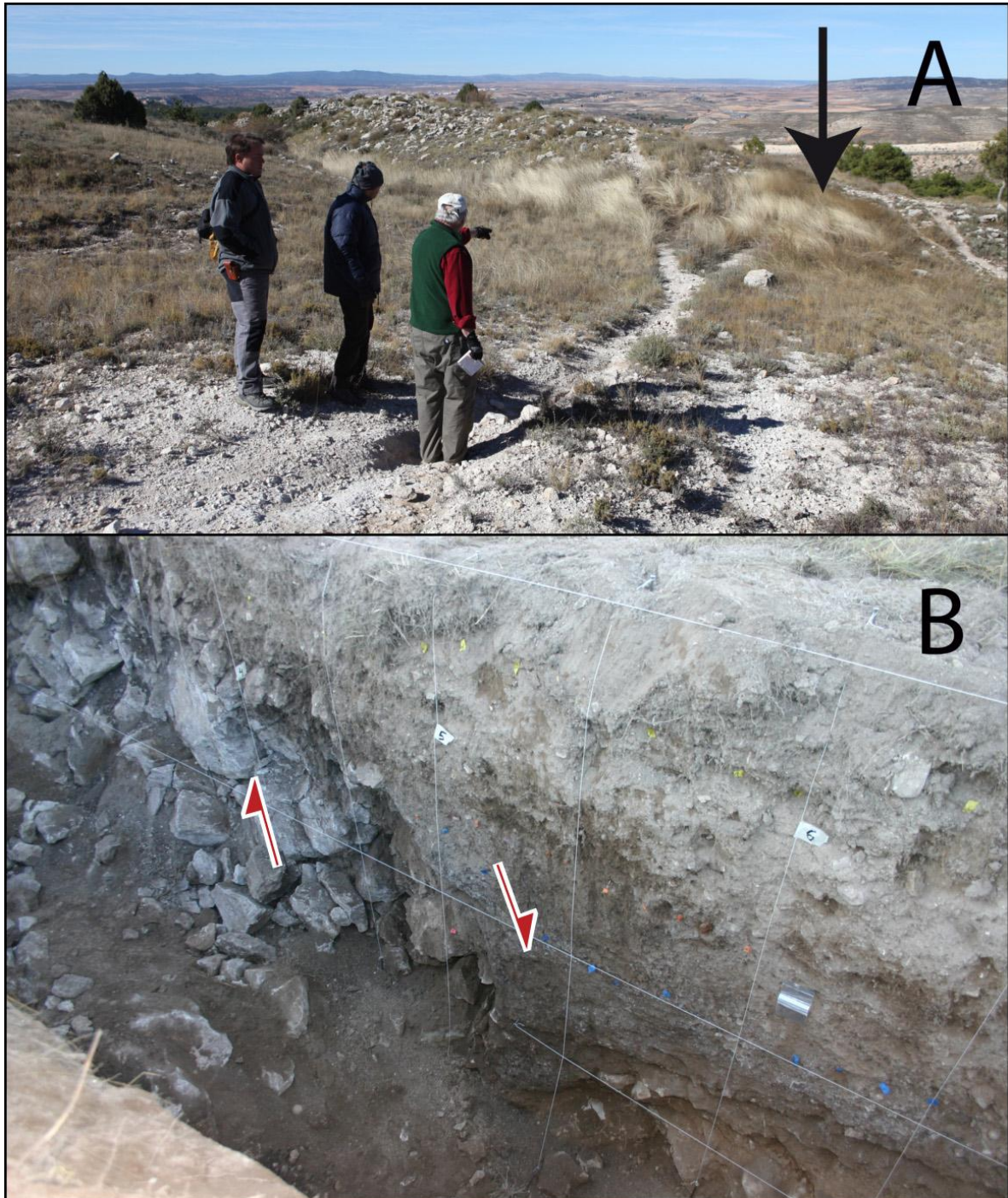


Figura 9. A: Escarpe a contrapendiente y depresión investigada mediante la trinchera 1. La flecha señala la localización de la trinchera. B: Sector NE de la trinchera 1 con un *half-graben* controlado por una falla normal antitética con una fisura extensional asociada.

Las dataciones disponibles indican que la depresión asociada al escarpe de falla orientado a contrapendiente se formó con anterioridad a 3,5 ka BP, probablemente durante la segunda mitad del Holoceno; en este contexto geomorfológico es esperable una alta tasa de sedimentación. La altura del escarpe (desplazamiento vertical mínimo) junto con la edad mínima de la estructura permiten calcular una tasa de desplazamiento vertical aparente de 1 mm/año. Esta tasa de desplazamiento aparente no ha sido calculada para ciclos de desplazamiento cerrados, sino a partir de un desplazamiento vertical acumulado dividido por el intervalo de tiempo conocido en el que éste se ha producido, sin conocer el número de ciclos ni la relación temporal entre los ciclos abiertos y cerrados (McCalpin, 2009c). La edad obtenida para la unidad 4 indica la sedimentación ocurrida en tiempos históricos ha obliterado en gran medida la topografía del graben en este sector, favoreciendo el desarrollo de un suelo. Desafortunadamente, las relaciones geométricas observadas no permiten dilucidar si la estructura se ha formado de forma progresiva, episódica o mediante un comportamiento cinemático mixto. Una posible explicación es que un primer evento de desplazamiento anterior a 3,5 ka creó una depresión que actuaría como trampa de sedimentos al pie del escarpe de falla orientado a contrapendiente, propiciando la acumulación de la unidad 3. Un posible segundo evento de desplazamiento deformaría la parte inferior de la unidad 3 y generaría una fisura o ampliaría una pre-existente. Sin embargo, el carácter masivo de los depósitos no ha permitido identificar discordancias angulares. La ausencia de cuñas coluviales podría explicarse por la formación de un escarpe rocoso de baja pendiente como consecuencia de la flexión hacia la depresión de los estratos (McCalpin, 2009b). Una explicación alternativa es que el desplazamiento de la falla, incluyendo la apertura de la fisura y la flexión del sustrato, se haya producido de forma progresiva. La posible existencia de abanicos de capas indicativas de deformación una deformación gradual no son observables en estos depósitos masivos. Por otra parte, la superposición de depósitos aparentemente indeformados sobre el escarpe de falla podría ser explicada por una sedimentación rápida de la unidad 4, es decir, la tasa de agradación supera con creces la velocidad del desplazamiento vertical.

### 5.3. Trinchera 2

Esta trinchera se ha escavado con una dirección N150E en el sector central de una depresión con fondo plano asociada a un escarpe de falla antitético (Fig. 2). La trinchera, con 16 m de longitud y hasta 2,3 m de profundidad, abarca todo el ancho de la depresión, desde el escarpe a contrapendiente de 0,5 m de altura situado en el margen NO hasta la

ladera de elevada pendiente que forma el flanco SE (Fig. 10). El sustrato, que corresponde a las calizas miocenas de la unidad 2, se expuso a lo largo de toda la trinchera. La trinchera presentaba una estructura formada por dos fosas asimétricas separadas por un *horst* en el sector central de la depresión. La mayoría de las unidades estratigráficas del relleno de la depresión, algunas de ellas falladas, quedan restringidas a las fosas. La unidad más moderna, sin evidencias de deformación, trunca las estructuras de deformación subyacentes. Alguna de las unidades cartografiadas en las fosas han sido correlacionadas atendiendo a la similitud de facies. Desafortunadamente, sólo se ha podido datar el material que se encuentra en la unidad más antigua del graben SE, lo que nos ha impedido contrastar de forma independiente nuestras correlaciones con edades numéricas.

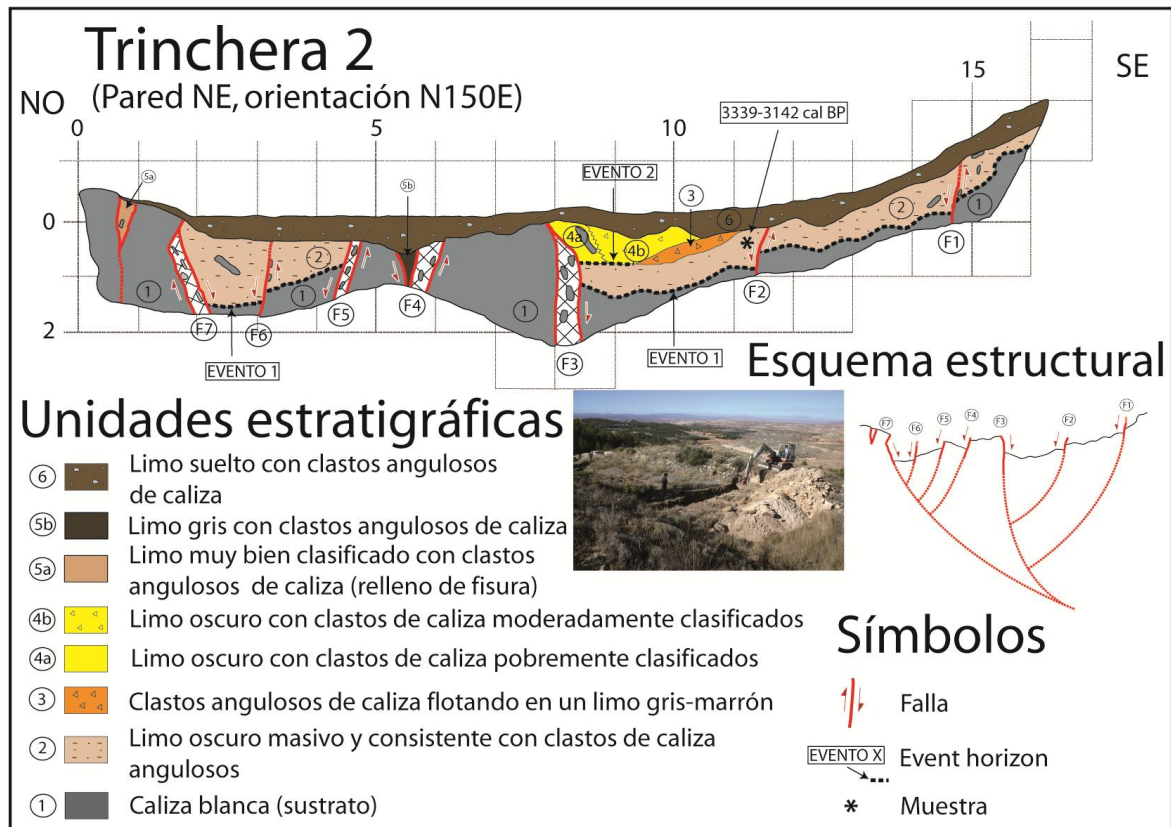


Figura 10. Esquema de la trinchera 2. En el texto se presenta una descripción más detallada de las unidades.

La fotografía insertada ilustra el contexto geomorfológico de la trinchera, excavada en una depresión con fondo plano limitada por una ladera de elevada pendiente en sustrato y un escarpe a contrapendiente en calizas.

En el esquema de la trinchera se han diferenciado las siguientes unidades: (1) Sustrato: Calizas miocenas tableadas de color blanco, localmente muy brechificadas. (2) Limo

masivo marrón, cohesivo, con clastos angulosos de caliza y carbonato secundario. El color de esta unidad cambia de forma gradual desde un marrón rojizo en el escarpe SE a un marrón grisáceo en torno al graben NO, lo que indica unas condiciones más reductoras. El tamaño de los clastos decrece en la misma dirección, al contrario de lo que hace el grado de selección. Lo más probable es que la parte superior del depósito situado junto a las fallas F6 y F7 corresponda a una unidad diferente más moderna. Sin embargo, su carácter masivo y homogéneo no nos ha permitido identificar con claridad discontinuidad estratigráfica alguna. Esta unidad puede ser interpretada como un coluvión que grada hacia un depósito de *slope wash*, el cual ha sido acumulado en una depresión con un drenaje deficiente generada por una rotura superficial. Un trozo de madera de 4 cm de largo muestreado 25 cm por encima de la base de esta unidad, justo al NO de la falla F2, nos ha permitido obtener una edad calibrada de 3339-3142 cal BP. (3) Gravas calcáreas heterométricas, muy angulosas y con fábrica caótica empastadas en un limo marrón grisáceo. Esta unidad lenticular de unos 20 cm de espesor puede corresponder a un depósito de *debris flow* derivado de la ladera SE. (4a) Limo suelto de color gris oscuro-marrón con 65 cm de espesor y clastos angulosos de caliza de hasta 50 cm. Los clastos muestran fábricas orientadas buzando hacia el SE. (4b) Limo masivo gris oscuro-marrón con abundantes clastos de caliza moderadamente clasificados y fábrica caótica. Las unidades 4a y 4b son depósitos correlativos separados por un cambio lateral de facies gradual. Estas unidades han sido interpretadas como facies proximales y distales de una cuña coluvial generada a partir de un escarpe producido por un evento de desplazamiento de la falla adyacente F3. La unidad 4a trunca la zona de cizalla (sustrato brechificado) de esta falla, solapándose a un contacto tipo *free-face*. (5a) Relleno de fisura compuesto por un limo masivo muy bien clasificado gris claro con algunos clastos angulosos de caliza. La sedimentación eólica puede haber jugado un papel importante en el relleno de esta grieta, situada en una cresta elevada donde apenas puede actuar la escorrentía. (5b) Relleno de fisura constituido por cantos angulosos de caliza empastados en un limo suelto gris claro. (6) Limo suelto y masivo marrón grisáceo con cantos de caliza angulosos pobremente clasificados. La proporción y tamaño de los clastos incrementa hacia el margen SE. Esta unidad se ha interpretado como un depósito coluvial reciente y depósitos de *slope wash*.

El sector SE de la depresión está formado por una semifosa controlada por la falla F3 (Fig. 10). Esta estructura muestra una zona de cizalla con una anchura de 40 cm compuesta por el sustrato calcáreo brechificado mostrando fábricas subverticales. La brecha presenta



espacios intergranulares amplios vacíos indicativos de una dilatación importante relacionada con la componente de desplazamiento horizontal de la falla. La falla F3 afecta a la unidad 2 y queda truncada por la unidad 4a. Se ha podido estimar un desplazamiento vertical mínimo de 1 m utilizando como referencia el techo del sustrato. Las fallas F1 y F2 son pequeñas roturas secundarias que afectan a la unidad 2 y presentan saltos verticales de 20 y 30 cm, respectivamente. La traza de la falla F1 no se distingue claramente en la unidad 2 debido al carácter masivo de ésta. La fosa NO está controlada por la falla F7 que buza hacia el SE y las fallas F6 y F5 que se encuentran buzando hacia el NO. Todas ellas afectan a la unidad 2. Las fallas F7 y F5 presentan zonas de cizalla en el sustrato formadas por brechas dilatadas con fábricas reorientadas y huecos abiertos. El cabeceo de un bloque de sustrato en el escarpe asociado a la falla F7 ha provocado la apertura de una fisura de 28 cm de anchura rellena por la unidad 5a y el sobreempinamiento de la parte superior del plano de falla. En la pared opuesta de la trinchera no se han observado estas estructuras, apareciendo la falla F7 como un plano continuo con buzamiento 70SE. Las fallas F7 y F5 presentan desplazamientos verticales mínimos de 200 y 40 cm, respectivamente, medidos a partir del techo del sustrato. El desplazamiento vertical de la falla F6 es de 20 cm. El *horst* formado por sustrato situado entre las dos fosas presenta una falla con buzamiento hacia el NO (F4), definida por una brecha calcárea con una fisura asociada rellena por la unidad 5b. El buzamiento en el bloque inferior de esta falla presenta pliegue de arrastre evidente. La estructura general expuesta en la trinchera puede ser interpretada como una semifosa compleja controlado por una falla maestra (F7) con un *keystone graben* en el margen NO y un *horst* limitados por fallas sintéticas y antitéticas secundarias (ver el esquema estructural de la figura 10). Las relaciones estructurales y estratigráficas observadas en la trinchera pueden ser explicadas con un mínimo de dos eventos de desplazamiento y con la formación de múltiples rupturas en superficie (Fig. 10). El primer evento de deformación, previo a 3,3-3,1 ka, crearía una pequeña depresión delimitada por el escarpe orientado a contrapendiente asociado a la falla maestra F7. La unidad 2 se depositó en esta trampa sedimentaria. Probablemente, la formación del *horst* se inició durante el primer evento de rotura, controlando el espesor de la unidad 2 en la estructura. Un segundo evento de desplazamiento ocurriría con posterioridad a 3,3-3,1 ka, deformando la unidad 2 (fallas F1, F2, F3, F5, F6 y F7) y generando el escarpe a contrapendiente asociado a la falla F3. La erosión de este escarpe dio lugar a la acumulación de la cuña coluvial correspondiente a la unidad 4. Es probable que este segundo evento de desplazamiento rejuveneciera el escarpe asociado a la falla F7 y creara la fisura situada en el bloque inferior. El espesor de la

unidad 2 entre las fallas F5 y F6 (80 cm) y el de la unidad 4 (65 cm) proporcionan una medida mínima del desplazamiento vertical obtenido en el primer y segundo evento de falla, respectivamente. La parte superior del depósito masivo situado entre las fallas F6 y F7, cartografiado como unidad 2, es probable que corresponda a una unidad más moderna depositada después del segundo evento de rotura. El desplazamiento vertical del techo del sustrato asociado a la falla F7 (200 cm) aporta una estimación mínima del desplazamiento vertical acumulado en la falla maestra, lo que sugiere desplazamientos por evento superiores a 1m. Teniendo en cuenta un desplazamiento vertical mínimo de 200 cm y una edad mínima para la estructura de 3.3 ka, podemos obtener una tasa de desplazamiento vertical aparente de 0,6 mm/año. El desplazamiento y la edad utilizados pueden constituir una buena aproximación a los valores reales, teniendo en cuenta que la erosión del sustrato en el bloque inferior ha debido ser muy limitada y que la muestra de la que se ha obtenido la edad se recogió cerca de la base del relleno de la depresión (25 cm), en un nivel para el que se puede esperar una alta tasa de sedimentación.

#### 5.4. Trincheras 3

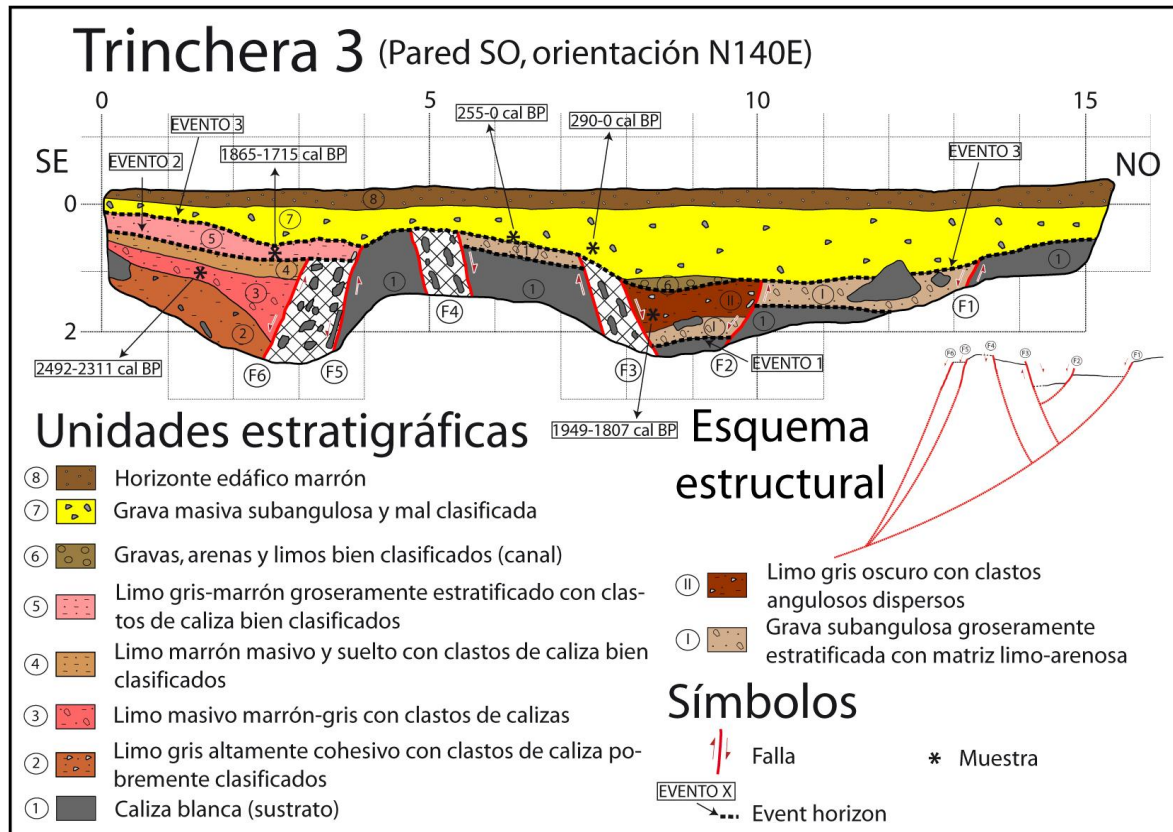


Figura 11. Esquema de la trincheras 3 excavada en una depresión desarrollada dentro de un barranco, aguas arriba de un escarpe a contrapendiente. En el texto se presenta una descripción más detallada de las unidades.

Debido a la falta de criterios suficientes de correlación, las unidades de las fosas SE y NO han sido designadas con números arábigos y romanos, respectivamente.

Esta trinchera, de 15,5 m de longitud y 2,7 m de profundidad, fue excavada perpendicularmente (N140E) y aguas arriba a un escarpe contrapendiente dentro de una depresión generada por la obturación de un barranco (Fig. 2). Esta depresión recibe escorrentía y aporte sedimentario tanto del barranco principal como de un afluente que discurre por la margen SO al pie del escarpe de falla de dirección NE-SO. El extremo NO de la trinchera se situó en el margen de aguas debajo de la depresión, mientras que la terminación SE de la trinchera se vio limitada por la vegetación arbórea impidiendo la exposición del sustrato en este sector.

De forma análoga a la trinchera 2, la excavación expuso dos fosas separadas por un *horst* (Fig. 11). Se han diferenciado tres grupos principales de unidades sedimentarias holocenas; sedimentos fallados asociados a cada una de las fosas y un paquete sedimentario sin evidencias de deformación que se superpone discordantemente a las unidades más antiguas truncando las estructuras subyacentes. A diferencia de la trinchera 1, no hemos podido establecer una correlación entre los depósitos de las dos fosas debido a las siguientes razones: (1) Los sedimentos de las dos fosas son muy homogéneos y muestran diferencias relacionadas con la distinta procedencia de los depósitos. Las unidades falladas de la fosa SE provienen del drenaje principal, mientras que el aporte sedimentario de la fosa NO procede principalmente del barranco afluente. El horst probablemente desconectó las dos depresiones desde una etapa temprana. (2) Debido a la dificultad de encontrar material datable, la cronología de los depósitos de las fosas no está bien acotada, lo que dificulta establecer una correlación fiable sobre la base de edades numéricas. En consecuencia, hemos asignado números arábigos a los depósitos de la fosa SE y números romanos a los sedimentos de la fosa NO. Se han cartografiado las siguientes unidades: (1) Sustrato: Calizas masivas, localmente muy brechificadas. (2) Limo muy cohesivo gris oscuro con clastos angulosos de caliza mal clasificados. Presenta abundante bioturbación rellena de carbonato secundario blanco. Los clastos alargados muestran una inclinación preferente hacia el NO. (3) Limo masivo marrón-gris con clastos angulosos de caliza dispersos. Esta unidad es menos cohesiva y posee menos bioturbación y carbonato secundario que la unidad 2. Un caracol terrestre obtenido 10 cm por encima de la base de esta unidad ha aportado una edad de 2492-2311 cal BP. (4) Limo masivo poco cohesivo, grisáceo, con clastos de caliza bien clasificados y redondeados. Presenta trazas de bioturbación parcialmente rellenas de por carbonato secundario. (5) Limo marrón grisáceo groseramente estratificado, poco cohesivo, con abundantes clastos subangulosos bien seleccionados. Se

obtenido una edad de 1865-1715 cal BP a partir de un caracol terrestre recogido a 15 cm por encima de la base de la unidad. Las unidades 2 a 5 pueden ser interpretadas como facies fluvio-palustres depositadas en una depresión con drenaje deficiente. (I) Gravav subangulosas muy cohesivas, groseramente estratificadas y con matriz limo-arenosa gris. Esta unidad muestra abundante bioturbación con carbonato secundario y contiene algunos bloques de caliza. (II) Limo cohesivo gris oscuro con clastos subangulosos dispersos. Un trozo de charcoal tomado 25 cm por encima de la base de esta unidad ha sido datado en 1949-1807 cal BP. Este rango de edad se solapa con el obtenido para la unidad 5. Las unidades I y II pueden ser interpretadas como facies fluviales y coluviales interdigitadas procedentes del barranco afluente y del escarpe a contrapendiente adyacente. (6) Canal relleno de limos, arenas y gravas estratificados, bien clasificados y poco cohesivos. El extremo de la base del canal trunca la falla F3. (7) Grava subangulosa y mal clasificada con matriz limosa gris-marrón. La base irregular de esta unidad trunca las estructuras subyacentes. Fragmentos de *charcoal* muestreados muy cerca de la base de esta unidad han sido datados en 255-0 y 290-0 cal BP. Lo más probable es que este depósito responda a la acumulación de sedimentos en eventos de flujo de elevada competencia generados por tormentas. (8) Horizonte edáfico marrón de unos 25 cm de espesor.

En el sector SE de la trinchera se ha expuesto una semifosa controlada por las fallas F6 y F5 con buzamiento SE (Fig. 11). El sustrato entre las dos fallas ha sido transformado en una brecha suelta con fábrica caótica. La falla F6 afecta a las unidades 2, 3 y 4 y es truncada por la unidad 5. Esta última unidad es cortada por la falla F5 (Fig. 12A). El espesor de las unidades 2 a 4 (150 cm) aporta una estimación del desplazamiento vertical mínimo acumulado para la falla F6. El desplazamiento vertical mínimo en la falla F5 es 45 cm, tomando como referencia el techo del sustrato en ambos bloques. La fosa NO está delimitada por las fallas F4 y F1 y la mayor subsidencia se ha producido en el bloque limitado por las fallas F2 y F3 (Figs. 11 y 12B). Las cuatro fallas desplazan a la unidad I y las fallas F3 y F2 desplazan a su vez a la unidad II. Es probable que la unidad II se haya erosionado en los bloques que flanquean el graben interior. Las fallas F4 y F3 muestran zonas de cizalla bien definidas en el sustrato con alrededor de 70 cm de anchura compuestas por clastos angulosos de caliza dilatada y con fábricas reorientadas. El techo del sustrato indica un desplazamiento vertical mínimo para este graben de 175 cm. Al igual que la trinchera 2, la estructura general de la trinchera 3 puede ser descrita como una fosa

compleja, con un *horst* que separa un *keystone graben* en el sector NO y un *half-graben* en el SE.

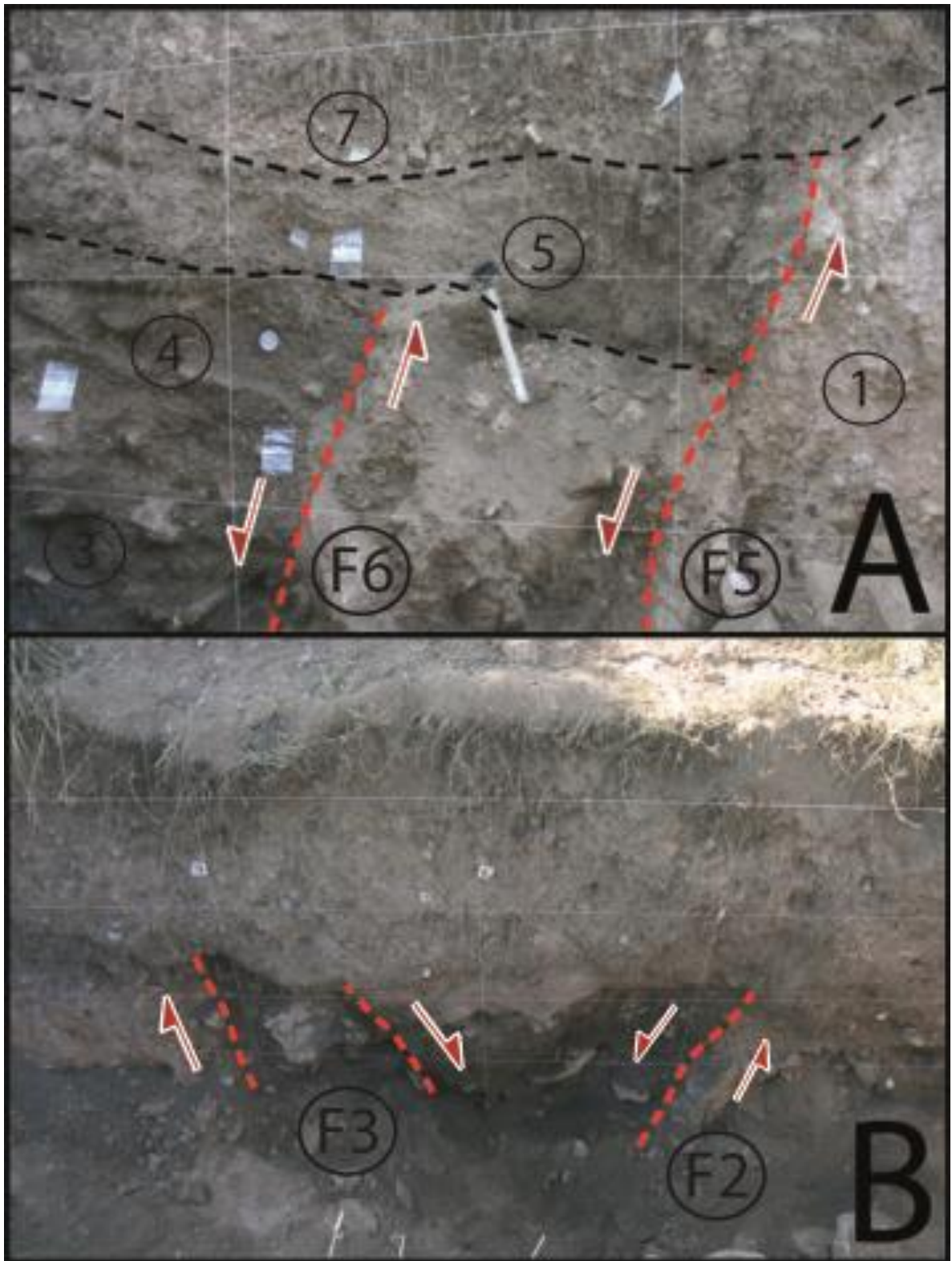


Figura 12. A: Margen del *half-graben* expuesto en el sector SE de la trinchera 3, donde dos fallas quedan truncadas por unidades suprayacentes diferentes, lo que permite diferenciar dos eventos de desplazamiento. B: Graben en el sector NO de la trinchera 3 al que se superpone discordantemente un depósito sin deformar.

Las relaciones geométricas observadas en el *half-graben* SE pueden ser explicadas con un mínimo de 3 eventos de desplazamiento (Figs 11 y 12A). Un primer evento de rotura, ocurrido con anterioridad a 2,5 ka, generó una depresión cerrada o pobremente drenada dentro del barranco, donde se acumularon las unidades 2 a 4. En un segundo evento de deformación, acaecido entre 2,5 y 1,7 ka, las unidades 2, 3 y 4 fueron desplazadas por la falla F6. El tercer evento y más reciente (*Most recent Event, MRE*) está registrado por la falla F5, la cual desplaza la unidad 5 y se encuentra truncada a su vez por la unidad 7. El *MRE* se produjo con posterioridad a 1865 cal BP. Se puede estimar un valor de recurrencia máximo de 1,25 ka considerando los dos eventos más recientes. Es importante tener presente que este valor de recurrencia media no se ha obtenido a partir de datos correspondientes a ciclos de desplazamiento cerrados. El desplazamiento vertical mínimo de 195 cm en este *half-graben*, junto con la edad mínima indican una tasa de desplazamiento media aparente del orden de 0,8 mm/año y un desplazamiento medio por evento mayor a 65 cm.

Las relaciones estratigráficas y estructurales del *graben* NO registran un mínimo de dos eventos de desplazamiento (Figs. 2 y 12B). El primer evento ocurrió con anterioridad a 1,9 ka y creó la trampa sedimentaria en la que se depositaron las unidades I y II. Esta depresión cerrada o pobremente drenada probablemente estaba controlada por un escarpe a contrapendiente asociado a la falla F1. En un segundo evento, posterior a 1949 BP, las fallas F1, F2, F3 y F4 desplazaron las unidades I y II. El desplazamiento vertical mínimo de 175 cm en este *half-graben* con una edad mínima de 1949 BP indica una tasa de desplazamiento aparente del orden de 0,9 mm/año y un desplazamiento medio por evento mayor a 87 cm si nuestra interpretación de dos eventos es correcta. El primer evento registrado en las dos fosas podría ser contemporáneo, mientras que el penúltimo evento y el más reciente (*MRE*) inferidos en la fosa SE pueden haber afectado también al *graben* NO, el cual probablemente registra una secuencia de roturas incompleta. La edad pobremente acotada del segundo evento en el *graben* NO (<1950 BP) se solapa con el rango de edad atribuido para los eventos penúltimo y más reciente (*MRE*) en el *graben* SE (2.5-1.7 ka y <1865 BP).

## **6. Discusión y conclusiones**

En el flanco NO de Los Mansuetos se ha producido la subsidencia por flexión de las formaciones neógenas debido a la disolución interestratal de las evaporitas triásicas infrayacentes. Esta deformación gravitacional ha dado lugar al desarrollo de un monoclinial y una sinforma de 1,7 km de longitud y un salto estructural de 130 m. El trazado del valle del Río Seco coincide de forma aproximada con el eje del sinclinal. La cresta del monoclinial está afectada por un *keystone graben* con una expresión morfológica muy patente. En trabajos anteriores se relacionó el origen de la flexión de Río Seco con una supuesta actividad diapírica de las evaporitas triásicas (Gautier et al., 1972; Moissenet, 1983, 1984). En estudios más recientes y detallados se argumenta que el hundimiento de los sedimentos neógenos no es coherente con procesos de diapirismo, que deberían causar levantamiento, sino con fenómenos de subsidencia debidos a la disolución de evaporitas subyacentes (Gutiérrez, 1998; Calvo et al., 1999). El presente trabajo contribuye a mejorar el conocimiento existente sobre la geología del área tipo propuesta para la definición del Turolense, donde la mayoría de las estructuras de deformación poseen un origen gravitacional.

El relieve estructural de 130 m del sinclinal de Río Seco proporciona una medida de la magnitud de la subsidencia acumulada y un valor mínimo para el espesor de evaporitas evacuadas por la disolución subsuperficial. Aunque los yesos son la única litología evaporítica observable en los afloramientos del tramo intermedio del Muschelkal (M2), es muy probable que una parte importante de esta deformación gravitacional esté relacionada con la disolución de cuerpos de halita. Los datos de sondeo indican que esta unidad litoestratigráfica del Triásico medio puede incluir cuerpos de halita de hasta 300 m de espesor (Ortí et al., 1996). Se pueden plantear dos interpretaciones no excluyentes para explicar la concordancia entre el eje del sinclinal y el trazado del valle del Río Seco: (1) La disolución y la subsidencia fueron más intensas bajo un valle ya existente, que actuaría como nivel de base para la descarga de aguas subterráneas, controlando la zona de mayor disolución. (2) La alternativa por la que nos decantamos es que el valle del Río Seco adaptó su trayectoria a un surco subsidente generado por disolución. El desarrollo del sinclinal de Río Seco y el monoclinial pudo iniciarse a finales del Plioceno, cuando el sector central de la Fosa de Teruel pasó de condiciones endorreicas a exorreicas (Gutiérrez et al., 2008a). El desarrollo de un nuevo drenaje y el aumento del gradiente hidráulico proporcionó un cambio en el la trayectoria y velocidad del flujo subterráneo, lo que

favoreció los procesos de disolución interestratal. Por otra parte, la nueva red de drenaje permitiría la evacuación de grandes volúmenes de evaporitas en solución.

La fosa de 1.7 km de longitud desarrollada en la cresta del monoclinal está controlada por una falla sintética maestra y un sistema de fallas secundarias sintéticas y antitéticas. Esta estructura extensional contrarresta el acortamiento causado por la flexión en el sinclinal adyacente. De hecho, la anchura de la fosa y el número de fallas decrecen en el sector en el que la sinforma se atenúa. Las estimaciones de acortamiento y extensión obtenidas a partir de los cortes geológicos indican que el acortamiento producido por el sinclinal, de hasta aproximadamente 20 m, es compensado en la zona de la fosa por el desplazamiento *dip-slip* en las fallas normales y una componente de dilatación horizontal en fallas y fisuras, tal y como ponen de manifiesto tanto las estructuras identificadas en superficie como las expuestas en las trincheras.

Según el NRC (1999, pags. 3-31), los escarpes relacionados con estructuras de colapso generadas por la disolución de evaporitas poseen un *aspect ratio* ( $H_{max}/L$ ) superior a  $10^{-3}$ . En el *keystone graben* desarrollado en la cresta del monoclinal de Río Seco, el escarpe asociado a la falla sintética principal tiene una relación  $H_{max}/L$  de 0.008. El *aspect ratio* de 7 escarpes orientados a contrapendiente presenta rangos entre 0.004 y 0.017, con un valor medio de 0.008 (Tabla 2). Si consideramos el desplazamiento vertical acumulado mínimo ( $D$ ) de 2 m y 1.95 m medido en las trincheras 2 y 3, excavas en escarpes contrapendiente de 121 y 178 m de longitud, la relación  $D/L$  es de 0.016 y 0.10, un orden de magnitud mayor que los valores de *aspect ratio* de los escarpes. Dawers et al. (1993) analizan la relación entre el desplazamiento de fallas y su longitud utilizando datos de fallas normales cuaternarias que afectan a una plataforma formada por coladas de lava recientes en el norte del Valle Owens en California. La longitud de estas fallas abarca tres órdenes de magnitud y forman escarpes en una superficie predominantemente plana cuyas alturas son una buena aproximación al desplazamiento vertical; los procesos de erosión y agradación son despreciables tanto en el bloque inferior como en el superior, respectivamente. Estas fallas, generadas por un elevado número de eventos de desplazamiento, presentan relaciones  $D_{max}/L$  ( $\sim H_{max}/L$ ) del orden de  $10^{-2}$ , con rangos de 0.009 a 0.020. Cowie and Scholz (1992) indican una relación similar para fallas cortas (<1 km) combinando varios conjuntos de datos. De acuerdo con las relaciones empíricas de Wells and Coopersmith (1994), el *aspect ratio* para un solo evento de ruptura superficial asociado a fallas normales sismogénicas es del orden de  $10^{-5}$ . Los valores de *aspecto ratio*



aparentemente bajos obtenidos para los escarpes a contrapendiente en la fosa del monoclinial de Rio Seco se pueden explicar considerando las siguientes circunstancias: (1) La altura de los escarpes decrece rápidamente debido a la agradación en el bloque hundido, ya que los escarpes a contrapendiente actúan como trampa de sedimentos. (2) Los escarpes de falla investigados han sido generados por múltiples eventos de desplazamiento, tal y como revela la interpretación de las trincheras. Los datos presentados indican que el *aspect ratio* puede depender en gran medida no sólo del origen de los escarpes de falla, sino también de si la altura de los escarpes es modificada por procesos de erosión o agradación, y de si estos escarpes son el resultado de un solo evento o de varios eventos (Dawers et al., 1993).

Se han excavado tres trincheras en depresiones asociadas a escarpes a contrapendiente. En una de ellas se ha expuesto una semifosa, mientras que en las otras dos presentaban una estructura más compleja de *horst y graben*. La estructura de estas últimas puede ser interpretada como una semifosa con un *keystone graben* y un *horst* asociados a la falla principal. En las tres trincheras, la presencia de fisuras y de brechas de falla muy dilatadas indican una componente de desplazamiento horizontal importante. Las dataciones obtenidas mediante C14 (AMS) a partir de muestras tomadas en las unidades basales del relleno indican que las tres depresiones investigadas poseen una edad holoceno tardío (3.5-3.4 ka en la Trinchera 1, 3.3-3.1 ka en la Trinchera 2 and 2.5-2.3 ka en la Trinchera 3). Es muy probable es que la edad real de las depresiones no sea mucho más antigua que las edades obtenidas, dada la alta tasa de sedimentación esperable en este contexto geomorfológico, con pendientes pronunciadas y un drenaje obturado. Utilizando el desplazamiento vertical acumulado mínimo medido en las trincheras y la edad mínima de las depresiones, hemos estimado un rango de tasa aparente de desplazamiento vertical de 0.6 a 1 mm/año. Estos valores de velocidad de desplazamiento vertical son significativamente mayores que los estimados para fallas normales de origen tectónico en la Cordillera Ibérica (Gutiérrez et al., 2008a).

EL NRC (1999, pags. 2-90) indica que la mayoría de las fallas relacionadas con procesos de disolución se desplazan de forma progresiva. Sin embargo, las relaciones estratigráficas y estructurales observadas en las trincheras 2 y 3 registran eventos puntuales de desplazamiento. Las evidencias de desplazamiento episódico incluyen planos de rotura truncados por unidades estratigráficas, cuñas coluviales y discordancias angulares. Por el contrario, las relaciones geométricas de la trinchera 1 son más ambiguas, pudiendo ser

explicadas tanto por un desplazamiento progresivo como episódico. El desplazamiento de tipo *stick-slip* de las fallas gravitacionales investigadas puede estar relacionado con los procesos de subsidencia debidos a la disolución interestratal de evaporitas. En este tipo de fenómenos interviene dos procesos; la disolución de las evaporitas mediante flujos de agua subterráneos y la deformación gravitacional de las rocas suprayacentes. Aunque la disolución se produce de forma continua, el colapso puede ser episódico ocurriendo cuando las cavidades generadas por karstificación alcanzan un tamaño crítico. Algunos factores externos pueden acelerar o provocar los procesos de disolución y subsidencia. La intensidad de la disolución interestratal puede aumentar durante periodos más húmedos debido a la mayor recarga de los acuíferos y al consecuente aumento del flujo subterráneo. También puede aumentar durante etapas de encajamiento de la red de drenaje, lo que provoca un incremento en el gradiente hidráulico y favorece la profundización de los flujos subterráneos (rejuvenecimiento del sistema kárstico). Los eventos de colapso pueden ser desencadenados por terremotos. En la Fosa de Teruel se han documentado evidencias de paleoterremotos de elevada magnitud ocurridos en el Pleistoceno: 1) En dos terrazas del Alfambra, situadas aproximadamente a 40 y 60 m por encima del cauce y en las proximidades de la Falla de Conclud-Teruel, se han descrito estructuras de licuefacción atribuibles a terremotos de magnitud ( $M_b$ ) entre 5 y 7.5 (Lafuente et al., 2008). (2) En la Falla de Conclud se han inferido múltiples eventos de rotura ocurridos en el Pleistoceno superior; trincheras de investigación paleosísmica (Lafuente et al., 2010a) y la excavación del ferrocarril abandonado en la zona de Los Baños (Gutiérrez et al., 2008a, 2010; Lafuente et al., 2010b). Desafortunadamente, no hay datos disponibles de paleoterremotos ocurridos en el Holoceno. El catálogo sísmico histórico e instrumental no incluyen ningún evento sísmico grande ( $M > 6-6,5$ ). Los mayores terremotos históricos registrados en la Fosa de Teruel corresponden al terremoto de Ademuz de 1656 ( $I_0=VIII$ ) y al terremoto de Teruel de 1828 ( $I_0=IV-V$ ), cuyos epicentros fueron localizados a 40 km al sur de Teruel y en el entrono de dicha ciudad, respectivamente (Mezcua y Martínez-Solares, 1983; Martínez-Solares y Mezcua, 2002). La magnitud estimada ( $M_w$ ) aplicando las relaciones empíricas propuestas por Rueda y Mezcua (2001) para estos terremotos corresponde a 5.75 y 3.45-4.0, respectivamente. El mayor terremoto registrado de forma instrumental en la Fosa de Teruel corresponde al evento de 2006 de Casas Bajas, con una magnitud de  $M_b=4.3$  y cuyo epicentro fue localizado en el sector sur de la cuenca, a unos 38 km al sur de la ciudad de Teruel (IGN, 2011).

A pesar de que las fallas gravitacionales investigadas pueden tener un desplazamiento episódico como las fallas sismogénicas, algunos parámetros, además de las altas tasas de desplazamiento vertical, refuerzan su origen gravitacional. La recurrencia de eventos de desplazamiento en estas fallas, de entorno a 1.2-2 ka, es mucho más corta que la esperable para fallas sismogénicas en zonas de intraplaca. Por otra parte, la magnitud del desplazamiento estimado por evento, mayor a 65 cm, es muy elevada para roturas superficiales con longitudes de 121 y 178 m de longitud. Según las relaciones empíricas de Wells and Coopersmith (1994), un desplazamiento medio por evento de 65 cm correspondería a fallas normales sismogénicas con aproximadamente 28 km de longitud.

**Agradecimientos:**

Deseo expresar mi agradecimiento por la dirección de este trabajo a los Dres. Francisco Gutiérrez Santolalla y Dr. Jesús Guerrero Iturbe. Así mismo agradecer al Servicio Provincial de Medio Ambiente los permisos para excavar las trincheras (documento 72695) y a los Dres. Belén Lerános y Dr. Luis Alcalá por la ayuda con la logística de la investigación. En tercer lugar, al Dr. James McCalpin, Dr. Rogelio Linares, Dr. Carles Roque, Mario Zarroca y Alicia Serrat por su inestimable ayuda en los trabajos de campo. Este trabajo de investigación ha sido financiado por el proyecto nacional CGL2010-16775 (Ministerio de Ciencia e Innovación y el FEDER) y una subvención para la investigación del Instituto de Estudios Turolenses, Domingo Carbonel Portero dispone de una beca FPI del Ministerio de Ciencia e Innovación.

## **Bibliografía:**

- Adrover, R., Mein, P., Moissenet, E., 1978. Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geológicos* 34, 205-214.
- Aguirre, E., 1975. División estratigráfica del Neógeno continental. *Estudios Geológicos* 31, 587-595.
- Aguirre, E., Alberdi, M.T., Pérez-González, A., 1975. Turolian. In: Steininger, F.F., Nevesskaya, L.A. (Eds.), *Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages*. Veda Publ. Slovak Acad. Sci. Bratislava, vol. 2, 149-152.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Pérez-González, A., Sánchez, Moral, S., Sancho, R., Sanz-Rubio, E., 2000. El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13, 323-343.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., 2000. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 160, 1-21.
- Anadón, P., Moissenet, E., 1996. Neogene basins in the Eastern Iberian Range. In: P. Friend and C.J. Dabrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 68-76.
- Anadón, P., Roca, E., 1996. Geological setting of the Tertiary basins of Northeast Spain. In: P. Friend and C.J. Dabrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 43-48.
- Anderson, N.L., Knapp, R., 1993. An overview of some of the larger scale mechanisms of salt dissolution in Western Canada. *Geophysics* 58, 1375-1387.
- Anderson, N.L., Brown, R.J., Hinds, R.C., 1988. Geophysical aspects of Wabamun salt distribution in southern Alberta. *Canadian Journal of Exploration Geophysics* 24, 166-178.
- Anderson, N.L., Hopkins, J., Martínez, A., Knapp, R.W., Macfarlane, P.A., Watney, W.L., Black, R., 1994. Dissolution of bedded rock salt: a seismic profile across the active

- eastern margin of the Hutchinson salt member, central Kansas. *Computers and Geosciences* 20, 889-903.
- Anderson, N.L., Hinds, R.C., 1997. Glacial loading and unloading: a possible cause of rock salt dissolution in the Western Canada Basin. *Carbonates and Evaporites* 12, 43-52.
- Baars, D.L., 2000. Geology of Canyonlands National Park, Utah. En: Sprinkel, D.A.; Chidsey, T.C., Anderson, P.B. (Eds.), *Geology of Utah's Parks and Monuments*. Utah Geological Association Publication 28, 61-83.
- Bachman, G.O., 1984. Regional geology of Ochoan evaporites, northern part of Delaware Basin. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Circular 184, 22 p. plus appendices.
- Baumgardner, R.W. Jr., Hoadley, A.D., Goldstein, A.G., 1982. Formation of the Wink Sink, a salt dissolution and collapse feature, Winkler County, Texas. Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations, 114, 38 p.
- Black, T.J., 1997. Evaporite karst of Northern Lower Michigan. *Carbonates and Evaporites* 12, 81-83.
- Calvo, J.P., Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., van Dam, J., Gutiérrez Santolalla, F., 1999. Estratigrafía y estructura del área de Los Mansuetos (Cuenca de Teruel). Precisiones para la definición del estratotipo del Turolense. *Geogaceta* 25, 55-58.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E., 2002. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society. London, 367-400.
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., Mansfield, C.S., 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology* 17, 1319-1326.
- Cater, F., 1970. Geology of the Salt Anticline Region in Southwestern Colorado. U.S. Geological Survey Professional Paper 637, 80 p.
- Christiansen, E.A., 1967. Collapse Structures near Saskatoon, Saskatchewan, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 757-767.
- Christiansen, E.A., 1971. Geology of the Crater Lake collapse structure in the Southeastern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 1505-1513.

- Christiansen, E.A., Karl-Sauer, E., 2001. Stratigraphy and structure of a Late Wisconsinan salt collapse in the Saskatoon Low, south of Saskatoon, Saskatchewan, Canada: an update, *Canada Journal of Earth Sciences* 38, 1601-1613.
- Clague, J.J., Evans, S.G., 1994. A gravitational origin for the Hell Creek 'fault', *British Columbia: Current Research 1994-A*, Geological Survey of Canada, 193-200.
- Cooper, A.H., 2002. Halite karst geohazards (natural and man-made) in the United Kingdom. *Environmental Geology* 42, 505-512.
- Corella, P., Moreno, A., Morellón, M., Rull, V., Giralt, S., Rico, M., Sanz-Pérez, A., Valero-Garcés, B., 2011. Sedimentary evolution and palaeohydrology of karstic, meromictic Montcortés Lake (Spanish Pre-Pyrenees) during the last 6,000 years. *Journal of Paleolimnology* DOI 10.1007/s10933-010-9443-3.
- Cowie, P.A., Scholz, C.H., 1992. Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology* 14, 1149-1156.
- Crusafont, M., 1965. Observations à un travail de M. Freudenthal et P.Y. Sondaar sur des nouveaux gisements d'Hipparion d'Espagne. *Proc. Kon. Nederl. Akad. B.* 68, 121-126.
- Cutler, W.G., 1983. Stratigraphy and Sedimentology of the Upper Devonian Grosmont Formation, northern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 31, 282-325.
- Dawers, N.H., Anders, M.H., Scholz, C.H., 1993. Growth of normal faults: Displacement-length scaling. *Geology* 21, 1107-1110.
- De Mille, G., Shouldice, J.R., Nelson, H.W., 1964. Collapse structures related to evaporites of the Prairie Formation, Saskatchewan. *Geological Society of America Bulletin* 75, 307-316.
- Doelling, H.H., 2000. Geology of Arches National Park, Grand County, Utah. In: Sprinkel, D.A., Chidsey, T.C., Anderson, P.B. (Eds.), *Geology of Utah's Parks and Monuments*. Utah Geological Association Publication 28, 11-36.
- Ertec Northwest, Inc., 1981. The origin(s) of uphill-facing scarps, North Cascade Range, Washington: unpublished report by Ertec Northwest, Inc., Seattle, WA submitted to Puget Sound Power and Light Co., Nov. 1981, report no. 81-513, 77 p.
- Ford, D., Williams, P., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, Chichester.

- Gautier, F., Moissenet, E., Viallard, P., 1972. Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du fossé néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne). *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle* 77, 179-200.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., 2003. The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology* 52, 215-231.
- Gustavson, T.C., 1986. Geomorphic development of the Canadian River Valley, Texas Panhandle: An example of regional salt dissolution and subsidence. *Geological Society of America Bulletin* 97, 459-472.
- Gutiérrez, F., 1996. Gypsum karstification induced subsidence: Effects on alluvial systems and derived geohazards (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain). *Geomorphology* 16, 277-293.
- Gutiérrez, F., 1998. Fenómenos de subsidencia por disolución de formaciones evaporíticas en las fosas neógenas de Teruel y Calatayud. Ph.D. thesis, University of Zaragoza.
- Gutiérrez, F., 2004. Origin of the salt valleys in the Canyonlands section of the Colorado Plateau. Evaporite dissolution collapse versus tectonic subsidence. *Geomorphology* 57, 423-435.
- Gutiérrez, F., Cooper, A.H., 2011. Surface morphology of gypsum karst. In: Frumkin, A. (Ed.). *Treatise on Geomorphology*. Elsevier. In press.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P., Guerrero, J., 2008a. Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Geomorphology* 102, 21-42.
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., Piacentini, D., Soldati, M., 2008b. Late Quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence?. *Geodinámica Acta* 21, 187-202.
- Gutiérrez, F., Lucha, P., Guerrero, J., Gutiérrez, M., Carbonel, D., 2010. Discussion on the article "Paleoseismological análisis o fan intraplate extensional structure: the Conclud fault (Iberian Chain, Eastern Spain)". *International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-011-0660-4
- Gutiérrez, F., Valero-Garcés, B., Desir, G., González-Sampériz, P., Gutiérrez, M., Linares, R., Zarroca, M., Moreno, A., Guerrero, J., Roqué, C., Arnold, L.J., Demuro, M., 2011.

Late Holocene evolution of playa lakes in the central sector of the Ebro Depression based on geophysical surveys and morpho-stratigraphic analysis of lacustrine terraces. *Geomorphology*, submitted.

- Hanson, K.L., Kelson, K.I., Angell, M.A. and Lettis, W.R (eds.) 1999. Techniques for identifying faults and determining their origins. U.S. Nuclear Regulatory Commission. Washington, contract report NUREG/CR-5503, 186 p. plus appendices.
- Hernández, A., Anadón, P., 1985. Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Teruel (47). IGME, Madrid.
- Hill, C., 1996. Geology of the Delaware Basin, Guadalupe, Apache, and Glass Mountains, New Mexico and West Texas. Permian Basin Section-SEPM. Publication No. 96-39, 440 p.
- Hopkins, J.C., 1987. Contemporaneous subsidence and fluvial channel sedimentation: Upper Mannville C Pool, Berry Field, Lower Cretaceous of Alberta. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 71, 334-345.
- Huntoon, P.W., 1982. The Meander anticline, Canyonlands, Utah: An unloading structure resulting from horizontal gliding on salt. *Geological Society of America Bulletin* 93, 941-950.
- Huntoon, P.W., 1999. Field-Based identification of salt-related structures and their differentiation from tectonic structures. In: Hanson, K.L., Kelson, K.I., Angell, M.A. and Lettis, W.R (Eds.), Techniques for identifying faults and determining their origins. U.S. Nuclear Regulatory Commission. Washington, contract report NUREG/CR-5503, 186 pp. plus appendices.
- IGN, 2011. Servicio de Información Sísmica del Instituto Geográfico Nacional. <http://www.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do>
- James, N.P., Choquette, P.W., 1987 (Eds.). *Paleokarst*. Springer-Verlag. New York.
- Kirkham, R.M., Streufert, R.K., Kunk, M.J., Budhan, J.R., Hudson, M.R., Perry, W.J.Jr., 2002. Evaporite tectonism in the Lower Roaring Fork river valley, west-central Colorado. In: Kirkham, R.M., Scott, R.B., Judkins, T.W. (Eds.), Late Cenozoic evaporite tectonism and volcanism in west-central Colorado. *Geological Society of America special paper* 366, 73-99.



- Kozary, M.T., Dunlap, J.C., Humphrey, W.E., 1968. Incidence of saline deposits in geologic time. Geological Society of America special paper 88, 43-57.
- Lafuente, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C., 2008. Sismitas en depósitos pliocenos y pleistocenos de la fosa de Teruel. Revista de la Sociedad geológica de España, 21, 133-149.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C., Simón, J.L., 2010a. Nuevo estudio paleosismológico en el sector central de la Falla de Concud (Fosa del Jiloca, Teruel): Resultados preliminares. In: Insua-Arévalo, J.M. and Martín-González, F. (Eds.), Contribución de la Geología al análisis de la peligrosidad sísmica. First Iberian Meeting on Active Faults and Paleoseismology. Sigüenza, 67-70.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Simón, J.L., 2010b. Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, Eastern Spain). International Journal of Earth Sciences, doi 10.1007/s00531-010-0542-1
- Maley, V.C., Huffington, R.M., 1953. Cenozoic fill and evaporite solution in the Delaware Basin, Texas and New Mexico. Geological Society of America Bulletin 64, 539-546.
- Marks, P., 1971. Turolian. Giornale de Geologia 37, 209-213.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B., Mata, P., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A., Stefanova, V., 2008. Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: The Zoñar Lake record, Córdoba. Holocene 18, 907-921.
- Martínez Solares, J.M., Mezcua, J., 2002. Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. – 1900). Monografía 18. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- McCalpin, J.P., 2009a. Field techniques in Paleoseismology. Terrestrial environments. In: McCalpin, J.P. (Ed.), Paleoseismology. Academic Press, San Diego, 29-118.
- McCalpin, J.P., 2009b. Paleoseismology in extensional tectonic environments. In: McCalpin, J.P. (Ed.), Paleoseismology. Academic Press, San Diego, 171-269.
- McCalpin, J.P., Irvine, J.R., 1995. Sackungen at the Aspen Highlands ski area, Pitkin County, Colorado, Environmental and Engineering Geoscience 1, 277-290.
- McCleary, J., Dohrenwend, J., Cluff, L., Hanson, K., 1978. 1872 earthquake studies, Washington Public Power Supply System Nuclear Project Nos. 1 and 4: unpublished report by Woodward-Clyde Consultants, San Francisco, CA submitted to United

- Engineers and Constructors, Inc., April 1978, contract No. 52028, 75 p. plus appendices.
- McGill, G.E., Stormquist, A.W., 1979. The Grabens of Canyonlands National Park, Utah: Geometry, Mechanics, and Kinematics. *Journal of Geophysical Research* 84, B9, 4547-4563.
- Mein, P., 1990. Updating of MN Zones. In: Lindsay, E.H. (Ed.), *European Neogene Mammal Chronology*. Plenum Press. New York, 73-90.
- Mein, P., Moissenet, E., Adrover, R., 1989-1990. Biostratigraphie du Néogène supérieur du bassin de Teruel. *Paleontologia i Evolució* 23, 121-139.
- Meléndez, A., Aurell, M., Badenas, B., Soria, A.R., 1995. Las rampas carbonatadas del Triásico medio en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica* 19, 173-199.
- Memesh, A., Dini, S., Gutiérrez, F., Wallace, C.A., 2008. Evidence of large-scale subsidence caused by interstratal karstification of evaporites in the Interior Homocline of Central Saudi Arabia. *European Geosciences Union General Assembly. Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, A-02276.
- Mezcua, J., Martínez Solares, J.M., 1983. Sismicidad en el área Ibero-Magrebí. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, Pub. 203, 299 p.
- Moissenet, E., 1983. Aspectos de la Neotectónica en la Fosa de Teruel. *Geología de España*. IGME, Vol. II, 423-446.
- Moissenet, E., 1984. L'évolution tectonique du fossé de Teruel (Chaînes Ibériques orientales, provinces de Cuenca, Teruel et Valence, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, Vol. 299, Serie II, 4, 173-178.
- Moore, J.M., Schultz, R.A., 1999. Processes of faulting in jointed rocks of Canyonlands National Park, Utah. *Geological Society of America Bulletin* 111, 808-822.
- Neal, J.T., Colpitts, R.M., 1997. Richard Lake, an evaporite karst depression in the Holbrook Basin, Arizona. *Carbonates and Evaporites* 12, 91-98.
- Olive, W.W., 1957. Solution-subsidence troughs, Castile Formation of Gypsum Plain, Texas and New Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America* 68, 351-358.

- Ortí, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Jurado, M.J., Utrilla, R., 1996. Formaciones salinas de las cuencas triásicas en la Península Ibérica: caracterización petrológica y geoquímica. Cuadernos de Geología Ibérica 20, 13-35.
- Powers, R.W., Ramirez, L.F., Redmond, C.D., Elberg, E.L., Jr. 1966. Geology of the Arabian Peninsula; Sedimentary geology of Saudi Arabia. U.S. Geological Survey Professional Paper 560-D, 147 p.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 51, 1111-1150.
- Riba, O., 1991. Estratigrafía del Pérmico y Triásico. In: Gutiérrez, M., Melendez, A. (Eds.), Introducción a la Geología de la Provincia de Teruel. Teruel, 35-54.
- Rosen, M.R., 1994. The importance of groundwater in playas: A review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. In: Rose, M.R. (Ed.), Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems. Geological Society of America special paper 289, 1-18.
- Rueda, J., Mezcua, J., 2001. Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en Galicia. Instituto Geográfico Nacional, Pub. 35, Madrid.
- Sasowsky, I.D., Feazel, Ch.T., Mylroie, J.E., Palmer, A.N., Palmer, M.V., 2008. (Eds.). Karst from recent to reservoirs. Karst Waters Institute. Leesburg, Virginia, Special Publication 14, 221 p.
- 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.
- Stanton, R.J., 1966. The solution brecciation process. Geological Society of America Bulletin 77, 843-848.
- Supajanya, T., Friederich, M.C., 1992. *Salt tectonics of the Sakon Nakhon Basin, northeastern Thailand*. Seventh regional conference on Geology, mineral and hydrocarbon resources of Southeast Asia (GEOSEA VII), 1991.

- Trudgill, B., 2002. Structural controls on drainage development in the Canyonlands grabens of southeast Utah. AAPG Bulletin 86, 1095-1112.
- Utrilla, R., Pierre, C., Ortí, F., Pueyo, J.J., 1992. Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 102, 229-244.
- Walsh, J.J., Watterson, J., 1988. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. Journal of Structural Geology 10, 239-247.
- Walters, R.F., 1978. Land Subsidence in Central Kansas Related to Salt Dissolution. University of Kansas Publications. Bulletin 214, 82 p.
- Warren, J.K., 1997. Evaporites, brines and base metals: fluids, flow and 'the evaporate that was'. Australian Journal of Earth Sciences 44, 149-183.
- Warren, J.K., 2006. Evaporites. Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer. Berlin.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bulletin of the Seismological Society of America 84, 974-1002.
- Yechieli, Y., Wood, W.W., 2002. Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sebkhas, and saline lakes. Earth-Science Reviews 58, 343-365.