

TECTÓNICA EXTENSIVA SINSEDIMENTARIA DE LA Fm ESCUCHA EN EL SECTOR MERIDIONAL DE LA SUBCUENCA CRETÁCICA DE OLIETE (CADENA IBÉRICA ORIENTAL)

J.P. Rodríguez-López¹, C.L. Liesa², N. Meléndez¹ y A.R. Soria³

¹*Departamento de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (UCM-CSIC), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid. jprodrig@geo.ucm.es*

²*Área de Geodinámica Interna, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza*

³*Área de Estratigrafía, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza*

Resumen: El registro sedimentario de la Fm Escucha en el sector sur de la Subcuenca de Oliete muestra estructuras extensivas sinsedimentarias desarrolladas en respuesta al régimen tectónico extensivo que gobernó la sedimentación de dicha unidad cretácica durante el Albiense inferior y medio. El estudio estratigráfico y estructural ha permitido determinar la existencia de dos episodios extensivos desarrollados durante la sedimentación de dos de los litosomas de la Fm Escucha reconocidos en el sector estudiado. El primer episodio extensivo se produjo fundamentalmente durante el depósito del litosoma 2, el cual está formado por una alternancia de areniscas y limos. El segundo episodio extensivo afecta al litosoma 3, que es un cuerpo arenoso que presenta intercalaciones limosas y arcillosas. La relación geométrica entre ambos cuerpos sedimentarios es una discordancia angular definida por el truncamiento erosivo de los estratos rotados y fracturados del litosoma 2 y por el *onlap* que sobre esta superficie produce la sedimentación arenosa del litosoma 3. La fosilización de las fallas normales por parte de la superficie que define la discordancia angular entre ambos litosomas, determina claramente su carácter sinsedimentario. En el primer episodio se desarrollaron fallas listricas de escala decamétrica a hectométrica, de dirección media NO-SE a NNO-SSE y con nivel de despegue superficial (probablemente en las arcillas del litosoma 1), cuya evolución dio lugar a bloques rotados, discordancias angulares internas, abanicos de capas y fallas normales menores. En el segundo episodio se produjeron fallas normales, de similar orientación pero buzamientos más elevados al NE (65°-85°), de escala decamétrica a hectométrica y salto métrico. Estas fallas han sido interpretadas como fallas ciegas que se propagaron hacia la superficie, probablemente desde un accidente profundo, al que también podría estar conectado el sistema de fallas listricas del litosoma 2, todas ellas activadas con una dirección de extensión preferente ENE-OSO a NE-SO.

Palabras clave: Fallas listricas, bloques rotados, discordancia angular, Fm Escucha, Cuenca del Maestrazgo.

Abstract: The sedimentary record of the Escucha Fm in the southern sector of the Oliete Subbasin shows several synsedimentary extensional features developed due to the extensional tectonic regime that governed the sedimentation of this cretaceous unit during the Lower-Middle Albian. The stratigraphic and structural study of these synrift features has allowed the distinction of two extensional episodes developed during deposition of two lithosomes of the Escucha Formation. The first extensional episode produced during the sedimentation of the lithosome 2, which is formed by sandstones alternating with silts. The second extensional episode affected the lithosome 3, which is a sandy body that displays silt and clay intercalations. The geometrical relationship between lithosomes 2 and 3 is an angular unconformity defined by the erosive truncation of rotated and faulted beds of the lithosome 2 and by the *onlap* that deposition of the sandy lithosome 3 produced on this surface. Fossilization of extensional faults by the surface that defines the angular unconformity between both lithosomes determines the synsedimentary character of these faults. During the first episode deca- to hecto-metric NW-SE to NNW-SSE trending listric faults developed with a shallow detachment level (probably clays of the lithosome 1). Their evolution produced the development of rotated fault-blocks, internal angular unconformities and minor extensional faulting. During the second episode normal faults, with trends similar but with higher dips towards NE (65°-85°) to previous ones, with metric-scale offsets formed. These faults have been interpreted as blind faults propagating toward the surface, probably from a deeper major normal fault. The listric faults system developed during the sedimentation of the lithosome 2 probably branched down into this steep and deeper major fault. Faults described show an ENE-WSW to NE-SW principal extension direction.

Key words: Listric faults, rotated-fault blocks, angular unconformity, Escucha Fm, Maestrazgo Basin.

Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Meléndez, N. y Soria, A.R. (2006). Tectónica extensiva sinsedimentaria de la Fm Escucha en el sector meridional de la Subcuenca cretácica de Oliete (Cadena Ibérica Oriental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (1-2): 99-112

La Subcuenca de Oliete (Fig. 1A) constituye una de las subcuencas extensivas marginales que se individualizaron en el sector oriental de Iberia durante la etapa de *rifting* jurásica superior-cretácica inferior. Esta subcuenca forma parte de la Cuenca del Maestrazgo (Fig. 1A), que junto con la Cuenca de Cameros constituyen las dos grandes áreas de sedimentación de la segunda etapa del *rift* mesozoico (Salas y Casas, 1993; Soria *et al.*, 2000; Salas *et al.*, 2001; Capote *et al.*, 2002; Martín-Chivelet *et al.*, 2002). Este proceso de adelgazamiento cortical, íntimamente ligado a la propagación hacia el norte del *rift* del Atlántico Central y a la apertura de la cuenca oceánica del Atlántico Norte (Salas y Casas, 1993; Martín-Chivelet *et al.*, 2002), dio lugar a la fragmentación de las amplias plataformas carbonatadas jurásicas asociadas a la Cuenca del Maestrazgo y a la generación de varias subcuencas (subcuencas de Galve, Las Parras y Oliete, entre otras) en su margen noroccidental (Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997; Soria *et al.*, 2000). Dichas subcuencas estuvieron controladas por alineaciones del basamento de direcciones NO-SE y NE-SO (Álvaro *et al.*, 1979) que definieron un conjunto de bloques con subsidencia diferencial y activados por mecanismos de fallas lístricas (Salas, 1987).

En este contexto de cuencas extensivas limitadas por altos paleogeográficos tiene lugar durante el Albiense inferior y medio el depósito de la Fm Escucha (Pardo, 1979; Querol, 1990). El carácter *sinrift* de esta unidad y la localización y distribución de las principales fallas que limitan las cuencas sedimentarias extensivas en las que se desarrolló la Fm Escucha, han sido principalmente establecidas a partir de análisis de la subsidencia (Salas y Casas, 1993) y de mapas de isopacas y de correlación estratigráfica (Pardo, 1974, 1979; Pardo y Villena, 1979; Querol, 1990). A partir de dichos datos Querol *et al.* (1992) han sugerido una configuración general de las cuencas resultado del funcionamiento de fallas lístricas y de bloques de falla rotados. Aranda y Simón (1993) a partir del análisis de fallas estriadas de escala métrica a decamétrica que desplazan sinsedimentariamente las capas de carbón de la Fm Escucha en el sector de Utrillas-Escucha (Subcuenca de Las Parras) infieren un régimen de distensión, probablemente de carácter radial, con una dirección de extensión cretácica comprendida entre ENE y SE. En el sector de Aliaga (Subcuenca de Galve), Simón *et al.* (1998) reconstruyen a partir de un análisis estructural y cartográfico un sistema de fallas normales conjugadas activas principalmente

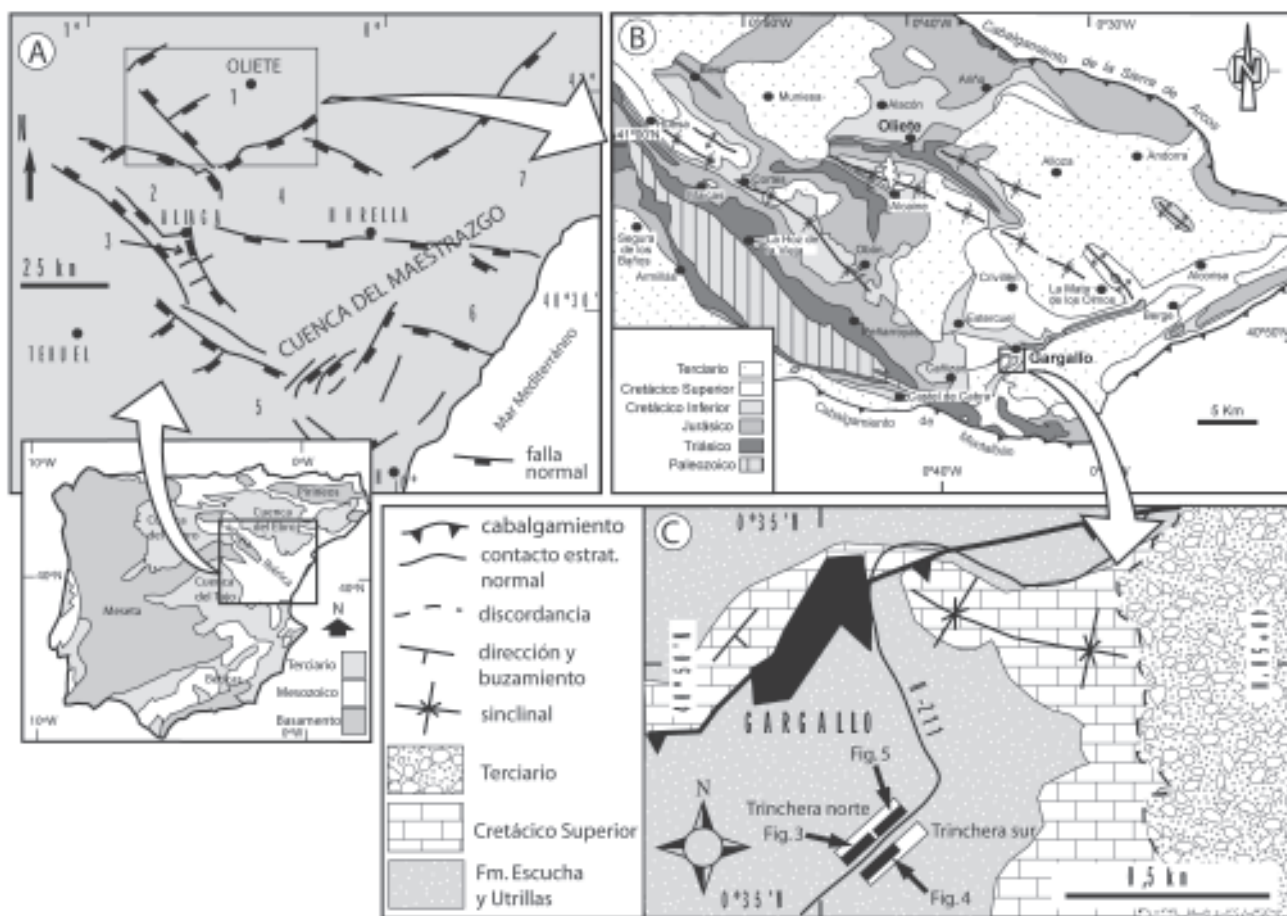


Figura 1.- Situación geográfica y geológica del área de estudio. **A)** Subcuencas extensivas del Cretácico Inferior (1, Oliete; 2, Las Parras; 3, Galve; 4, Morella; 5, Penyalogosa; 6, La Salzedella; 7, El Perelló) en la Cuenca del Maestrazgo (modificado de Capote *et al.*, 2002). **B)** Mapa geológico de la subcuenca de Oliete. **C)** Mapa de detalle con la localización de las trincheras estudiadas.

durante la sedimentación de las plataformas Urganianas y la parte basal de la Fm Escucha y fosilizadas por una discordancia intra-Escucha. Sin embargo, no existen estudios a escala de afloramiento de los rasgos sintectónicos de la Fm Escucha ni tampoco se conoce la localización y comportamiento de las principales fallas limitantes que controlaron la evolución tectonoestratigráfica de esta unidad. El objetivo de este trabajo es realizar un estudio detallado de los rasgos *sinrift* de la Fm Escucha en un afloramiento del sector meridional de la Subcuenca de Oliete.

Marco geológico

El sector estudiado se localiza en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica en su sector próximo a la zona de enlace con la Cordillera Costero-Catalana, y constituye la parte suroriental de la Subcuenca cretácica de Oliete (Fig. 1B y C).

Los materiales estudiados pertenecen a la Fm Escucha, que es la última unidad *sinrift* depositada durante el *rifting* jurásico superior-cretácico inferior (Fig. 2A) que afectó a la Cuenca Ibérica (Salas y Casas, 1993). En la Subcuenca de Oliete, tras un largo proceso de erosión y karstificación del basamento jurásico, la sedimentación *sinrift* (Fig. 2A) comienza en el Barremiense inferior con la Fm Blesa, de carácter predominantemente continental (Soria, 1997; Soria *et al.*, 1997; Meléndez *et al.*, 2000) y continúa desde el Barremiense superior al Aptiense superior con las plataformas carbonáticas urgonianas (Fms Alacón, Forcall y Oliete) (Soria *et al.*, 1994). En el Albiense inferior y medio se deposita la Fm Escucha. En este periodo, la deformación extensional que sufre la Cuenca del Maestrazgo se localiza en su margen occidental (Salas y Casas, 1993), donde la Fm Escucha registra un mayor espesor (Querol, 1990; Salas y Martín-Closas, 1995). Esta formación, interpretada de forma general como depositada en un medio deltaico (Pardo, 1979) o deltaico-estuarino (Querol, 1990), es marcadamente heterolítica y está caracterizada por contener, sobre todo en su parte basal, niveles de carbón explotables (Aguilar *et al.*, 1971; Cervera *et al.*, 1976; Pardo, 1979; Querol, 1990).

La estructura geológica de este sector (Fig. 1B y C) viene definida por una serie de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE (Simón, 1979; Casas *et al.*, 1997) generados como consecuencia de la inversión tectónica de la Cuenca Ibérica durante el proceso de convergencia Alpina entre Europa y África (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993; Capote *et al.*, 2002; Martín-Chivelet *et al.*, 2002). Asimismo en este sector se reconocen pliegues y cabalgamientos transversos, superpuestos a los anteriores, de dirección principal NE-SO a ENE-OSO (Simón, 1979; 2004).

Materiales estudiados y estructuras extensivas

Las observaciones se han realizado principalmente en un afloramiento constituido por dos trincheras de carretera situadas una frente a la otra y separadas entre sí 40 m. Estas trincheras se localizan al sur de la localidad turolense de Gargallo (Fig. 1C). Las condiciones de los afloramientos estudiados no han permitido determinar con exactitud ninguno de los tres miembros (inferior, medio y superior) en los que la Fm Escucha ha sido tradicionalmente dividida (Cervera *et al.*, 1976; Pardo, 1979). Por ello, y con objeto de facilitar la descripción de las trincheras estudiadas, se han distinguido informalmente tres litosomas aflorantes en la serie local de la Fm Escucha del sector estudiado (Fig. 2B):

El litosoma 1, con una potencia de 19 m, se caracteriza por ser marcadamente heterolítico (Fig. 2B). Presenta niveles de carbón, estratos tabulares de areniscas con estratificación cruzada, limos arcillosos con raíces y potentes tramos de arcillas con laminación paralela y estratificación lenticular. Los fragmentos vegetales carbonosos son componentes frecuentes en este litosoma.

El litosoma 2, que muestra un espesor máximo próximo a los 7 m, está constituido por areniscas de grano fino-medio con laminación de *ripples* que presentan *drapes* en sus caras de avalancha. Estas areniscas alternan con niveles de 2-3 cm de limos grises con laminación fina; este litosoma muestra como componentes más comunes fragmentos vegetales carbonosos, micas y yeso secundario (Fig. 2B).

El litosoma 3 tiene entre 30 y 40 m de espesor y está constituido por tramos de areniscas de grano medio-fino con intercalaciones de arcillas limosas y limos negros. Los niveles de areniscas muestran sets de estratificación cruzada planar/tangencial con *drapes* de fragmentos vegetales carbonosos en sus caras de avalancha, mientras que los niveles de limos y arcillas presentan laminación paralela.

Estructuras extensivas principales

Tanto en la trinchera norte (Fig. 3) como en la sur (Fig. 4) el contacto entre el litosoma 1 y el litosoma 2 es un contacto mecánico caracterizado por una falla NO-SE (N150°E en la trinchera norte) de escala métrica a decamétrica (falla F1). Se trata de una falla de bajo ángulo que buza hacia el este y tiene marcada geometría lítrica, siendo una estructura observable entre ambas trincheras. El litosoma 2 aflora siempre limitado por fallas normales, generalmente de dirección NO-SE y buzamiento noreste (F1, F2 y F3 en la trinchera norte) (Fig. 3), y mostrando siempre un buzamiento más o menos suave hacia las fallas. Algunas de estas fallas principales (p.e. fallas F2 y F3) muestran un entroncamiento en profundidad hacia el NE. En conjunto, se definen, por tanto, varios bloques

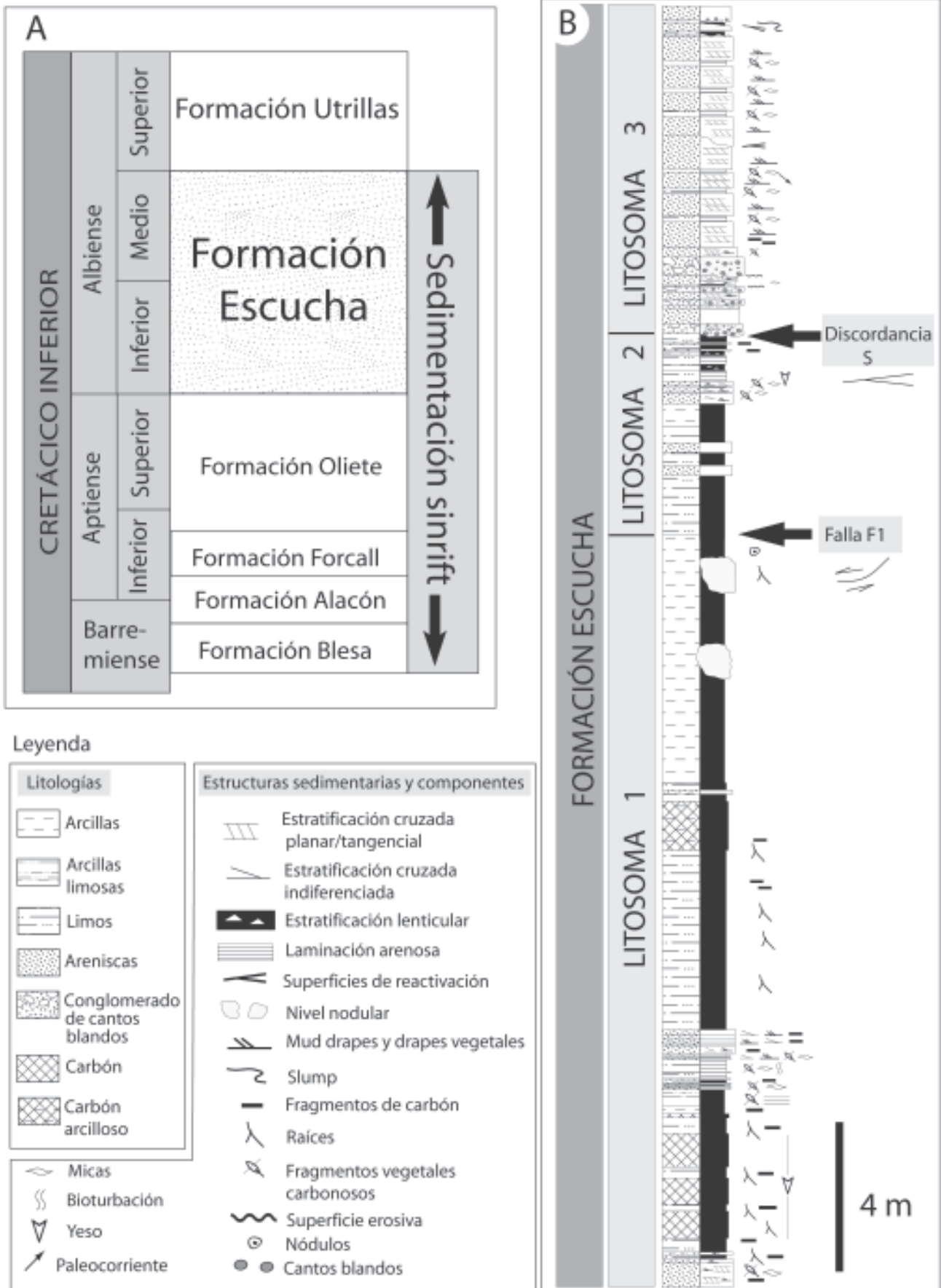


Figura 2.- Cuadro cronoestratigráfico del registro *sinrift* cretácico de la Subcuenca de Oliete (A) y columna local compuesta de la Fm Escucha (B) en la que se indican la distribución estratigráfica de los tres litosomas distinguidos en este estudio.

de falla rotados de escala métrica constituidos íntegramente por el litosoma 2. En la trinchera sur (Fig. 4) las capas arenosas más continuas y de mayor espesor del litosoma 2 situadas en el bloque superior de la falla principal F1, definen un suave anticlinal de *roll-over*. Las capas superiores de dicho litosoma, sobre todo al acercarnos a la falla principal, definen un suave sinclinal producido por el arrastre de la falla.

El contacto entre los litosomas 2 y 3 es una superficie estratigráfica que corta erosivamente los bloques rotados del litosoma 2 a la vez que fosiliza las fallas normales que produjeron la rotación de dichos bloques (S en las Figs. 3 y 4). En algunos puntos dicha superficie aparece cementada por óxidos de hierro. Las arenas del litosoma 3 se apoyan sobre esta superficie formando una discordancia angular con respecto a las capas deformadas del litosoma 2 infrayacente. El ángulo de discordancia, como se observa en la trinchera norte (Fig. 3A y B) puede ser moderado (del orden de 30°). En la trinchera sur el litosoma 3 recubre con un dispositivo geométrico en *onlap* la superficie erosiva S (Fig. 4).

Una aproximación al ángulo de buzamiento que presentaban las fallas lítricas estudiadas en el momento de su formación, puede realizarse a partir de la relación angular que guardan éstas con el plano de estratificación del litosoma 3 discordante sobre ellas. Así, el ángulo entre los planos de las fallas principales (F1, F2 y F3) y la estratificación del litosoma 3 es del orden de 20-30° (Figs. 3C y 4C), lo cual indica que dichas fallas tenían un buzamiento general relativamente bajo en el momento de su formación.

Finalmente, en la trinchera norte, una decena de metros hacia el noreste, varias fallas normales de dirección NO-SE y buzamiento subvertical hacia el NE, cortan y desplazan con salto métrico los niveles de arenas del litosoma 3 (F4 y F5 en la figura 5). Asociados a dichas fallas se pueden reconocer rellenos de arenas con geometría en cuña abierta hacia la falla en el bloque superior (Fig. 5A y B) y algunas superficies erosivas locales, que son indicativas de su actividad sinsedimentaria con dichas arenas. En el bloque inferior de la falla nororiental (F5) se reconoce asimismo un pliegue monoclinial asociado al arrastre producido por dicha falla (M en figura 5B). Es de destacar que dichas fallas presentan una orientación similar, pero un mayor buzamiento, que las fallas que afectan a los litosomas infrayacentes. Las condiciones de afloramiento sólo permiten hacer observaciones de cómo afectan dichas fallas al litosoma 3 y no a las unidades inferiores, por lo que tampoco se ha podido analizar la relación geométrica que guardan en profundidad estas fallas (F4 y F5) con el conjunto de fallas lítricas F1, F2, F3 que afectan al litosoma 2.

Estructuras menores que afectan al litosoma 2

Los bloques de falla constituidos íntegramente por las areniscas y limos del litosoma 2 presentan una

importante deformación interna caracterizada por fallas normales de menor escala que desplazan la estratificación y la laminación de dicho litosoma. En ambas trincheras se reconoce una familia de fallas normales de escala decimétrica a métrica de orientación preferente NNO-SSE y suave buzamiento al este (Figs. 3C y 4C), es decir, paralelas entre sí y a su vez paralelas con respecto a la falla principal F1 (Figs. 3B y 4B). Además, en los cortes de las trincheras aparece otra familia, menos penetrativa, de fallas de similar orientación que las anteriores pero con un buzamiento relativamente alto hacia el suroeste, es decir, antitéticas respecto de las anteriores. En las capas más finamente laminadas del litosoma 2, estas familias de fallas normales son de menor escala (centimétrica a decimétrica) y su asociación forma, según las zonas, modelos geométricos de fallas en dominó (Fig. 6A) o pequeños *grabens* (Fig. 6B). En conjunto, ambas familias con buzamientos opuestos definen un sistema de fallas normales conjugadas, con la línea de intersección de ambos planos de falla contenida aproximadamente en el plano de estratificación de las capas.

En las capas del litosoma 2 afectadas por dichas fallas es posible reconocer, tanto a escala métrica como a menor escala, abanicos de capas y cambios de potencia en las mismas relacionados con estas fallas. A escala métrica, los tramos de limos del litosoma 2 de la trinchera sur (zonas blancas en la Fig. 4B), situados en el bloque superior de la falla principal, dibujan un ligero abanico de capas abierto hacia la falla principal F1 (Fig. 4A y 4B). A escala decimétrica y centimétrica se puede observar el engrosamiento que sufren las capas en relación con fallas de menor escala (Fig. 6A). Así, los niveles arenosos muestran evidentes cambios de espesor a un lado y otro de las fallas. El hecho de que las fallas menores sintéticas con la falla principal sean más numerosas que las antitéticas con ella, podría explicar el engrosamiento gradual de las capas hacia la falla principal.

Interpretación

Las observaciones realizadas en el afloramiento estudiado en el sector meridional de la Subcuenca de Oliete evidencian dos etapas de tectónica extensiva que tuvieron lugar durante la sedimentación de dos litosomas pertenecientes a la Fm Escucha. Estas etapas de deformación quedan patentes, por una parte, por la existencia de varias fallas lítricas NO-SE a NNO-SSE y suave buzamiento al NE que delimitaron una serie de bloques de falla, constituidos por el litosoma 2, que fueron rotando conforme progresó el desplazamiento sobre estas fallas y, por otra parte, por la fosilización de dichas estructuras por las areniscas del litosoma 3.

Hay varios aspectos en este afloramiento que sugieren un geometría claramente lítrica para las fallas principales: la suave geometría curva, con la

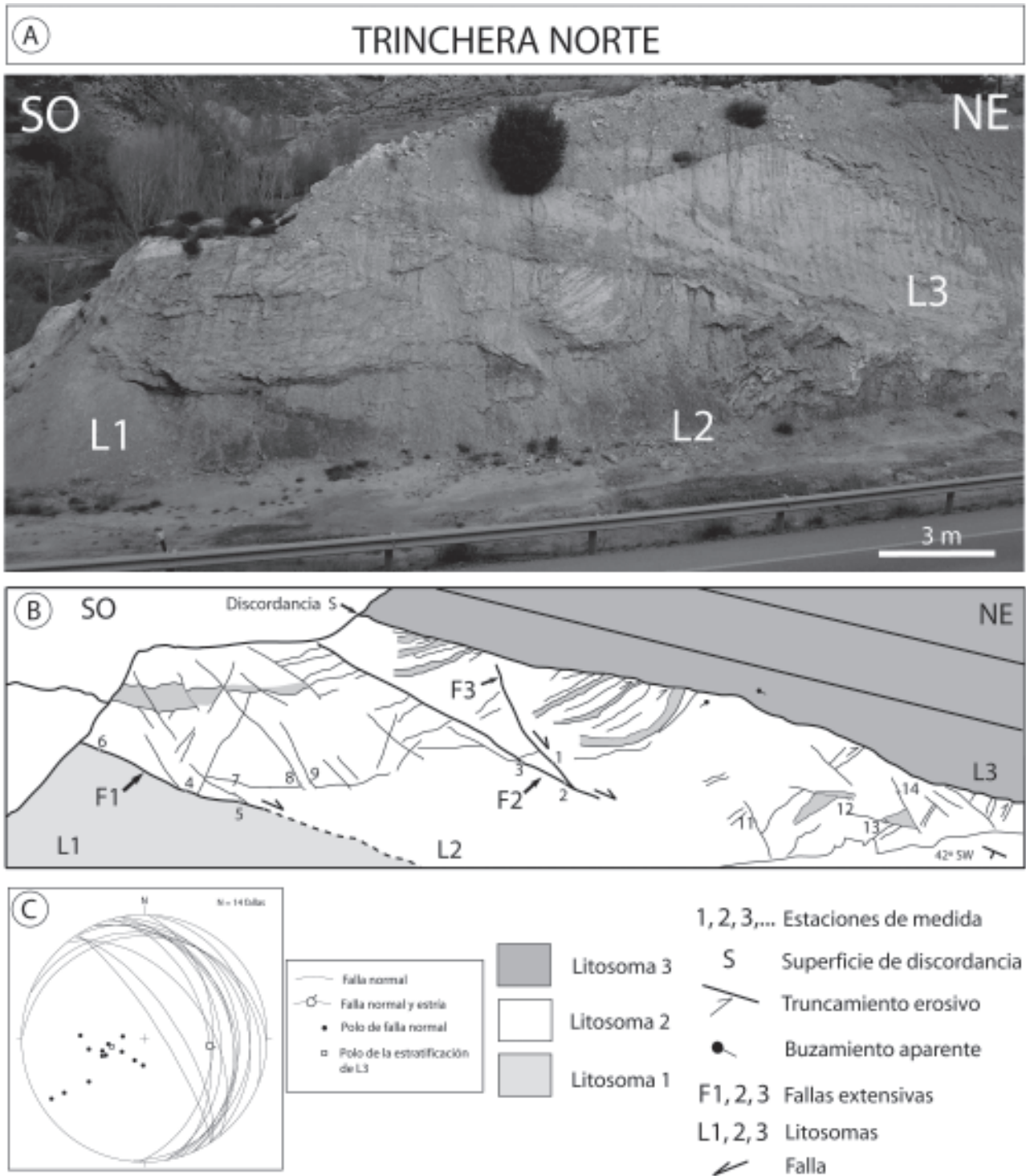


Figura 3.- Fotografía (A) y esquema (B) de la trinchera norte (ver localización en la figura 1C). Se observan las fallas que desplazan al litosoma 2 y la fosilización de la deformación por parte del litosoma 3. C) Estereograma (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) de los planos y polos de las fallas medidas en la trinchera (puntos 1 a 14 situados en B) y del polo del plano de estratificación (cuadrado) del litosoma 3 superior discordante.

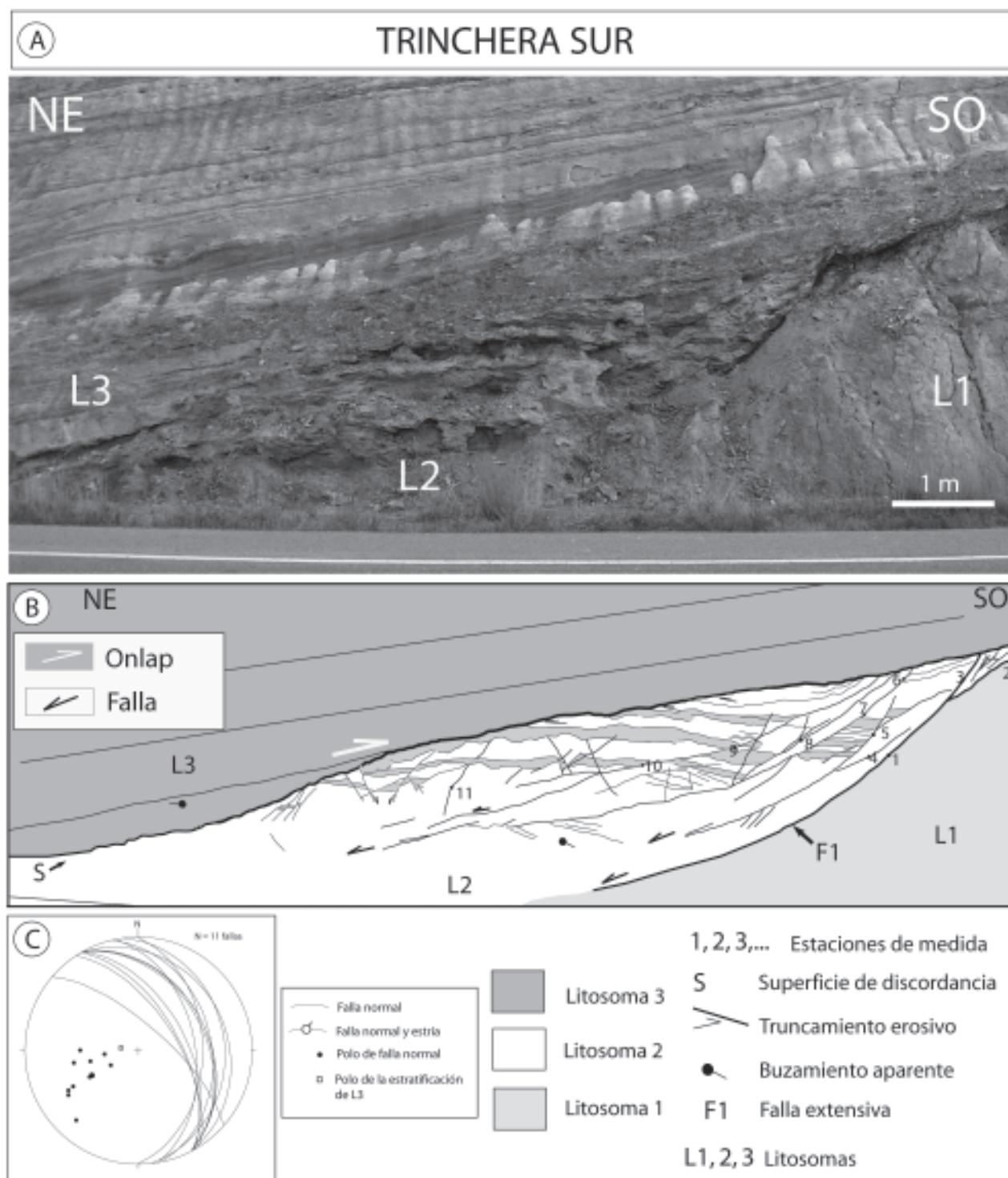


Figura 4.- Fotografía (A) y esquema (B) de la trinchera sur (ver localización en la figura 1C). Se observan las fallas que desplazan el litiosoma 2 y la fosilización de la deformación por parte del litiosoma 3. C) Estereograma (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) de los planos y polos de las fallas medidas en la trinchera (puntos 1 a 11 situados en B) y del polo del plano de estratificación (cuadrado) del litiosoma arenoso superior discordante.

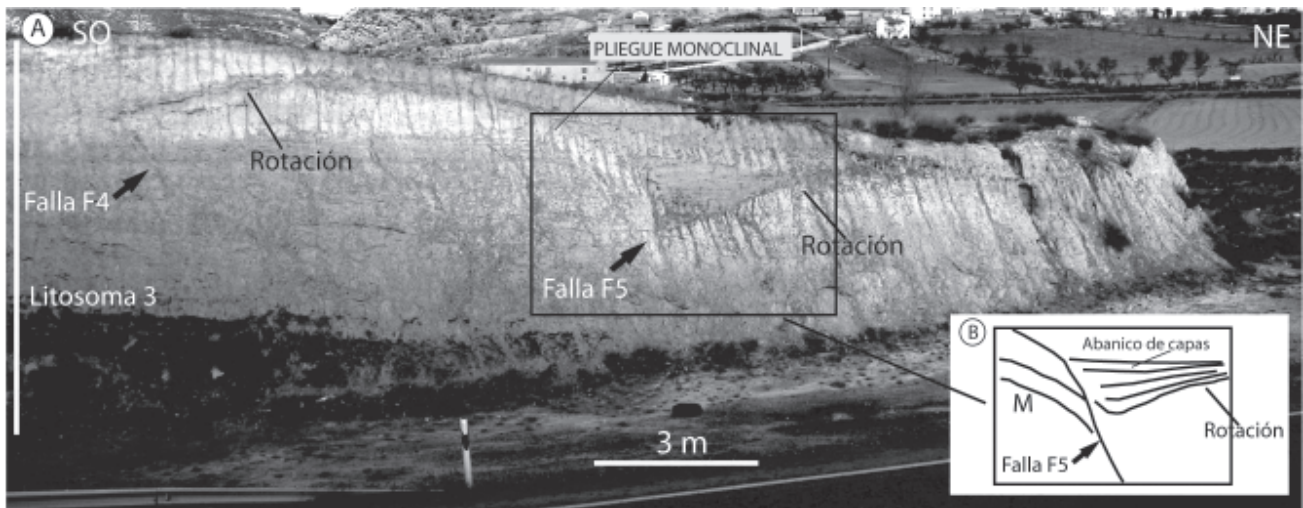


Figura 5.- Fallas métricas y estructuras asociadas (A) en la trinchera norte que afectan al litosoma 3. B) Detalle de la falla F5 mostrando la posición del pliegue monoclinial desarrollado en el bloque inferior de la falla. Ver explicación en el texto.

concauidad hacia arriba, que muestra el plano de la falla basal (F1) (Figs. 3 y 4) y el anticlinal de *roll-over* desarrollado en el bloque superior de esta falla en la trinchera sur (Fig. 4). La discordancia angular tan acusada (del orden de 30-45°) entre las arenas del litosoma 3 y las capas del litosoma 2 situadas en los bloques superiores de las fallas F2 y F3 de la trinchera norte (ver Fig. 3) también debe ser asociada a la geometría lítrica de dichas fallas. En efecto, el basculamiento de las areniscas y limos del litosoma 2 se produjo probablemente al desplazarse sobre las fallas; este desplazamiento dio lugar a la rotación de las capas del bloque superior al adaptarse éste a la disminución del buzamiento de los planos de falla en profundidad, los cuales deben de tener una acusada geometría lítrica. En este caso, el anticlinal de *roll-over* no se observa probablemente por su posterior truncamiento debido al proceso de erosión que generó la superficie S (Fig. 3A y 3B). Asimismo, la relación angular próxima a 90° entre la falla F3 y las capas del litosoma 2 de su bloque superior puede interpretarse como que esta falla tuvo un buzamiento muy elevado en su parte superior (probablemente cerca de la superficie topográfica), lo cual también corrobora una marcada geometría lítrica para las fallas.

La geometría lítrica de las fallas puede estar claramente determinada por un nivel de despegue relativamente superficial. Evidencias de ello son el ángulo muy suave (generalmente < 20°) que forma en la mayor parte de su traza la falla principal (F1) con la estratificación del litosoma 1 del bloque inferior de falla y con el litosoma 3 que fosiliza dichas fallas. En la trinchera sur, este ángulo tiende a disminuir en la parte inferior de la falla, de modo que ésta tiende a hacerse paralela a las capas de dichos litosomas. Este paralelismo de las fallas con las arcillas del techo del litosoma 1 del bloque inferior (Fig. 4B), sugiere que estas mismas arcillas pueden representar el nivel de despegue local de este conjunto de fallas.

El efecto que el desplazamiento en estas fallas mayores ha ejercido sobre el registro sedimentario del litosoma 2 en esta región es notable. Desde un punto de vista geométrico, el litosoma 2 situado en el bloque superior fue rotando y basculándose contra las fallas. En este mismo proceso, las propias fallas (fallas F2 y F3 en figura 3) situadas en el bloque superior de la falla basal principal (F1 en figuras 3 y 4) también rotaron a la vez que se producía el desplazamiento sobre ésta. Debido a este desplazamiento sobre la falla, los bloques rotados del litosoma 2 quedaron completamente desgajados del litosoma 1 (bloque inferior), de modo que cuando posteriormente se produce la etapa de erosión que bisela los bloques rotados del litosoma 2 (bloque superior), la parte superior del litosoma 1, situada en el bloque inferior, fue completamente erosionada. Como consecuencia de ello, en este afloramiento sólo ha sido posible reconocer el litosoma 2 en el bloque hundido por la falla, cuya evolución permitió que quedara parcialmente preservado ante la erosión. Este hecho impide, con los datos disponibles por el momento, cuantificar el salto total asociado a dichas fallas.

La estimación del salto mínimo sobre el plano de falla puede establecerse, sin embargo, a partir de la longitud de afloramiento del litosoma 2 situado sobre el plano de falla, es decir, apoyada sobre los tramos arcillosos del litosoma 1. El salto mínimo así establecido sería de una decena de metros. No obstante, si consideramos el desplazamiento asociado a las fallas principales F2 y F3 este salto mínimo debería probablemente duplicarse.

Por otro lado, las fallas normales de escala métrica a decimétrica observadas en el afloramiento tienen orientaciones muy similares a las de las fallas principales lo que sugiere un elevado grado de compatibilidad mecánica y dinámica con ellas. La única distinción clara viene definida por los modelos geométricos que forman las fallas menores,

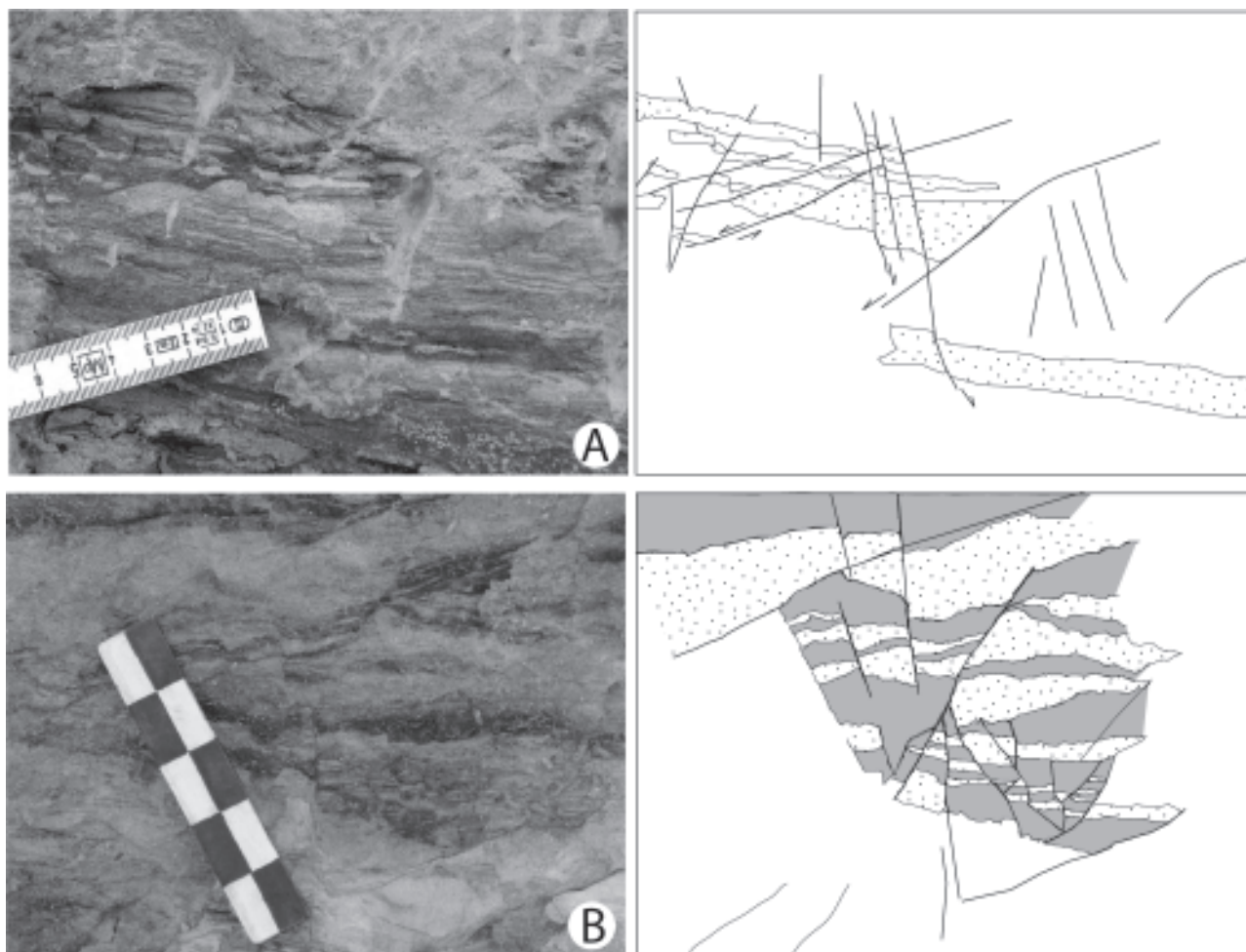


Figura 6.- Fotografías de las fallas normales sinsedimentarias de escala decimétrica a centimétrica que afectan al registro sedimentario del litosoma 2 en la trinchera sur. **A)** fallas de salto centimétrico mostrando una configuración en bloques rotados en dominó. **B)** Fallas centimétricas con cambios de espesor en los niveles de arenas (áreas blancas punteadas) dibujando estructuras en *horst* y *grabens* de pequeña escala.

apareciendo sistemas de fallas normales conjugadas y modelos de fallas en dominó, tanto sintéticos como antitéticos respecto a las fallas principales. La relación de estos modelos de fracturación en relación con la disposición de las capas permite inferir que estos sistemas de fallas menores se produjeron probablemente en los momentos iniciales de la deformación, con anterioridad a que se produjera la rotación de los bloques de falla. Así, los planos de ambas familias de fallas conjugadas guardan un ángulo similar (del orden de 60°) con las capas (ver figuras 3B y 4B), de modo que los dos planos bisectores de dichos planos de falla se disponen uno paralelo y otro perpendicular a las capas, lo cual ha sido generalmente interpretado como sistemas de fallas conjugadas basculadas con posterioridad a su formación (Angelier *et al.*, 1985).

De acuerdo con el modelo de fallas conjugadas de Anderson (1951), el eje principal mínimo σ_3 , es decir, la dirección de extensión inferida a partir de estas fallas, estando contenida en este caso en el plano de estratificación tendría una orientación aproximada NE a ENE. Esta dirección de extensión preferente también es sugerida por la orientación NO-SE a NNO-SSE de

las fallas menores medidas (Fig. 4C), y es perfectamente compatible con la similar orientación que presentan las fallas principales. Dicha dirección de extensión es asimismo similar con la deducida para las fallas sinsedimentarias observadas en la Fm Escucha por Aranda y Simón (1993) en la región de Utrillas-Escucha (Subcuenca de Las Parras).

Las diferencias de espesor de las capas en uno y otro bloque de las fallas normales de menor escala, y el engrosamiento y geometría en abanico de las capas hacia la falla normal principal, observadas fundamentalmente en los niveles arenosos y limosos del litosoma 2 (trinchera sur) (Fig. 4B), sugieren claramente una actividad tectónica extensiva sinsedimentaria con dicho litosoma. Las observaciones realizadas en este afloramiento, sin embargo, no permiten aportar si dicha actividad tectónica ya había empezado durante el depósito del litosoma 1.

El truncamiento erosivo, con desarrollo de la superficie erosiva S (Figs. 3 y 4), y la posterior fosilización con el *onlap* del litosoma arenoso 3, que sufren las fallas normales y estructuras deformacionales que afectan al litosoma 2 (por

ejemplo, pliegues de *roll-over* y de arrastre) sugiere que dicha etapa de deformación se produjo antes de la sedimentación del litosoma arenoso 3. La importancia del proceso de erosión en este sector de la Subcuenca de Oliete tras este periodo de tectónica extensiva queda patente en el arrasamiento del relieve tectónico creado durante la extensión, el cual permitió que el litosoma arenoso 3 se apoyara discordantemente tanto sobre el litosoma 1 como sobre el litosoma 2 y que este último sólo quedase preservado en el bloque hundido del sistema de fallas, como muestra el panel de correlación de las dos trincheras de la figura 7. Nuestras observaciones indican que este tipo de discordancia angular, definido por un truncamiento erosivo de los litosomas 1 y 2 y el *onlap* del litosoma 3, es una consecuencia directa de la propia cinemática de las fallas normales sinsedimentarias, lo cual apoya las interpretaciones de algunos autores (p.e. Schlische, 1992; Gawthorpe *et al.*, 1997; Gupta *et al.*, 1999; Sharp *et al.*, 2000; Patton, 2004) que las consideran como un rasgo *sinrift* común en el registro sedimentario de cuencas extensivas.

Durante la sedimentación del litosoma 3 la tectónica extensiva se reactivó como lo indican las fallas normales, con salto de orden métrico, que afectan a esta unidad (F4 y F5 en figura 5). Dichas fallas, que presentan similares direcciones que las fallas lítricas F1, F2 y F3 pero buzamientos mayores y salto métrico, se sitúan unas decenas de metros al noreste y en el bloque superior de éstas. Las condiciones del afloramiento no han permitido observar la relación en profundidad de ambos conjuntos de fallas pero se podrían plantear dos posibles situaciones: que las fallas subverticales F4 y F5 corten en profundidad a dichas fallas lítricas o que ambos conjuntos de fallas se entronquen en este punto en una única falla principal. Ambos posibles escenarios serán discutidos en el siguiente apartado. Por otra parte, la configuración geométrica que muestra el pliegue monoclinial presente en el bloque inferior de la falla nororiental F5 (M en figura 5B), es asimilable a un *normal drag fold*. Este tipo de pliegues está asociado a fallas normales y se forma debido a la resistencia por fricción que se produce a lo largo del plano de falla, y que genera el arrastre de los estratos del bloque inferior en una dirección descendente hacia el plano de falla (M en figura 5B) (p.e. Khalil y McClay, 2002; Rykkelid y Fossen, 2002).

Estructuras extensivas similares a las descritas en este afloramiento se han reconocido afectando a los mismos litosomas en el frente de una cantera situada a dos kilómetros al sur de este afloramiento en la que se explotaron las arenas del litosoma 3. Estas observaciones permiten considerar que las interpretaciones presentadas para este afloramiento pueden ser válidas a una escala más regional.

Modelo conceptual y discusión

El conjunto de estructuras tectónicas descritas (fallas hasta escala deca- a hectométrica y pliegues de acomodación o arrastre) y su incidencia en el registro sedimentario (discordancias y engrosamiento de capas) ha sido interpretado como resultado de la existencia de dos etapas extensivas sucesivas. Primero se produce un conjunto de fallas principales lítricas (F1, F2 y F3) de escala probablemente hectométrica y orientación NO-SE, que afectan a los litosomas 1 y 2 y están fosilizadas por el litosoma 3, y con un nivel de despegue muy superficial. Posteriormente, fallas de similar orientación pero mayor buzamiento actúan durante el depósito del litosoma 3. En este proceso se han planteado dos posibles escenarios, dependiendo de su relación geométrica en profundidad, que suponen bien una independencia de ambos conjuntos de fallas (las fallas F4 y F5 cortan en profundidad al sistema de fallas F1, F2 y F3) bien una relación directa entre ellas (ambos conjuntos de fallas se entroncan en profundidad en una falla principal). En el primer escenario, las fallas F4 y F5 deberían haber tenido un nivel de despegue más profundo de manera que el nivel de despegue superficial utilizado por las fallas lítricas estaría roto y desconectado a ambos lados de dichas fallas tras su actuación. En este escenario deberían contemplarse, por tanto, dos sistemas de fallas despegados en dos niveles distintos, de modo que primero tiene lugar un sistema de fallas lítricas despegado en un nivel estratigráfico superficial y más tarde se generan fallas con un despegue más profundo que cortan la estructura anterior. En el segundo escenario, el entroncamiento en profundidad de ambos conjuntos de fallas descritos supone probablemente la generación desde el principio de una falla de geometría compleja (rellano-rampa-rellano-rampa) con dos niveles de despegue, uno más superficial y otro más profundo, activos de manera simultánea.

Aunque no existen observaciones directas que discriminen entre ambas posibilidades existen algunas consideraciones que indican como más plausible el segundo de los escenarios. En primer lugar, el primer escenario supone el problema de un estiramiento diferencial de la cobertera sedimentaria, de modo que primero se estiraría únicamente su parte superficial (sólo se activa el nivel de despegue superficial generando las fallas lítricas superficiales) y más tarde su parte más profunda (se activa el nivel de despegue profundo y las fallas de mayor buzamiento). Por otro lado, la similar orientación de ambos conjuntos de fallas y su proximidad (unas pocas decenas de metros), así como la localización de las últimas en el bloque superior de las primeras hace pensar en una posible relación geométrica de ambos conjuntos de fallas en profundidad como la planteada en el segundo escenario. Por otro lado, la geometría compleja de los planos de falla es un fenómeno de relativa normalidad y suele estar condicionada por el diferente

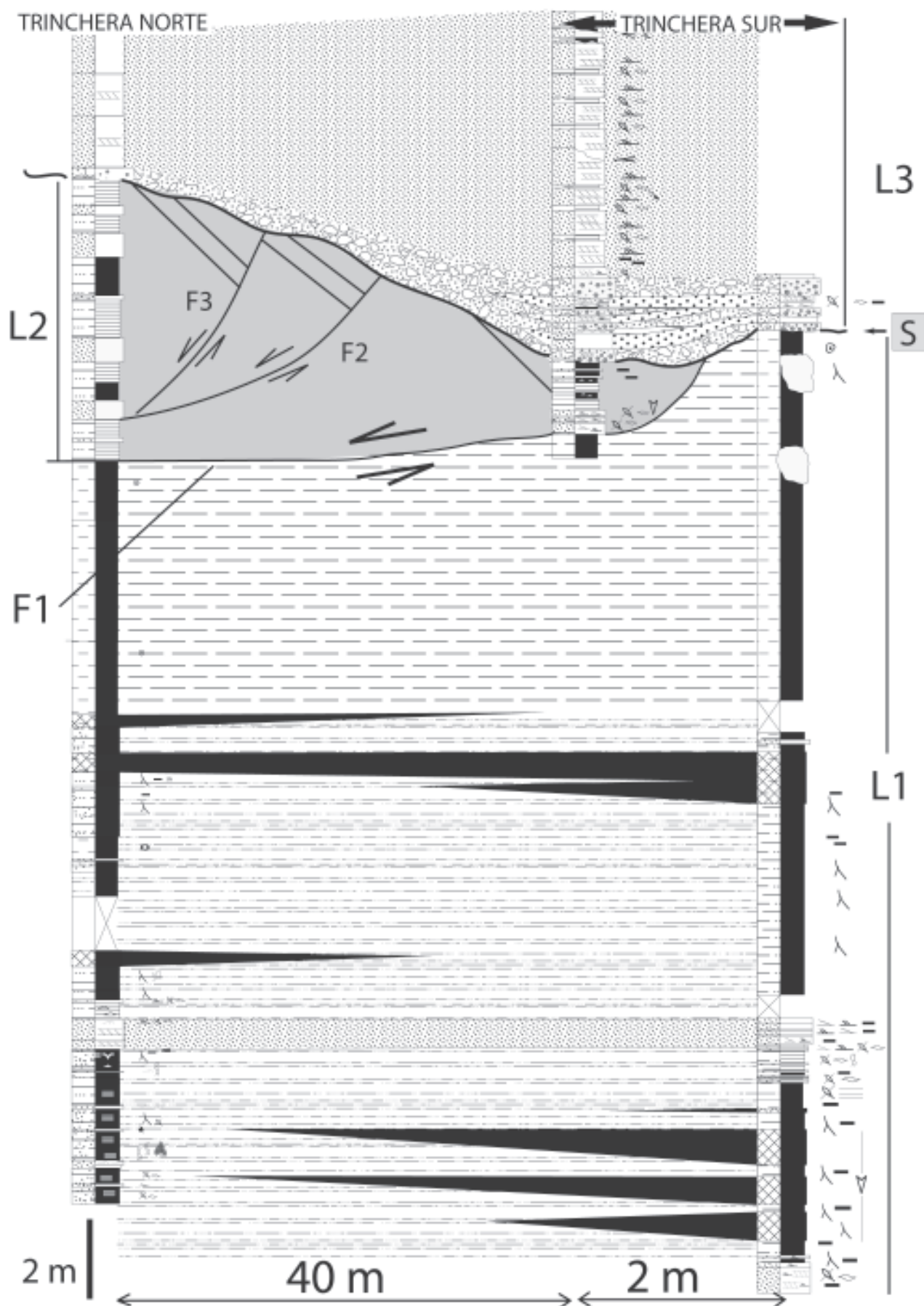


Figura 7.- Correlación de las secciones estratigráficas de detalle levantadas en las trincheras estudiadas. L1: litosoma 1; L2: litosoma 2; L3: litosoma 3; F1: Falla 1.

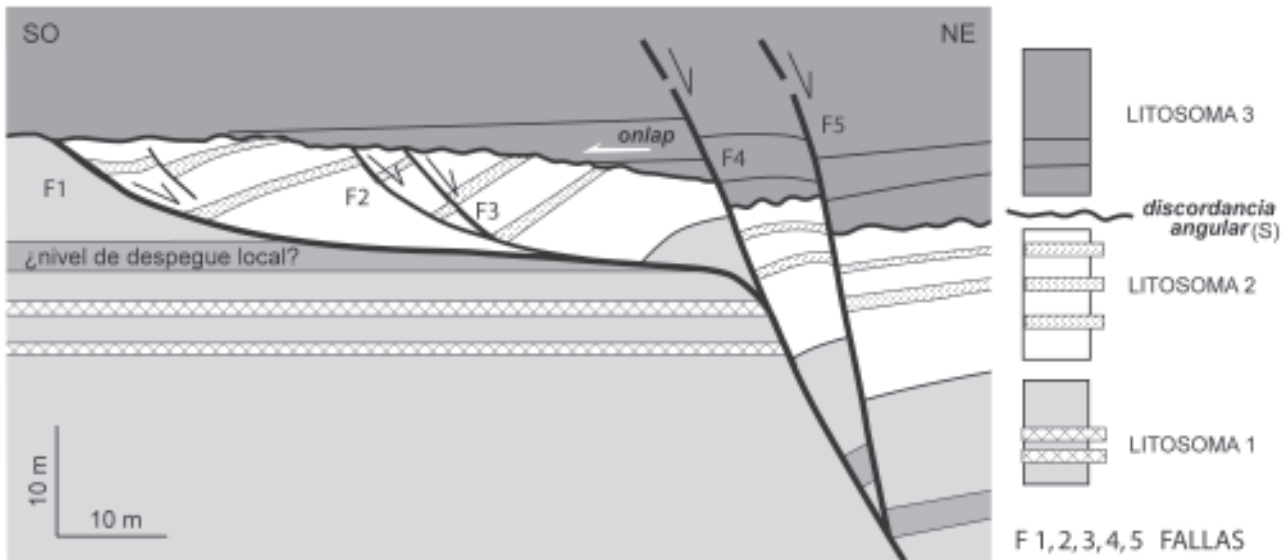


Figura 8.- Modelo conceptual del sistema de fallas intra-Albiense descrito en la Fm Escucha al sur de Gargallo (Subcuenca de Oliete).

comportamiento reológico de la serie estratigráfica que atraviesa la falla.

En la figura 8 se presenta un modelo conceptual que explica el conjunto de las observaciones realizadas siguiendo el segundo escenario planteado. Este modelo interpreta el conjunto de fallas principales descritas en el afloramiento estudiado, como estructuras que hacia el noreste se entroncan en profundidad en una estructura probablemente de mayor escala, dibujando en su conjunto un abanico lístrico de fallas normales en el sentido de Gibbs (1984). Según este esquema las fallas lístricas principales que afectan a los litosomas 1 y 2 (fallas F1, F2 y F3 en figuras 3 y 4) y que están fosilizadas por el litosoma 3, podrían representar la propagación en un nivel de despegue superior, relativamente superficial, de la deformación extensional asociada a esta falla con un nivel de despegue más profundo, quizás constituido por los materiales plásticos triásicos en facies Keuper. Posteriormente, una vez que se produjo la erosión de los litosomas 1 y 2, y una vez que comenzó el depósito del litosoma arenoso 3, este sistema extensional continuó su actividad, aunque en menor grado, en este caso dando lugar a la propagación hacia la superficie de la falla profunda produciendo la aparición de fallas de mayor buzamiento que afectan y desplazan al litosoma 3, y que están situadas en posiciones más próximas a la falla principal profunda inferida. El salto relativamente pequeño (de orden métrico) observado en ellas podría deberse a que fueran fallas ciegas, de modo que en superficie podrían estar registrando menor salto acumulado que en profundidad, como es común en este tipo de fallas (Withjack *et al.*, 1995). Estas fallas ciegas producirían la deformación de la sedimentación suprayacente a medida que se propagaban hacia la superficie.

Por otro lado, las deformaciones presentadas en este trabajo son coetáneas con la sedimentación de la

Fm Escucha y se producen, en su mayoría, antes del depósito de las arenas del litosoma 3, afectando esencialmente a las areniscas y limos del litosoma 2 situadas por encima de los niveles de carbón explotables en este sector. Aunque no se ha podido establecer una relación directa, principalmente por la dificultad de correlacionar las unidades estratigráficas usadas en este trabajo con la distinción en miembros definida por Cervera *et al.* (1976), la deformación extensional intra-Escucha registrada en la Subcuenca de Oliete puede correlacionarse *grosso modo* con las estructuras sinsedimentarias descritas por Aranda y Simón (1993) en la región de Utrillas (Subcuenca de Las Parras) y con la discordancia angular intra-Escucha que fosiliza un sistema imbricado de fallas normales mostradas por Simón *et al.* (1998) al norte de Aliaga (Subcuenca de Galve).

La orientación principal NO-SE a NNO-SSE de las fallas principales descritas aquí y que han sido activas durante el depósito de la Fm Escucha son, por otra parte, compatibles con los datos existentes de la estructura extensiva de la segunda etapa *synrift* mesozoica (*rifting* jurásico superior-cretácico inferior). Así, fallas de similar orientación han sido interpretadas como principales responsables de la estructura cretácica inferior y de la distribución de potencias y facies de las unidades *synrift* del Cretácico inferior en la subcuenca de Oliete (Querol *et al.*, 1992; Salas y Martín Closas, 1995; Casas *et al.*, 1997; Soria *et al.*, 1997) y constituyen una familia principal en otras subcuencas marginales de la Cuenca del Maestrazgo, como las subcuencas de Las Parras o Galve (Aranda y Simón, 1993; Simón *et al.*, 1998; Liesa *et al.*, 1996, 2004, 2006), como puede asimismo reconocerse en el trabajo de síntesis de las principales estructuras extensivas del *rifting* jurásico superior-cretácico inferior realizado por Capote *et al.* (2002) (ver figura 1A).

Conclusiones

El estudio de detalle en un afloramiento de dos trincheras de carretera en el sector de Gargallo (parte sur de la Subcuenca de Oliete) permite concluir la existencia de tectónica extensiva intra-formacional en la Fm Escucha, con un dirección de extensión principal ENE a NE, en la que se han diferenciado dos etapas. La primera etapa tuvo lugar fundamentalmente con anterioridad al depósito del litosoma 3 (intra-Albiense), quedando registrados en la parte superior del litosoma 2 un amplio conjunto de rasgos *sinrift*: fallas lítricas NO-SE a NNO-SSE y pliegues asociados a varias escalas, variaciones de espesor en los niveles arenosos y abanicos de capas en relación con dichas fallas, y el truncamiento erosivo y posterior fosilización de esta deformación extensional por la discordancia de la base del litosoma 3 (superficie S).

Como consecuencia de esta etapa de tectónica extensiva, los litosomas 1 y 2 sufrieron un proceso de fracturación controlado por fallas lítricas con nivel de despegue superficial, probablemente en las arcillas del techo del litosoma 1. Estas fallas lítricas delimitaron una serie de bloques rotados, los cuales internamente presentan fallas extensionales de menor escala. Tras este proceso de tectónica extensional una etapa de erosión propició que la sedimentación posterior del litosoma 3, con un dispositivo geométrico en *onlap*, se apoyara discordantemente tanto sobre el litosoma 1 como sobre el litosoma 2.

La segunda etapa extensiva actuó durante la sedimentación del litosoma 3 generando fallas normales de mayor buzamiento y con un nivel de despegue más profundo. Se trata probablemente de fallas ciegas cuya propagación hacia la superficie produjo la deformación de la sedimentación suprayacente.

El conjunto de estructuras, fallas normales lítricas con despegue superficial que afectan a los litosomas 1 y 2, y fallas normales de mayor buzamiento que afectan al litosoma 3, pueden ser el reflejo en superficie de una falla con un nivel de despegue más profundo que se fue propagando hacia partes más altas de la Fm Escucha conforme progresaba la sedimentación y la deformación.

Agradecimientos

Se agradece a los Drs. Ramón Mas y Ramón Salas sus constructivos comentarios y observaciones, y al Dr. Carlos Sancho la revisión editorial. Contribución a los Proyectos de Investigación CGL2005-07445-C03-03 del M.E.C. y a los grupos consolidados «Geotransfer» del Gobierno de Aragón, y «Análisis de Cuencas Sedimentarias» de la Universidad Complutense de Madrid. Este trabajo ha sido parcialmente financiado mediante una beca FPU concedida (JPRL) por la Secretaría de Estado de Educación y Universidades.

Referencias

- Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J. y Ribas, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleontología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares. *Estudios Geológicos*, 27 (6): 497-512.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14:172-177.
- Anderson, J.P. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd Ed. Reprinted of the Revised Second Edition (1963), 206 p.
- Angelier, J., Colleta, B. y Anderson, R.E. (1985): Neogene paleostress changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada, Arizona. *Geological Society of American Bulletin*, 96: 347-361.
- Aranda, M. y Simón, J.L. (1993): Aspectos de la tectónica cretácica y terciaria en la cuenca de Utrillas (Teruel) a partir de los datos de minería de interior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (1-2): 123-129.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L. (coords.), Liesa, L.C. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine Tectonics I : The alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 367-400.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Liesa, C.L., Meléndez, A. y Soria, A.R. (1997): Estructura del borde norte de la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el Anticlinal de Montalbán. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23: 248-268.
- Cervera, A., Pardo, G. y Villena, J. (1976): Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación «Lignitos de Escucha». *Tecniterrae*, 14: 25-33.
- Gawthorpe, R.L., Sharp, I., Underhill, J.R. y Gupta, S. (1997): Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology*, 25: 795-798.
- Gibbs A.D. (1984): Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, London, 141: 609-620.
- Gupta, S., Underhill, J.R., Sharp, I.R. y Gawthorpe, R.L. (1999): Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. *Basin Research*, 11: 167-189.
- Khalil, S.M. y McClay, K.R. (2002): Extensional fault-related folding, northwestern Red Sea, Egypt. *Journal of Structural Geology*, 24: 743-762.
- Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (1996): Estudio preliminar sobre la tectónica sinsedimentaria del borde septentrional de la Cubeta de Aliaga. *Geogaceta*, 20(7): 1707-1710.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L. y Meléndez, A. (2004): Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga-Montalbán. En: *Itinerarios geológicos por Aragón* (F. Colombo; C.L. Liesa; G. Meléndez; A.Pocovi; C. Sancho y A.R. Soria, Eds). *Geogacetas*, 1: 151-180.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, N. y Meléndez, A. (2006): Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *Journal of the Geological Society*, London, 163: 487-498.
- Martín-Chivelet, J. (coord.), Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J.A., Caus, E., Gräfe, K., Mas, R., Puig, C., Segura, M., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-

- Ortiz, P.A., Fregenal-Martinez, M.A., Salas, R., Arias, C., García, A., Martín-Algarra, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., Molina, J.M., Sanz, J.L., Castro, J.M., García-Hernández, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J.; Gil, J. y Ortega, F. (2002) Cretaceous. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). The Geological Society, London, 255-292.
- Meléndez, A., Soria, A.R. y Meléndez, N. (2000): A coastal lacustrine system in the Lower Barremian from the Oliete Subbasin, Central Iberian Range, Northeastern Spain. En: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology, 46: 279-284.
- Pardo, G. (1974): Nota previa sobre las características litoestratigráficas de las formaciones «Arenas de Utrillas» y «Lignitos de Escucha». *Acta Geológica Hispánica*, 2: 62-66.
- Pardo, G. (1979): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal del Bajo Aragón Turolense*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 473 p.
- Pardo, G. y Villena, J. (1979): Características sedimentológicas y paleogeográficas de la Fm Escucha». *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5: 407-418.
- Patton, T.L. (2004): Numerical models of growth-sediment development above an active monocline. *Basin Research*, 16, 25-39.
- Querol, X. (1990): *Distribución de la materia mineral y azufre en los carbonos de la Fm Escucha. Relación con los factores geológicos, sedimentológicos y diagenéticos*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 509 p.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G. y Ardevol, L. (1992): Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain». En: *Controls and distribution and quality of Cretaceous Coals* (J.P. McCabe y J.T. Panish, Eds.). *Geological Society of America Special Paper*, 267: 193-208.
- Rykkelid, E. y Fossen, H. (2002): Layer rotation around vertical fault overlap zones: observations from seismic data, field examples, and physical experiments. *Marine and Petroleum Geology*, 19: 181-192.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i de la Serra d'Espada*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 345 p.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.
- Salas, R. y Martín-Closas, C. (1995): *El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia*. Guía de Campo de las excursiones científicas realizadas durante el III Coloquio del Cretácico de España. Morella. Publicaciones de la Universidad de Barcelona, Univ. de Barcelona, 153 p.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Thethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y Crasquin-Soleau, Eds.). *Memoire du Museum Nationale de Histoire Naturelle*, 186, 145-185.
- Schlische, R.W. (1992): Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North Africa: Evidence for the growth of basin and its bounding structures. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1246-1263.
- Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Underhill, J.R. y Gupta, S. (2000): Fault-propagation folding in extensional setting: Examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 1877-1899.
- Simón, J.L. (1979). *Modelo evolutivo de la tectogénesis Alpina en la región del Guadalupe entre Aliaga y Calanda (Teruel)*. Tesis de licenciatura, Univ. Complutense, Madrid, 180p.
- Simón, J.L. (2004). Superposed buckle folding in the eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26: 1447-1464.
- Simón, J.L., Liesa, C.L. y Soria, A.R. (1998): Un sistema de fallas normales sinsedimentarias en las unidades de facies Urgon de Aliaga (Teruel, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 24: 291-294.
- Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del Surco Ibérico durante el Cretácico inferior y su control tectónico*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.
- Soria, A.R. Liesa, C.L. y Meléndez, A. (1997): Tectónica extensional cretácica en la Subcuenca de Oliete. (Cordillera Ibérica Central). *Geogaceta*, 22: 203-206.
- Soria, A.R., Meléndez, A., Aurell, M., Liesa, C.L., Meléndez, M.N. y Gómez-Fernández, J.C. (2000): The Early Cretaceous of the Iberian Basin (northeastern Spain). En: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). *AAPG Studies in Geology*, 46: 257-262.
- Soria, A.R., Vennin, E. y Meléndez, A. (1994): Estratigrafía, sedimentología y control tectónico de la evolución de las rampas carbonatadas del Cretácico inferior de la Cubeta de Oliete (provincia de Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7(1-2): 47-62.
- Withjack, M.O., Islam, Q.T. y La Pointe, P.R. (1995): Normal faults and their hanging-wall deformation: an experimental study. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 79 (1): 1-18.

Manuscrito recibido el 20 de julio de 2005

Aceptado el manuscrito revisado el 3 de marzo de 2006