



LA TECTÓNICA DE INVERSIÓN EN UNA REGIÓN INTRAPLACA: LA CORDILLERA IBÉRICA

Inversion tectonics in an intraplate area: the Iberian Chain

Carlos L. Liesa, Antonio M. Casas y José L. Simón

Grupo de Investigación Geotransfer, Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, E-50009 Zaragoza, Spain. carluis@unizar.es, acasas@unizar.es, jsimon@unizar.es

Abstract: *The Iberian Chain is an intraplate mountain range, oblique to the northern (Pyrenean) and southern (Betic) active margins of the Iberian Plate. It developed by positive inversion of the extensional Mesozoic Iberian basin, caused by compression both normal (NNE to NE) and parallel (SE to SSE) to its boundaries. The main, NNE to NE compression (Middle Eocene to Late Oligocene in age) was responsible for the principal folds and thrusts. The SE to SSE compression was mainly active during the Early Miocene, as the convergence between Europe and Africa was transferred from the Pyrenean to the Betic margin of Iberia, though it formed few new macrostructures. This work mainly reviews and examines the inversion structures associated with Cretaceous normal faults that determined the development of four paleogeographical domains into the Iberian Basin, each one characterized by particular structural and sedimentary features, and also divided into subbasins. Examples are mainly related to inversion of the two main Cretaceous basins (Camerós and Maestrazgo), showing different Cenozoic compressional evolution. Associated with basin inversion, the development of coeval Cenozoic continental basins (e.g., Ebro, Montalbán, Aliaga) was produced, their tectonosedimentary relationships allowing to know the kinematics of some inversion structures. Other inversion examples related to Permian and Triassic extensional structures are also reported. The great variety of cases studied along the Iberian Chain allows us to propose a classification of inversion structures that can be extrapolated to other intraplate areas. In addition, this variety of examples has permitted to analyse some of the main factors controlling tectonic inversion and the resulting compressional structures, such as the location (depth) of the main (basal) detachment, usually in Paleozoic basement rocks, the presence of intermediate detachment levels within the cover (mainly Middle and Upper Triassic gypsum and lutites), or the direction and geometry at depth of the previous extensional faults. Based on changes in geometry of the main inversion structures along the chain and its surroundings, thick-skinned, basement-involved thin-skinned, and thin-skinned inversion tectonics have been distinguished. They usually vary from central to marginal parts of major extensional basins that contain an intermediate detachment level within the cover.*

Keywords: *Cretaceous extension, Cenozoic inversion, inversion structures, fault reactivation, neoformation.*

Resumen: *La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca formada durante el Paleógeno-Mioceno inferior a partir de la inversión de la Cuenca Ibérica extensional mesozoica a partir de compresiones transmitidas desde los márgenes de placa activos (Pirineos y Béticas): una NE a NNE (Eoceno medio-Oligoceno superior) y otra SE a SSE (Mioceno inferior). Este trabajo revisa y examina principalmente las estructuras de inversión asociadas con fallas normales cretácicas que determinaron la división de la Cuenca Ibérica en cuatro dominios paleogeográficos, cada uno fuertemente compartimentado y caracterizado por una particular evolución sedimentaria y estructural. Los ejemplos se relacionan con la inversión de las dos cuencas cretácicas más importantes (Camerós y Maestrazgo), que conllevó asimismo el desarrollo de cuencas cenozoicas (Ebro, Montalbán, Aliaga) cuyos sedimentos han permitido conocer la evolución cinemática de algunas estructuras. Otros ejemplos proceden de estructuras extensionales permíicas y triásicas. La gran variedad de ejemplos estudiados permite proponer*



una clasificación de estructuras de inversión para las regiones intraplaca. También, analizar algunos factores que controlaron la inversión de fallas (profundidad del despegue basal, presencia de despegues superficiales, geometría de las fallas extensionales). Asimismo, se ha distinguido modelos de inversión tectónica de piel fina, que involucra o no al basamento, y de piel gruesa.

Palabras clave: extensión cretácica, inversión cenozoica, estructuras de inversión, reactivación de fallas, neoformación.

Liesa, C.L., Casas, A.M., Simón, J.L., 2018. La tectónica de inversión en una región intraplaca: la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31 (2): 23-50.

Introducción

Junto con la Cordillera Costera Catalana y el Sistema Central, la Cordillera Ibérica constituye la mayor zona de deformación en el interior de la Placa Ibérica durante la compresión cenozoica (Capote *et al.*, 2002; De Vicente *et al.*, 2004). La estructura general de estas cadenas muestra, sin embargo, una marcada diferencia que es consecuencia de la diferente impronta que dejó la extensión mesozoica en dichas regiones. En las primeras (Sistema Central y Catalánides) la extensión mesozoica fue más limitada, especialmente en el Sistema Central, de modo que durante la deformación compresiva constituirán verdaderos bloques levantados (*uplifts*) de zócalo. En cambio, la Cordillera Ibérica fue una zona que registró una importante subsidencia diferencial asociada a distintas etapas de *rifting*, de modo que durante la etapa de acortamiento cenozoico se produce la inversión de las cuencas mesozoicas (genéricamente agrupadas con el término Cuenca Ibérica) para dar lugar a la Cordillera Ibérica. Esta diferencia cualitativa entre la Cordillera Ibérica y las cadenas intraplaca adyacentes también queda reflejada en las direcciones estructurales, ENE-WSW a NE-SW en el Sistema Central y Catalánides y NW-SE en la Cordillera Ibérica. Tanto en el Sistema Central como en las Catalánides se manifiesta de forma más patente la fracturación a escala cortical relacionada con la transtensión y extensión del Pérmico y del Triásico, mientras que en la Cordillera Ibérica es la extensión del Cretácico la que produce una mayor impronta en la deformación compresiva subsiguiente. Este esquema general no excluye otros condicionantes significativos como la propia estructura varisca (marcadamente NW-SE en el caso de la Cordillera Ibérica) e importantes condicionantes derivados de la litología del basamento paleozoico (más competente en el caso de Catalánides y mayor aún en el Sistema Central, por la abundancia de rocas graníticas).

La evolución extensional mesozoica de la Cuenca Ibérica, primero, y la formación y evolución compresiva de la Cordillera Ibérica, después, fueron procesos complejos que determinaron la configuración final de la cadena. Así, la Cuenca Ibérica se desarrolló en un contexto geodinámico en el que confluyeron varios mecanismos: primero, el colapso gravitacional del orógeno varisco a partir del Pérmico inferior (Doblas *et al.*, 1994), y el desarrollo más o menos simultáneo de una red de fallas de desgarre NW-SE y NE-SW que se propagaron cortándolo y compartimentándolo (Arthaud y Matte, 1975; Álvaro *et al.*, 1979;

Capote, 1983); luego, el inicio del proceso de *rifting* en el Pérmico medio-superior, consecuencia de la fragmentación continental de Pangea (Arche y López Gómez, 1996), y su desarrollo a lo largo de todo el Mesozoico. En este tiempo la Placa Ibérica quedó sometida a la doble influencia de la apertura del Atlántico (primero del Atlántico Central y luego del Atlántico Norte) y de la expansión del Tetis hacia el oeste, pero también a la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación levógira de Iberia (Salas y Casas, 1993; Capote *et al.*, 2002; Antolín-Tomás *et al.*, 2007; Liesa *et al.*, 2018). Este complejo marco geodinámico dio lugar a un desigual desarrollo y un reparto bastante heterogéneo de la deformación extensional mesozoica a lo largo de la Cuenca Ibérica, con patrones propios en la orientación y geometría de las fallas principales. Este hecho queda especialmente patente en los distintos dominios de sedimentación o subcuencas diferenciados para la etapa de *rifting* del Jurásico Superior–Cretácico Inferior en la Cuenca Ibérica, cada uno de ellos caracterizado por un patrón de subsidencia y un espesor y desarrollo de la secuencia *sin-rift* propios (*e.g.*, Soria *et al.*, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa *et al.*, 2018).

El desarrollo de la Cordillera Ibérica durante el Cenozoico (hasta el Mioceno inferior) y su estructura compresiva muestra una gran complejidad y variabilidad espacial, a su vez, refleja *grosso modo* la historia del acercamiento entre las placas Europea, Ibérica y Africana (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993; Salas *et al.*, 2001; Capote *et al.*, 2002). La convergencia de dichas placas, junto con la traslación hacia el este a partir de la Dorsal Atlántica, inducen y transmiten desde los bordes de la Placa Ibérica hacia el interior de la misma distintos campos de esfuerzos compresivos intraplaca, que tienen una distribución heterogénea en la región y variaciones espaciales de las trayectorias del esfuerzo principal σ_1 (graduales a escala de la placa pero significativas a escala regional y local) producto en su mayoría de perturbaciones asociadas a fallas mayores (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2009). Bajo estos campos compresivos, y con la probable intervención de procesos de partición de esfuerzos (Simón *et al.*, 2008) y de deformación (De Vicente *et al.*, 2009), se produjo la reactivación inversa (o inversa oblicua) de las fallas extensionales que condujo a la inversión positiva de las cuencas mesozoicas ibéricas (*e.g.*, Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992; Casas Sainz, 1993; Guimerà *et al.*, 1995, 2004; Casas *et al.*, 2000; Simón y Liesa, 2011) y a la estructuración compresiva de la cadena. Dicha estructura está caracterizada por una dirección principal de plie-

gues, desgarres y cabalgamientos de orientación NW-SE o *ibérica* a la que se le superpone, especialmente en la Cordillera Ibérica centro-oriental, una segunda familia de pliegues y cabalgamientos E-W a ENE-WSW transversos (Simón, 1980, 2004; Guimerà, 1988; Simón *et al.*, 1998; Capote *et al.*, 2002; Liesa, 2011a).

El objetivo principal de este trabajo es analizar cómo se produce la tectónica de inversión en una región intraplaca y determinar los factores principales (geometría y orientación de las fallas, niveles de despegue y profundidad, espesor de la cobertera y de las series *sin-rift*, régimen de inversión...) que han controlado su desarrollo. La Cordillera Ibérica es, a este respecto, una región clave porque la heterogeneidad espacial con la que han actuado los mecanismos geodinámicos implicados, tanto en la evolución extensional mesozoica como en la evolución compresiva cenozoica, así como sus consecuencias en la estructuración y en el registro sedimentario (variaciones de espesor y facies) han determinado que el proceso y la cinemática de inversión de las estructuras extensionales, ya de por sí muy variables en orientación y desarrollo, fueran también poco uniformes y hayan dado lugar a la formación de una variada tipología de estructuras de inversión. Para la con-

secución del objetivo arriba planteado, este trabajo analiza de forma detallada una amplia variedad de ejemplos de estructuras de inversión, a distintas escalas, que han sido reconocidos a lo largo de toda la cadena. Si comparamos la estructura actual de la Cordillera Ibérica con la estructura extensional de la etapa de *rifting* del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Figs. 1 y 2), podemos observar la estrecha relación existente entre las principales estructuras cretácicas, aquellas que definen cuencas o subcuencas, y la localización de los principales cabalgamientos y estructuras compresivas alpinas. Este hecho justifica que gran parte de los ejemplos de inversión presentados en este trabajo procedan de estructuras cretácicas, especialmente de las cuencas de Cameros y Maestrazgo, las dos cuencas cretácicas principales y también las mejor conocidas. En la Cordillera Ibérica también existen buenos ejemplos de inversión de estructuras extensionales triásicas y transpresivas tardi-variscas, especialmente desarrolladas en las zonas que se comportaron como altos estructurales durante la etapa extensional cretácica.

Contexto geológico

La Cordillera Ibérica es una cadena alpina intraplaca, de dirección general NW-SE y doble vergencia (Fig. 1), que se caracteriza por: 1) una ausencia casi total de sedimentos mesozoicos y cenozoicos en facies profundas, predominando los de plataforma somera y ambientes transicionales sobre los lacustres y aluviales; 2) una deformación total moderada, con presencia muy escasa de esquistosidad alpina y carencia casi total de metamorfismo; y 3) un contraste manifiesto entre el estilo estructural del zócalo y el de la cobertera. Es considerada como una cadena de tipo intermedio entre las cadenas propiamente alpinas (Pirineos, Béticas), con alto grado de deformación, y las áreas de plataforma, poco o nada deformadas (Julivert *et al.*, 1972; Julivert, 1978).

La sedimentación mesozoica se produce en un contexto intraplaca, y está regida por sucesivos periodos de tectónica extensional activa (periodos de *rifting*: Pérmico superior a Hettangiense y Jurásico Superior a Cretácico Inferior), seguidos de otros periodos de relativa calma tectónica, con una subsidencia asociada a la contracción térmica de la litosfera (periodos post-*rift*: Jurásico Inferior-Medio y Cretácico Superior) (Salas y Casas, 1993; Van

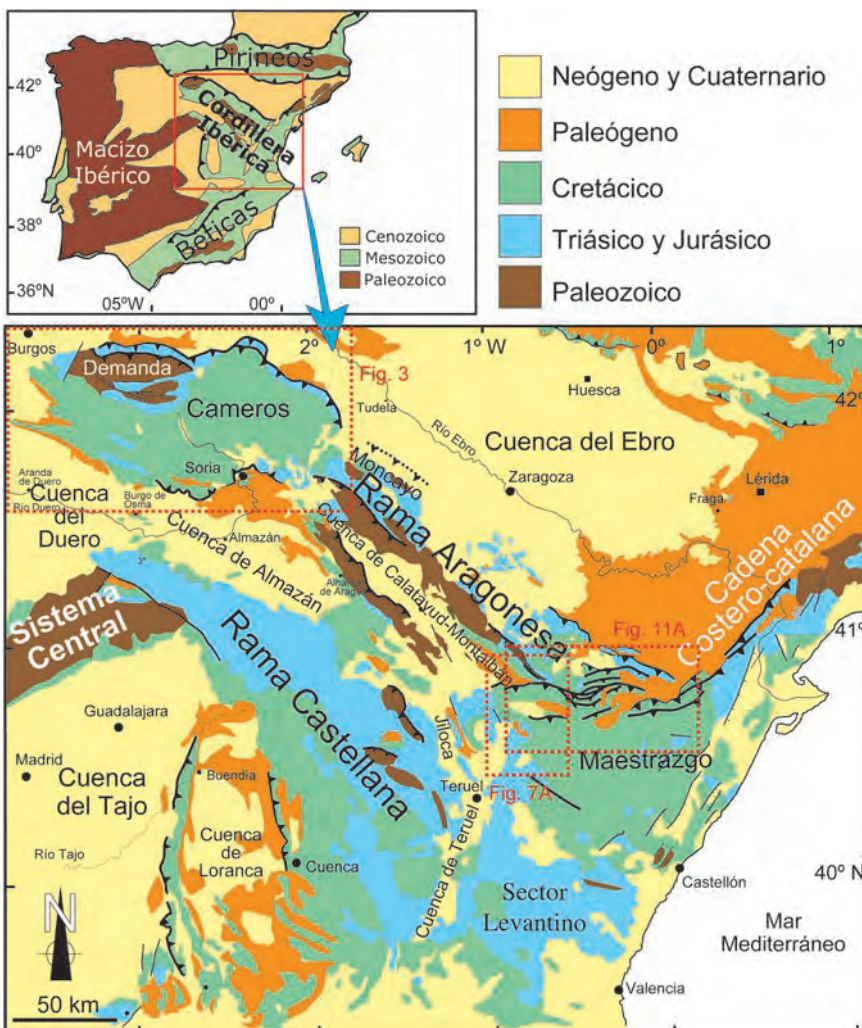


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de la Cordillera Ibérica y localización de la cordillera dentro de la Placa Ibérica.

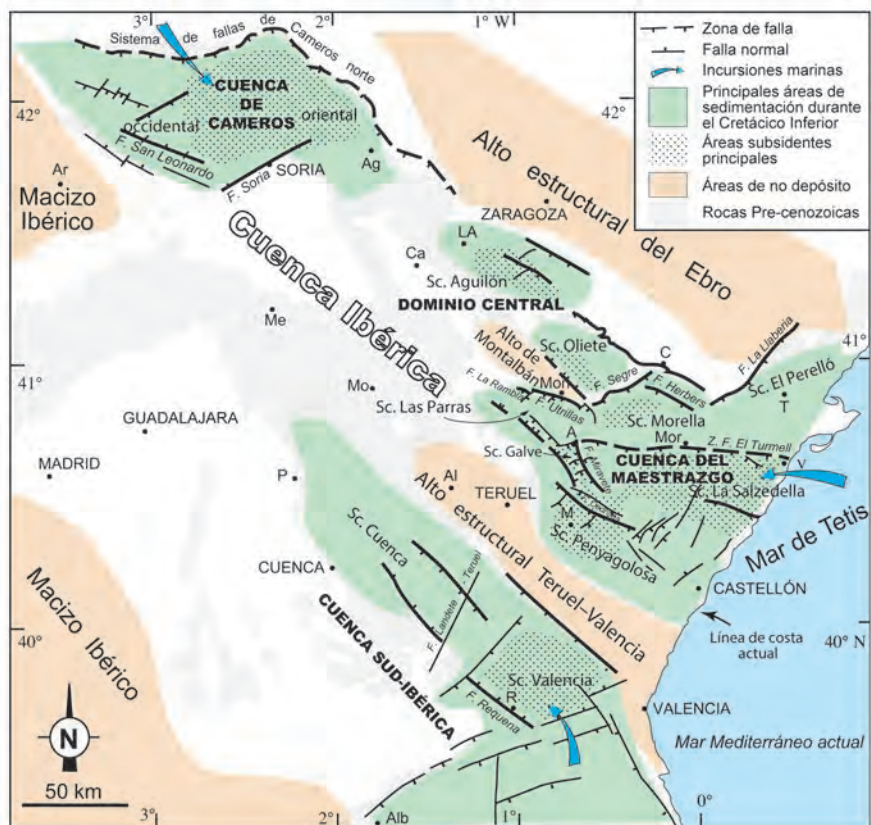


Fig. 2.- Cuencas de sedimentación y principales fallas activas durante la etapa de rifting del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Cuenca Ibérica (modificada de Capote *et al.*, 2002). Localidades: A, Aliaga; Ag, Ágreda; Al, Albaracín; Alb, Albacete; Ar, Aranda de Duero; C, Calanda; Ca, Calatayud; LA, La Almunia de Doña Godina; M, Mora de Rubielos; Me, Medinaceli; Mo, Molina de Aragón; Mon, Montalbán; Mor, Morella; P, Priego; R, Requena; T, Tortosa; V, Vinaroz.

Wees *et al.*, 1998; Capote *et al.*, 2002). El registro mesozoico está claramente condicionado por la tectónica extensional, identificándose dos orientaciones preferentes de fallas normales (NW-SE y NE-SW) a las que se asocian basculamientos en las series pre- y sin-rift, levantamientos y erosiones locales, discordancias angulares y variaciones de potencia muy significativas de la serie sin-rift. El *rifting* del Cretácico Inferior produjo la fragmentación de la extensa y relativamente homogénea plataforma marina que había caracterizado a la Cuenca Ibérica durante el Jurásico. Se diferencian así cuatro importantes dominios paleogeográficos (Fig. 2): noroccidental (Cameros), central, suroriental (Cuenca Sudibérica), y oriental (Maestrazgo) (Soria *et al.*, 2000). Mientras que el dominio de Cameros muestra una polaridad de sedimentos hacia el norte de la Placa Ibérica y relacionado con la evolución de la Cuenca Vasco-Cantábrica, con incursiones marinas procedentes del Océano Atlántico, los otros tres dominios tienen una marcada polaridad hacia el este, hacia el Tetis. Todos los dominios se caracterizan por una intensa compartimentación interna que da lugar a varias zonas depocentrales o subcuencas.

La inversión positiva de las cuencas mesozoicas se inició hacia el tránsito del Mesozoico al Cenozoico, cuando el régimen tectónico cambió de extensional a compresivo en el contexto de acercamiento de las placas Europea, Ibérica y Africana. La convergencia de las pla-

cas dio lugar en la cadena a tres campos principales de compresión (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2007, 2009): *Ibérico* (NE-SW, Eoceno Medio-Oligoceno superior); *Bético s.l.* (NW-SE, con tres estadios sucesivos ESE, SE y SSE desarrollados entre el Eoceno inferior-medio y la actualidad) y *Pirenaico* (N a NNE, Mioceno-actualidad). Estos campos de esfuerzos son compatibles en general con las dos orientaciones principales de las macroestructuras (Fig. 1), una de dirección NW-SE o *ibérica* y otra superpuesta de orientación transversa E-W a ENE-WSW (Capote *et al.*, 2002). Durante la inversión, y especialmente durante el Paleógeno, tuvo lugar el depósito de materiales sintectónicos cenozoicos en cuencas intramontañosas (como las de Calatayud-Montalbán o Aliaga; Fig. 1) en ambientes de abanicos aluviales (Pérez *et al.*, 1983; González y Guimerà, 1993; Casas *et al.*, 2000). A comienzos del Neógeno la sedimentación se hace más extensiva, llegándose a comunicar algunas de ellas. Dichos sedimentos y su relación con

las macroestructuras permiten reconstruir la evolución de la deformación compresiva de la región.

A partir del Mioceno inferior-medio, y especialmente en la parte centro-oriental de la cadena, se superpone un proceso extensional ligado al *rifting* del Surco de Valencia (Roca y Guimerà, 1992). Este induce un campo de esfuerzos con trayectorias de σ_3 E-W a ESE-WNW, que se manifiesta a veces en transición gradual desde el campo compresivo (Simón, 1982, 1986) y que sustituye definitivamente a este al inicio del Mioceno superior (Ezquerro y Simón, 2017). Se forman fosas de dirección NNE-SSW, tanto en el margen mediterráneo (fosas del Maestrat) como en el interior de la Península Ibérica (Cuenca de Teruel), que cortan oblicuamente las estructuras compresivas alpinas (Álvarez *et al.*, 1979; Capote *et al.*, 2002) (Fig. 1). Avanzado el Neógeno, tiene lugar un abombamiento cortical o *doming* (Simón, 1982, 1989) que se manifiesta especialmente a partir del Plioceno superior en la deformación de un extenso nivel de aplanamiento erosivo (*Superficie de Erosión Fundamental*; Peña *et al.*, 1984) datado recientemente en 3,7–3,5 Ma (Ezquerro, 2017). En esta última etapa, y bajo un régimen de esfuerzos extensional con carácter más radial (σ_1 vertical, $\sigma_2 \approx \sigma_3$) y σ_3 orientado ENE-WSW, se reactivan dichas fosas y se forman otras nuevas como la del Jiloca, de dirección NNW-SSE (Simón, 1989) (Fig. 1).

Estructuras de inversión en la Cuenca cretácica de Cameros

Estructura general y estratigrafía

La Cuenca cretácica de Cameros, expuesta hoy en día en el macizo de Cameros-Demanda, es por sus dimensiones y magnitud de acortamiento y extensión el ejemplo de inversión más importante de la Cordillera Ibérica. El macizo de Cameros-Demanda constituye el sector más noroccidental de la Cordillera Ibérica (Fig. 3). Está formado por: 1) un macizo de rocas paleozoicas (Sierra de la Demanda), que limita la cuenca cretácica por el oeste y presenta un recubrimiento mesozoico considerablemente menor que el centro de la cuenca (2500 m frente a 8000 m en la secuencia sin-rift); y 2) la cuenca cretácica invertida de Cameros, constituida por materiales mesozoicos (Jurásico-Cretácico) despegados a favor de las lutitas y evaporitas del Triásico Superior. Por el este, el límite de la cuenca cretácica es el macizo del Moncayo, compuesto por rocas infrayacentes a la cobertera despegada (Paleozoico y Triásico Inferior, básicamente), y que constituye las mayores alturas topográficas de la cordillera (2314 m) (Figs. 1 y 3).

La serie sedimentaria paleozoica visible alcanza los 11 km de espesor, con predominancia de materiales cámbricos y ordovícicos. El conjunto fue estructurado durante la Orogenia Varisca con pliegues apretados de dirección E-W, de plano axial vertical y longitud de onda y amplitud plurikilométricas en la parte centro-sur de la Sierra de la Demanda (sinclinal del Najerilla; Colchen, 1974), que se hacen claramente vergentes al norte hacia el sector norte del macizo. Hacia el sur de la gran estructura alpina que constituye el sinclinal de Villavelayo, con núcleo de materiales jurásicos y cretácicos, y que divide en dos los afloramientos paleozoicos (Fig. 3), los pliegues variscos adoptan direcciones más próximas a NW-SE (Román-Berdiel *et al.*, 2018). Esta es la

dirección dominante también en los materiales paleozoicos aflorantes al este de la Cuenca de Cameros (Sierra del Moncayo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). La fracturación tardihercínica, con orientación WNW-ESE a NW-SE se asocia en algunos casos a cuencas estefanienses o pérmicas (sector occidental de la Sierra de la Demanda; Colchen, 1974), y en otros a mineralizaciones cuya edad se prolonga hasta el Triásico (falla de río Grío; Marcén Albero y Román Berdiel, 2015). La influencia de dicha fracturación en el magmatismo de origen mantélico (Lago *et al.*, 2004) hace que estas fallas, de probable alcance cortical o litosférico, hayan sido un condicionante de primer orden en la localización de la deformación durante las etapas de extensión mesozoica y compresión cenozoica (Del Río *et al.*, 2013).

Los materiales del Triásico en facies germánica muestran dos particularidades interesantes (Casas *et al.*, 1995): 1) el Muschelkalk es menos potente que en otros sectores de la Cordillera Ibérica, debido a que la transgresión en ese momento tenía polaridad tetisiana; y 2) el Jurásico Inferior puede aparecer discordante directamente sobre el Triásico Inferior o incluso sobre el Paleozoico, como ocurre por ejemplo en el sinclinal de Villavelayo (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1994). El Jurásico marino (Rhetiense-Hettangiense a Kimmeridgiense) es homogéneo a nivel de la cuenca, presenta potencias de unos 1000 m y es en general muy similar al del resto de la Cordillera Ibérica, excepto por algunas variaciones locales en la potencia de algunas unidades a partir del Calloviense (Alonso y Mas, 1990). Sobre el Jurásico marino aparece una secuencia sin-rift que abarca desde el Titoniense-Berriasiense hasta el Albiense (Mas *et al.*, 1993; Muñoz *et al.*, 1997). Dentro de ella se han distinguido varias unidades litoestratigráficas, clásicamente agrupadas en los grupos Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván (Beuther, 1966; Tischer, 1966). Los medios de sedimentación son generalmente continentales: predominantemente fluvial para los grupos Tera, Urbión y Oliván (compuestos básicamente por alternancias de areniscas y lutitas;

Guiraud y Séguret, 1984) y lacustre para los grupos Oncala y Enciso (compuestos en su mayor parte por limolitas y calizas; Angulo y Muñoz-Jiménez, 2013 y referencias allí incluidas). Todo el conjunto ha sido interpretado como resultado de la sedimentación en un sistema deltaico que conectaría probablemente con el Océano Atlántico (Tischer, 1966; Muñoz *et al.*, 1997). Mientras que en el sector occidental el espesor conjunto de los cinco grupos está en torno a 2-3 km, en el sector oriental alcanza 8 km, aunque en función del modelo de cuenca adoptado (Fig. 4) dicha potencia puede reflejarse de diferente manera en la geometría de la misma. Por encima de la secuencia sin-rift se sitúan las arenas de la Formación Utrillas, de edad Cenomaniense en este sector (Muñoz *et al.*, 1997), y finalmente las calizas y dolomías del Cretácico Superior, que aparecen representadas sobre todo en la zona sur de la cuenca.

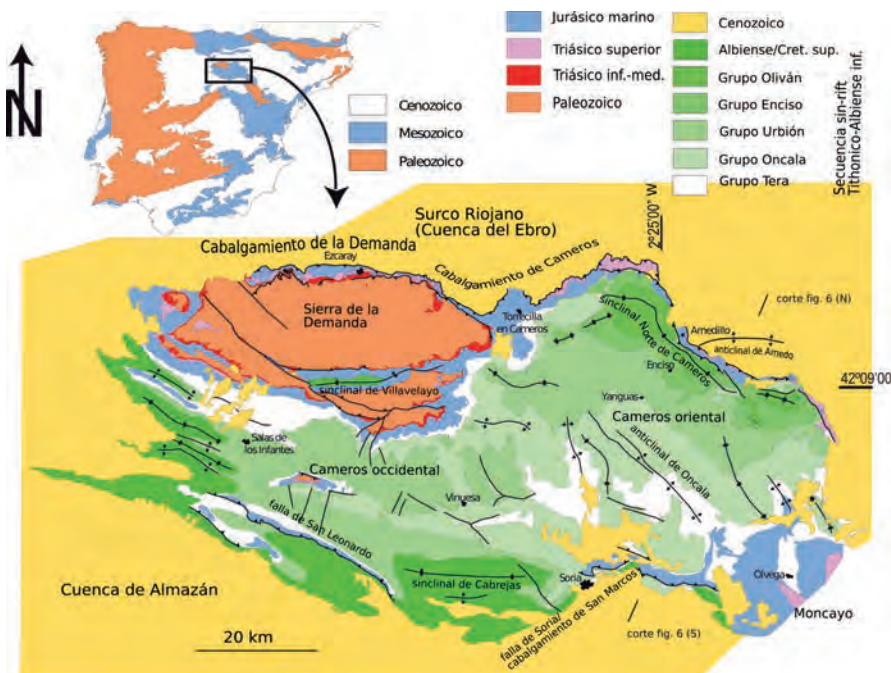


Fig. 3.- Mapa geológico de las sierras de Cameros y Demanda, con las principales estructuras nombradas en el texto (modificado de García-Lasanta *et al.*, 2013).

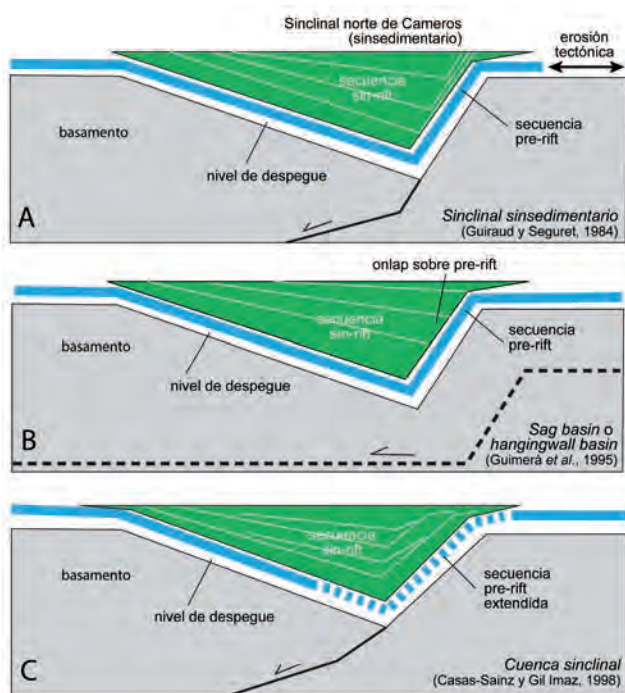


Fig. 4.- Modelos alternativos para explicar la génesis de la cuenca de Cameros, que ponen el énfasis en aspectos diferentes de su geometría y evolución. A. Modelo de Guiraud y Séguret (1984), donde el sinclinal norte de Cameros es una estructura sinsedimentaria entre un flanco norte ubicado contra la falla maestra, y un flanco sur engrosado por la superposición lateral de cuerpos sedimentarios. B. Modelo de Guimerà *et al.* (1995), donde el sentido de imbricación de los cuerpos y su adelgazamiento se mantienen, pero la adquisición del buzamiento del flanco norte del sinclinal sería resultado de la compresión cenozoica; la geometría de *sag basin* resultante estaría ligada a una rampa de falla normal que atravesaría el basamento. C. Modelo de Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998) y Mata *et al.* (2001), que considera una cuenca sinclinal asociada a una falla de basamento, de modo que la superposición de los cuerpos sería vertical y no lateral; en este caso, la cuenca cretácica tendría geometría sinclinal pero su superficie axial no coincidiría con la del sinclinal norte de Cameros.

La sedimentación cenozoica refleja el cambio experimentado por la Placa Ibérica entre el Mesozoico y el Cenozoico (Casas-Sainz y Faccenna, 2001), desde una situación extensional-transensiva a la compresión regional que dio lugar al levantamiento de las cadenas intraplaca (Catalánides, Cordillera Ibérica y Sistema Central, además de otros *uplifts* de menor importancia; De Vicente *et al.*, 2004). La mayor parte de la sedimentación se produjo asociada a sistemas aluviales de corto o largo alcance que en el Surco Riojano (sector occidental de la Cuenca del Ebro; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997) fueron evolucionando en el tiempo desde un drenaje puramente transversal a los frentes montañosos a otro longitudinal. Debido a las particularidades tectónicas de este sector de la Cuenca del Ebro, el espesor de sedimentos contemporáneos del cabalgamiento de Cameros alcanza más de 4000 m. Las litologías dominantes en las unidades cenozoicas del Surco Riojano son conglomerados, areniscas, lutitas, yesos y localmente calizas, y su edad va desde el Eoceno superior (etapa en el que se produce el cierre por el norte y dejan de depositarse sedimentos marinos) hasta el Mioceno superior.

La inversión de los macizos paleozoicos

Durante la compresión cenozoica, tanto la Sierra de la Demanda como la del Moncayo se comportaron como “*uplifts*” de zócalo, con levantamientos de varios kilómetros en la vertical y desplazamiento de hasta 25 km hacia el antepaís de la Cuenca del Ebro (Casas Sainz, 1992; Guimerà *et al.*, 1995). En el caso de la Sierra de la Demanda, las pizarras precámbricas (Esquistos de Anguiano; Colchen, 1974) parecen jugar un papel importante como nivel de despegue. Además, la cobertera, parcialmente despegada al nivel del Triásico Superior, forma un flanco invertido (cortado en profundidad por el sondeo de Pazuengos; Lanaja, 1987; Casas-Sainz *et al.*, 2017) que cabalga a su vez sobre el antepaís, de modo que el cabalgamiento principal se divide en dos superficies imbricadas (Figs. 3 y 5A). En el bloque inferior del cabalgamiento de Cameros-Demanda, es decir, bajo el autóctono relativo de la Cuenca del Ebro, también pueden reconocerse cabalgamientos que involucran el basamento paleozoico (Fig. 6A). Todos ellos presentan vergencia norte y su geometría puede reconocerse en los perfiles sísmicos que atraviesan la cuenca (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997). A pesar de estar cubiertos por más de 3000 m de molasa cenozoica, estos cabalgamientos producen en superficie los monoclinales de Nájera y Baños, en el sector occidental del Surco Riojano (Casas *et al.*, 1995). Las relaciones con las unidades tectosedimentarias (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997) indican que su movimiento se prolongó al menos hasta el Mioceno medio.

En el caso de la Sierra del Moncayo no está claro si las pizarras precámbricas constituyen el nivel de despegue basal, y también es probable que la pendiente del cabalgamiento frontal sobre la Cuenca del Ebro sea algo mayor (San Román y Aurell, 1992). Esto sería consistente con una disminución del desplazamiento horizontal hacia el este, donde la componente transpresiva de la deformación cenozoica empieza a cobrar mayor importancia (De Vicente *et al.*, 2009).

La inversión de la cuenca

La geometría actual de la Sierra de Cameros es la de un gran *pop-up* limitado al norte y sur por sendos sinclinales de diferentes dimensiones. El más importante, localizado al norte (sinclinal norte de Cameros) presenta un nivel de despegue basal (Triásico Superior), que en su mitad norte cabalga sobre los depósitos cenozoicos de la Cuenca del Ebro (el cabalgamiento principal habría estado favorecido por la presencia de ese nivel dúctil, constituyendo un rellano de hasta 20 km de longitud despegado sobre el Cenozoico del antepaís, frente a lo que ocurre en los *uplifts* paleozoicos) (Figs. 3 y 6A). En cambio, en la mitad sur de ese gran sinclinal la cobertera es en general solidaria sobre el Paleozoico y se halla solo parcialmente despegada del zócalo (García-Lasanta *et al.*, 2017). El cabalgamiento de Cameros conecta pues los cabalgamientos de Demanda y Moncayo, pero con una geometría diferente, que implica la existencia de estructuras más complejas en las zonas de enlace con ellos.

La geometría general del bloque superior del cabalgamiento es la de un gran rellano (Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992), que abarca sobre todo el sector occidental y central de la cuenca, ya que en el oriental se superponen estructuras extensionales y

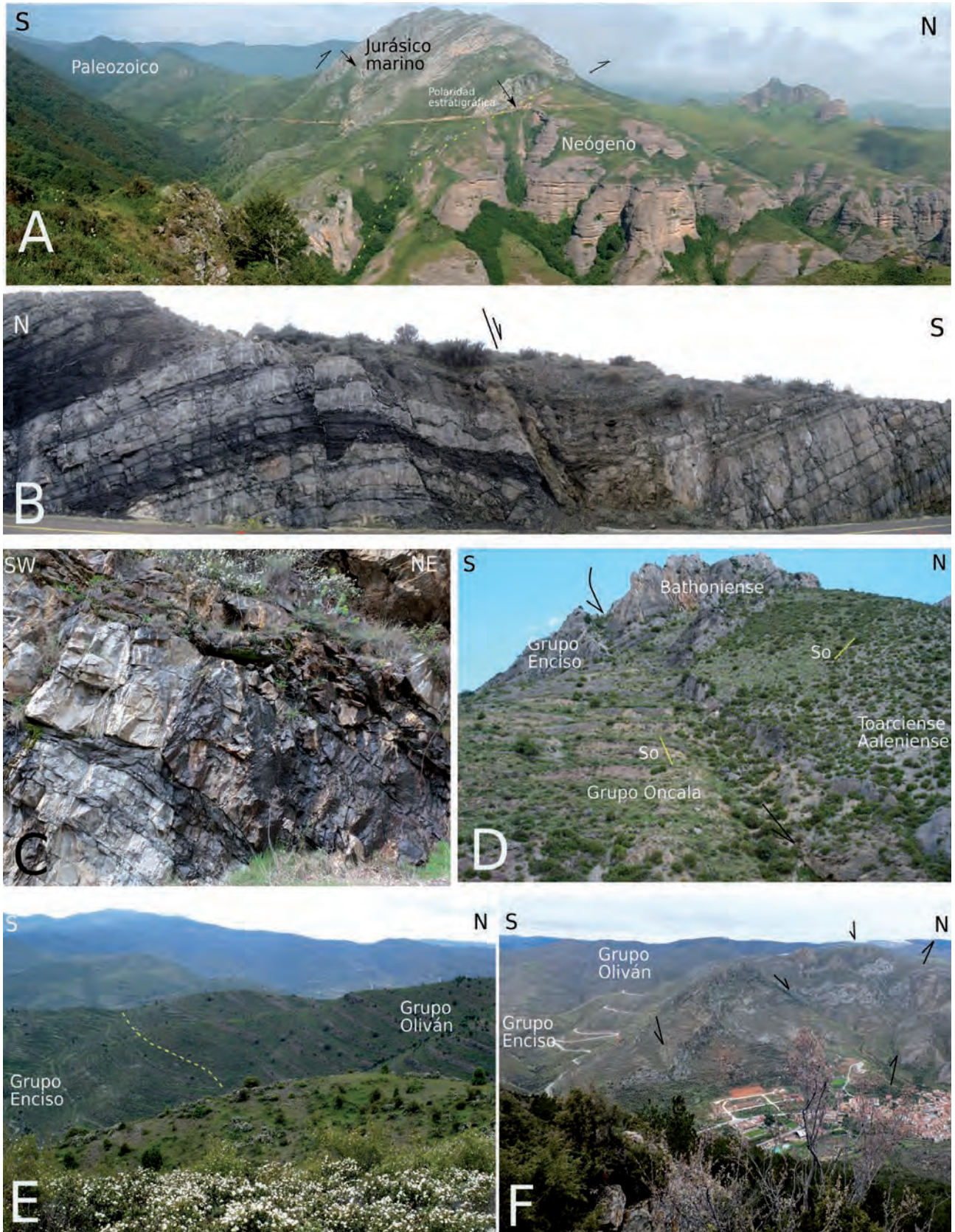


Fig. 5.- Aspectos de campo de la cuenca de Cameros y estructuras de inversión asociadas a la misma. A. Cabalgamiento de la Sierra de la Demanda próxima a su contacto con la Cuenca de Cameros (zona de Matute-Tobía). B. Falla normal de escala decamétrica en el Grupo Enciso entre Enciso y Yanguas (flanco sur del sinclinal norte de Cameros). C. *Boudinage* asociado a grietas de extensión rellenas de cuarzo en capas de arenisca del Grupo Urbión (flanco sur del sinclinal norte de Cameros, zona de Yanguas). D. Falla normal basculada (con aparente movimiento inverso) en el barranco de Préjano (sector oriental de Cameros). E. Flanco sur del sinclinal norte de Cameros al norte de Enciso. F. Estructura antiforme cortada por numerosas fallas normales en Arnedillo. A la izquierda pueden verse las capas buzando fuertemente hacia el sur del sinclinal norte de Cameros.

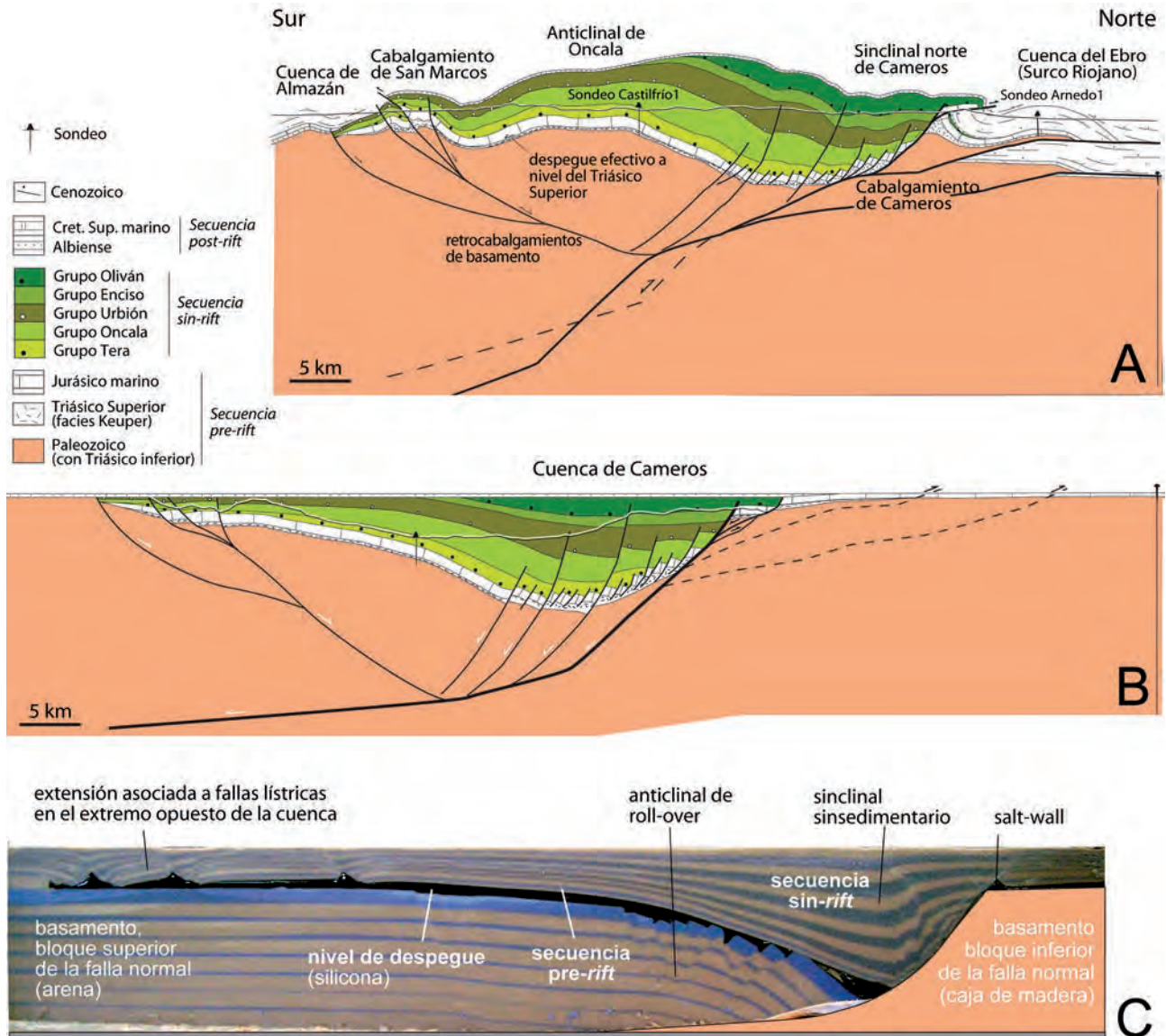


Fig. 6.- A. Corte geológico del sector oriental de Cameros en su estado actual. B. Corte restituído a la geometría de la cuenca cretácica, previa a la inversión temprana. C. Modelo análogo con nivel de despegue (para el que se utiliza silicona, ver detalles en Soto *et al.*, 2007 y Casas-Sainz *et al.*, 2009) entre el basamento y las secuencias *pre-rift* y *sin-rift* (representada por capas de arena de espesor variable).

compresivas y no hay coincidencia entre el antiguo margen de la cuenca cretácica y el frente de cabalgamiento. En el bloque superior aparecen (Figs. 3, 6A): 1) el nivel de despegue, con importantes acumulaciones locales de material salino en el sector central del cabalgamiento (sector de Clavijo), lo cual podría indicar la influencia de la tectónica diapírica en algunas zonas durante la etapa extensional (con formación de un *salt-wall*, probablemente en el bloque inferior de la falla normal); 2) sobre él, la secuencia *pre-rift*, es decir el Jurásico marino que aflora en buena parte del frente de cabalgamiento, especialmente en su sector occidental, aunque en el sector central el Jurásico solo aparece localmente, debido a la existencia de fallas normales heredadas que ponen en contacto la secuencia *sin-rift* con el Triásico; y 3) la secuencia *sin-rift* que aflora ampliamente hacia el sur definiendo el sinclinal norte de Cameros.

En el sector oriental, como ya se ha comentado, la superficie de cabalgamiento principal se divide en dos superficies imbricadas: la superior corresponde al antiguo margen de la cuenca cretácica, de modo que entre sus dos bloques se reconocen di-

ferencias de espesor de la serie *sin-rift* desde varios cientos de metros (bloque norte) a más de 4000 m (bloque sur). La superficie de cabalgamiento inferior es la que consume la mayor parte del acortamiento y presenta en su bloque superior, cabalgando sobre los materiales cenozoicos del Surco Riojano, una escama formada por rocas paleozoicas (cortadas en el sondeo Arnedo-1; Lanaja, 1987), una serie adelgazada del Triásico y Jurásico, y las unidades cenozoicas basales (R1 y R2; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997) plegadas con geometría anticlinal (anticlinal de Arnedo; Casas Sainz, 1993) (Fig. 6A). En general, en el sector oriental de la Cuenca de Cameros las estructuras que presenta el borde cabalgante son más variadas, desde zonas donde se reconoce toda la serie jurásica sobre la superficie del cabalgamiento aflorante (corte de Préjano; Casas *et al.*, 1995) hasta otras donde la parte alta de la secuencia *sin-rift* entra en contacto con la *pre-rift*, con fallas importantes entre ambas (Soria *et al.*, 1994) (Fig. 5D). Al contrario de lo que ocurre en el sector occidental, donde puede reconocerse de forma continua la secuencia *pre-rift* en el margen norte, en el sector oriental del

cabalgamiento se reconocen numerosas fallas normales, de salto hectométrico a kilométrico (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998) que rompen su continuidad (Figs. 5F y 6A).

El interior de la Cuenca de Cameros es relativamente pobre en macroestructuras, como ha sido reconocido desde Beuther (1966) y Tischer (1966). Las dos estructuras más importantes son el denominado sinclinal norte de Cameros o sinclinal de Arnedillo, que recorre buena parte de la mitad oriental de la cuenca (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998), y el sinclinal de Villavelayo, que separa los dos grandes afloramientos paleozoicos de la Sierra de la Demanda (Fig. 3). El sinclinal norte de Cameros es fuertemente asimétrico, con un flanco norte vertical y un flanco sur cuyos buzamientos varían desde 20 a 50° (moda de 25-30°), y cortado por fallas normales de escala hectométrica (Fig. 5B, E). Su traza cartográfica mimetiza el borde norte de la Sierra de Cameros, cambiando de dirección E-W a NNW-SSE en sus distintos segmentos. La diferencia de espesor de la serie entre sus dos flancos (4 a 1) permitió a Guiraud y Séguret (1984) caracterizarlo como sinsedimentario. Su desarrollo durante la etapa extensional también ha sido sugerido a partir de datos paleomagnéticos (Casas *et al.*, 2009; García-Lasanta *et al.*, 2017). Al sur aparece el anticlinal de Oncala, que recorre longitudinalmente la cuenca, con buzamientos bajos en sus flancos. Las migraciones de charnela existentes entre el sinclinal extensional y el compresivo (García-Lasanta *et al.*, 2017) apuntan hacia un despegue entre zócalo y cobertera también en la zona de culminación del anticlinal de Oncala. La otra gran estructura sinclinal que se reconoce en el macizo es el sinclinal de Villavelayo, localizado entre dos afloramientos paleozoicos que corresponden a sendos anticlinales resultantes en parte de la reactivación de pliegues variscos (Liesa y Casas, 1994). En este caso la dirección es prácticamente E-W, con una longitud de onda de 4-6 km. Finalmente, existen también fallas de escaso desplazamiento y direcciones N-S a NW-SE. Las más importantes se disponen en relevo con dirección NW-SE, definiendo, junto con el margen norte de la cuenca, un corredor de cizalla dextra en el sector más oriental de la misma (Casas *et al.*, 1992).

Entre las estructuras del borde sur de la cuenca destacan las fallas de San Leonardo (de dirección WNW-ESE y que puede seguirse a lo largo de unos 50 km) y San Marcos (longitud de 25 km en dirección ENE-WSW y reactivada en transpresión sinistral), resultantes de la inversión compresiva de una falla normal cretácica (Casas-Sainz *et al.*, 2000), o el sinclinal de la Sierra de Cabrejas, con origen compresivo pero localizado también sobre una falla reactivada (Fig. 3). Las fallas invertidas del borde sur de la cuenca presentan geometrías completamente distintas de las del margen norte, con estructuras en arpón o cuña (*harpoon structures*; Williams *et al.*, 1989) y fallas de atajo involucrando al basamento paleozoico (Guimerà *et al.*, 1995) (Fig. 5A).

Una cuestión importante y debatida es la posible existencia de una inversión temprana durante el Cretácico en la Cuenca de Cameros. Los datos geocronológicos y estructurales existentes apuntan claramente a una etapa de formación de foliación anterior al pico térmico de un metamorfismo de bajo grado, representado por la cristalización de cloritoide (Guiraud y Séguret, 1984; Gil Imaz, 2001), y cuya datación por K-Ar y Ar-Ar en illitas autigénicas ha proporcionado una edad de 100 Ma (Goldberg *et al.*, 1988; Casquet *et al.*, 1992). Estudios estructurales y paleomagnéticos en la Cuenca Vasco-

Cantábrica (Soto *et al.*, 2011) admiten también esa interpretación, de modo que sería un proceso que afectaría al norte de Iberia y su efecto iría siendo progresivamente menos marcado hacia el sur. Su explicación podría estar, como sugieren Soto *et al.* (2011), en el movimiento sinistro de Iberia en relación a Europa, durante el cual el paso de transtensión a transpresión dependería únicamente del movimiento relativo entre placas para direcciones constantes de las fallas.

Existen además condicionantes de zócalo que han controlado la génesis y evolución de la Cuenca de Cameros, al igual que ocurre en el resto de la Cordillera Ibérica. La propia geometría de los bordes de la Sierra de Cameros (y partes de la Demanda y el Moncayo), que no se corresponde con el clásico arco de los cabalgamientos de cobertera (utilizado a veces para inferir la dirección de transporte), sería indicativa de la existencia de fuertes condicionantes para la geometría de los límites de la cuenca y su posterior funcionamiento durante la compresión cenozoica, bien como cabalgamientos o bien como fallas inversas con una importante componente direccional. Una característica común a la Cuenca de Cameros y a otros sectores de la Cordillera Ibérica es que las direcciones de fractura dominantes que han ejercido un fuerte condicionante son precisamente la NW-SE (dirección Ibérica) y la NE-SW (dominante en el Sistema Central y la Cordillera Costera Catalana). Los tres segmentos más importantes de dirección NW-SE se sitúan en el extremo oriental de la Sierra de la Demanda (Casas-Sainz *et al.*, 2017) y en el sector oriental de la Sierra de Cameros; en este último los dos segmentos con dicha dirección están unidos por el segmento de dirección E-W que corresponde al borde de cuenca en el sector de Préjano. El caso de la falla o cabalgamiento de San Marcos, situada en el borde sur del macizo, sería resultado de un condicionante por parte de las fallas de dirección transversal NE-SW (Casas-Sainz y Maestro-González, 1996). La impronta de estas últimas en la historia extensional de la cuenca ha podido determinarse a partir de un análisis detallado de los perfiles sísmicos de reflexión (Casas *et al.*, 2009) y de indicadores cinemáticos como la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (Soto *et al.*, 2008; García-Lasanta *et al.*, 2014). Las fallas NE-SW (transversales), a pesar de ser menos conspicuas y no fácilmente detectables (Angulo y Muñoz-Jiménez, 2014), han marcado la evolución de los depocentros durante el Aptiense, mientras que las fallas mayores de dirección NW-SE han acomodado el plegamiento por *bending* del conjunto de la cobertera (Fig. 5B) que se refleja, por ejemplo, en el gran desarrollo de grietas de extensión en la parte central de la cuenca.

Estructuras de inversión en la cuenca cretácica del Maestrazgo

La cuenca cretácica del Maestrazgo es la segunda en importancia dentro de la Cuenca Ibérica, y conforma todo el sector suroriental de la misma. Estuvo, a su vez, muy compartimentada, distinguiéndose numerosas subcuencas (La Salzedella, Morella, El Perelló, Penyagolosa, Galve, Las Parras y Oliete; Fig. 2), cada una con un espesor y una serie sedimentaria particulares (*e.g.*, Salas *et al.*, 2001; Liesa *et al.*, 2018). Los límites entre estas subcuencas estuvieron definidos por estructuras extensionales mayores (Fig. 2), con dimensiones de decenas a centenares de kilómetros y orientaciones diversas (NW-SE, NE-SW y E-W a ENE-WSW) y con características a veces diferentes. En algu-

nos casos, se corresponden con grandes zonas de falla que definen un margen de cuenca en graderío (Liesa y Simón, 2004), es decir, una familia de fallas subparalelas y próximas entre sí (normalmente separadas menos de un centenar de metros) que normalmente tienen carácter lístrico (*e.g.*, margen norte de las subcuencas de Las Parras y Galve). Otras veces son grandes fallas subverticales, como la de Miravete (en este caso el margen oriental de la subcuenca de Galve). Las subcuencas, a su vez, estuvieron altamente compartimentadas por fallas menores de diversas orientaciones (Fig. 2; Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2004, 2006; Antolín-Tomás *et al.*, 2007; Navarrete *et al.*, 2013).

Esta variedad en la estructura extensional mesozoica, junto con el desarrollo posterior de las dos familias de estructuras compresivas cenozoicas (*ibéricas* y transversas) que son reflejo de distintas direcciones de transporte, hacen de este sector una zona clave para el estudio de los procesos de inversión tectónica. La complejidad de este proceso de inversión ha podido ser desentrañada en buena medida gracias al completo registro sedimentario que se encuentra en las cubetas sintectónicas cenozoicas que se extienden en la transición a la Cuenca del Ebro (*e.g.*, cubetas de Montalbán, Aliaga, Alloza, Berge, Aguaviva, Bordón; Figs. 1 y 11A). Los procesos de inversión tectónica han afectado tanto a las estructuras principales que delimitan las subcuencas como a las estructuras menores intra-cuenca. En las partes orien-

tales de la cuenca no se observan directamente las estructuras extensionales originales, aunque sí se reconocen deformaciones en la cobertera mesozoica relacionadas con su inversión (Guimerà y Álvaro, 1990); además, se sobreimpone la tectónica extensional neógeno-cuaternaria, dificultando aún más la observación y estudio de las estructuras de inversión. Por todo ello, los mejores ejemplos de inversión se reconocen en el margen norte y occidental de la Cuenca del Maestrazgo.

El margen norte de la cuenca ha sido completamente invertido, definiendo el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós (Guimerà, 1988; Guimerà y Álvaro, 1990), de dirección general E-W (Fig. 1). Esta directriz promedio es el resultado de la inversión de un margen extensional cretácico complejo que estuvo definido por la asociación de dos familias de fallas de direcciones NW-SE y NE-SW (Liesa *et al.*, 1996, 2000a,b; Liesa, 2000; Antolín-Tomás *et al.*, 2007). En su sector occidental (margen norte de la subcuenca de Las Parras) las fallas NW-SE se corresponden con la familia principal del sistema (*e.g.*, fallas de La Rambla y Utrillas), actuando las fallas NE-SW (*e.g.*, falla de Las Parras) como estructuras transversas que segmentaron la cuenca (Fig. 7). En su sector oriental (margen norte de las subcuencas de Morella y El Perelló) ocurre lo contrario: la familia de dirección NE-SW (fallas del Segre y La Llaberia) son las fallas maestras del sistema.

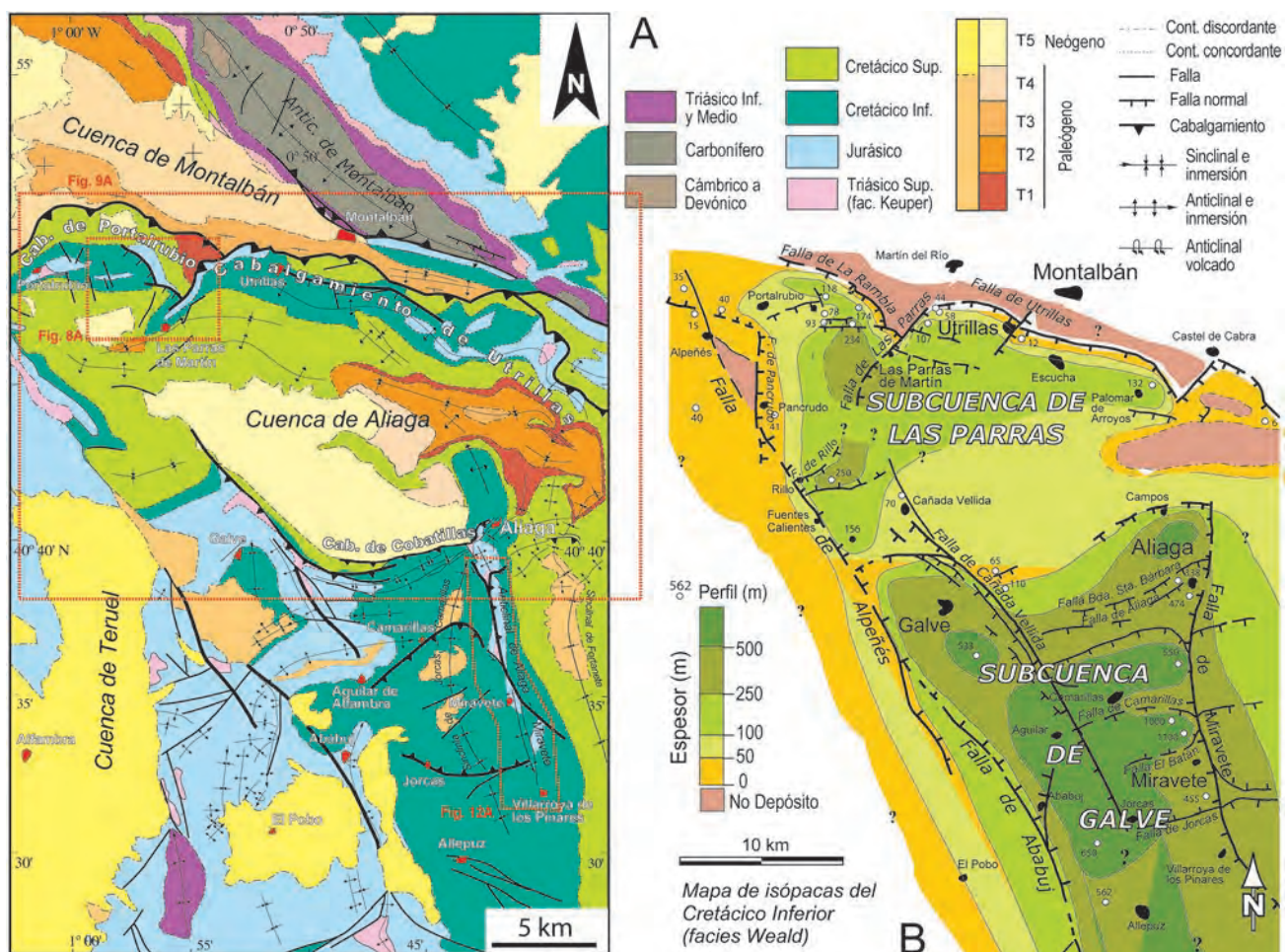


Fig. 7.- A. Mapa geológico del sector Villarroya de los Pinares-Montalbán (ver situación en Figura 1) con la localización de las figuras 8A, 9A y 10A. B. Mapa de isópachas del Cretácico Inferior en facies Weald (formaciones El Castellar, Camarillas y Artoles) con identificación de las subcuencas cretácicas de Las Parras y Galve y principales fallas activas (ver situación en Figura 2) (modificado de Soria, 1997). Nótese cómo buena parte de las estructuras compresivas son el resultado de la inversión de las fallas cretácicas.

Estructura de inversión en el sector occidental del margen norte

La estructura compresiva del sector occidental consiste básicamente en dos cabalgamientos principales, el cabalgamiento de Portalrubio, al oeste, y el cabalgamiento de Utrillas, al este, que acomodan la mayor parte del acortamiento (Fig. 9). La geometría y cinemática de estos cabalgamientos ha sido bien establecida por Casas *et al.* (2000), Liesa *et al.* (2000a, 2004) y Simón y Liesa (2011). Estas estructuras compresivas están estrechamente relacionadas con la inversión del margen norte de la subcuenca de Las Parras (Fig. 7). De hecho, las estructuras extensionales principales de este margen se sitúan en el bloque superior de dichos cabalgamientos, siendo la falla de La Rambla (en la lámina de Portalrubio) una de las que más espectacularmente aflora (Fig. 8A-C). Esta falla de dirección NW-SE representó un margen de cuenca durante buena parte del Cretácico Inferior, puesto que su bloque sur hundido tiene una serie bastante completa mientras que en su bloque norte la serie mesozoica está muy adelgazada y el Cretácico Inferior está prácticamente ausente (Soria, 1997; Peropadre, 2012; Peropadre *et al.*, 2008). Esta falla aparece fosilizada en su extremo noroeste (entorno de La Rambla de Martín) por la Formación Arenas de Utrillas, unidad cuya base representa la discontinuidad post-*rift* en el conjunto de la Cuenca Ibérica. Las unidades cretácicas de su bloque superior muestran asimismo un claro engrosamiento (geometría en cuña) hacia la falla (Liesa *et al.*, 1996; Soria, 1997; Peropadre *et al.*, 2008), que ha sido interpretado como consecuencia de una geometría listrica de la falla en profundidad (Liesa *et al.*, 2000a, 2004; Liesa y Simón, 2004). Las unidades jurásicas del bloque inferior fueron erosionadas durante la etapa sin-*rift*, de modo que las arenas de Utrillas (localmente el techo de la Formación Escucha infrayacente) se apoyan sobre el Jurásico Inferior (Formación Barahona) en el extremo sureste de la falla y sobre el Jurásico Superior (Formación Higuieruelas) en su extremo noroeste. Esta disposición ha sido interpretada como resultado de un basculamiento hacia el noroeste, probablemente ligado a la actuación de la falla transversa NE-SW de Las Parras que limita este bloque por el sureste.

La inversión de la falla de La Rambla para formar el cabalgamiento de Portalrubio probablemente se produjo durante la primera etapa de deformación compresiva, como lo sugiere la directriz ibérica de ambas estructuras y las de los pliegues asociados en la propia lámina de cabalgamiento. Representa un claro ejemplo de inversión en la que solo se reactiva el segmento inferior profundo de la falla extensional mientras que en la parte más superficial se forma un nuevo segmento que corta el bloque inferior de la falla normal (falla de atajo o *short cut*) (cortes 1-1' y 2-2' en Fig. 8B). Como resultado, el cabalgamiento así formado transporta pasivamente, además de la parte desgajada del bloque inferior, el segmento superior de la falla y la cuenca cretácica, y los superpone sobre los sedimentos cenozoicos de la Cuenca de Mon-

talbán. Esta geometría se infiere en la cartografía geológica a partir del paralelismo entre la falla normal cretácica y el cabalgamiento cenozoico, el cual se encuentra separado casi 3 km al noreste del anterior, y se visualiza claramente en corte geológico (Fig. 8A-C). En su extremo noroeste, la falla de La Rambla aparece solo levemente basculada, perdiendo algo del buzamiento original, y no ha sido invertida; en el extremo noroeste aún se conserva sobre la falla un ligero sinclinal de arrastre afectando a la serie post-*rift*. El basculamiento de la falla hay que relacionarlo con la posición que esta ha adquirido en el flanco norte del gran anticlinal de rampa de bloque superior asociado al cabalgamiento de Portalrubio. Otras fallas normales, sintéticas y antitéticas con la principal, también aparecen basculadas por este pliegue, de modo que en su flanco sur estas fallas ganan o pierden buzamiento, respectivamente (Fig. 8B). La geometría de las fallas y de las deformaciones asociadas, así como la serie sedimentaria involucrada, han llevado a interpretar que el despegue principal de las estructuras extensionales y contractivas es el mismo; en esta área se localiza a unos 4-5 km de profundidad, probablemente en materiales paleozoicos (Liesa *et al.*, 2000a, 2004; Liesa y Simón, 2004).

Hacia el sureste, en dirección a Las Parras de Martín, aunque la geometría del cabalgamiento es similar (incluyendo el *short cut*), la estructura de la lámina de cabalgamiento y la de la propia falla de La Rambla se complica (corte 1-1' en Fig. 9B). En la lámina de cabalgamiento afloran materiales paleógenos (unidad tectosedimentaria 1: UTS 1; Pérez, 1989) formando un amplio sinclinal con inmersión al sureste; hacia el sur estos materiales se llegan a disponer discordantes sobre capas verticales del Cretácico Superior (formaciones Mosqueruela y Barranco de los Degollados). El Paleógeno, como veremos, está cabalgado por la lámina de Utrillas. Hacia el sur, el resto de las unidades jurásicas y triásicas del bloque inferior de la falla de La Rambla tienen polaridad norte y, como la propia falla, están verticalizadas. En concreto, las arcillas y yesos del Keuper verticales del bloque norte están en contacto con distintas unidades del Cretácico Inferior que siguen mostrando la característica geometría en cuña abierta hacia la falla y, en la parte superior, con la Formación Utrillas. Esta relación geométrica debe explicarse según un proceso complejo que implica una mayor grado de deformación en la lámina de cabalgamiento y un cierto desacoplamiento de los bloques inferior y superior de la falla. En este proceso tendría lugar, primero, el aumento de buzamiento de la serie del bloque inferior, probablemente asociado al flanco norte del anticlinal de bloque superior del cabalgamiento, mientras que la serie cretácica del bloque inferior permanecía relativamente inalterada. Posteriormente se produce una extrusión del bloque inferior a favor de un despegue más superficial (las arcillas y yesos del Keuper) que verticaliza aún más el bloque inferior y acaba superponiendo los materiales triásicos del bloque norte sobre la parte baja de la serie post-*rift* del bloque sur. Esta geometría puede caracterizarse como una inversión tec-

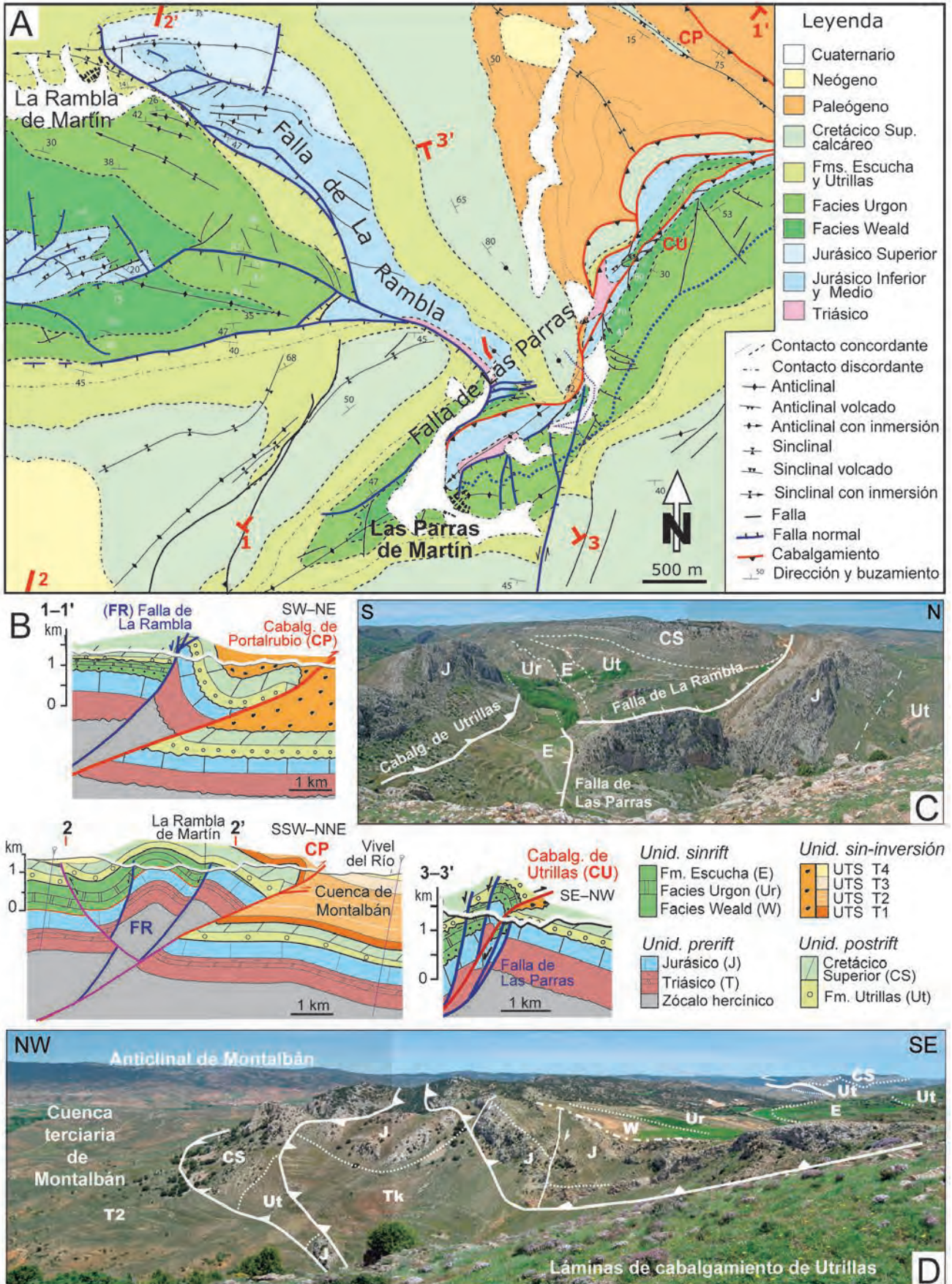


Fig. 8.- El margen norte de la Cuenca del Maestrazgo en su sector occidental (subcuenca de Las Parras) y las estructuras de inversión. A. Mapa geológico de detalle (ver situación en Figura 7). B. Cortes geológicos (ver situación en A). C. Vista panorámica de las fallas cretácicas de La Rambla y Las Parras y del cabalgamiento cenozoico de Utrillas. D. Detalle de las tres láminas de cabalgamiento de Utrillas, en su extremo occidental. (A-B, modificado de Liesa y Simón, 2004).

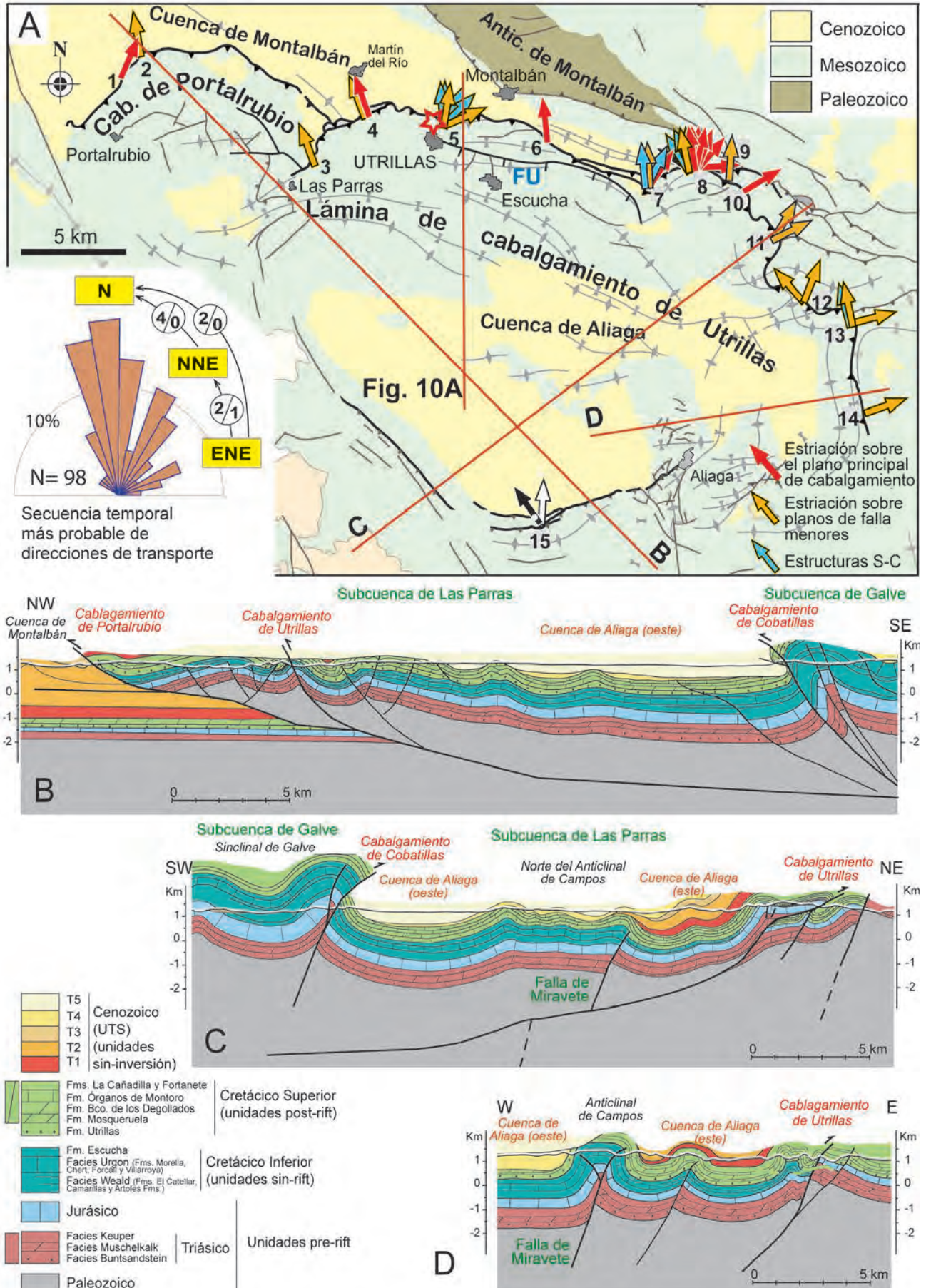


Fig. 9.- A. Cartografía general de la lámina de Utrillas e indicadores cinemáticos con la localización de los principales cortes geológicos. B-D. Cortés geológicos (ver situación en A). Modificada de Simón y Liesa (2011).

tónica (desde el punto de vista cinemático-evolutivo) que no llega a producir inversión estructural ya que el bloque relativamente hundido durante la extensión y el acortamiento fue siempre el mismo, el bloque sur.

El cabalgamiento de Utrillas es una estructura cuya traza tiene más de 30 km de continuidad que muestra en superficie una geometría general arqueada (Fig. 7A). Esta geometría está relacionada con la inversión de fallas cretácicas de distintas direcciones (Fig. 7B). En su extremo oeste, al norte de Las Parras de Martín, el cabalgamiento se dispone con directriz NE-SW y representa la inversión de una falla cretácica (falla de Las Parras; Soria, 1997) de igual dirección (Liesa *et al.*, 2000a, 2004; Liesa y Simón, 2004; Simón y Liesa, 2011). En su sector central, el más largo, el cabalgamiento tiene una orientación general ENE-WSW y representa la inversión de la falla cretácica de Utrillas (Soria, 1997; Casas *et al.*, 2000; Simón y Liesa, 2011). Peor conocida es la estructura de inversión de la parte oriental, donde el cabalgamiento adquiere una orientación general NW-SE a NNW-SSE y donde la lámina de cabalgamiento presenta buenos ejemplos de superposición de plegamiento (Simón, 1980, 2004; Simón y Liesa, 2011) que afectan incluso a la propia superficie de cabalgamiento. Simón y Liesa (2011), a partir de las familias de estrías observadas sobre el plano principal y de fábricas S-C asociadas con él, han inferido la cinemática de este cabalgamiento en numerosos afloramientos a lo largo de su traza (Fig. 9A). Dentro de esta cinemática compleja, con distintas direcciones de transporte, destacan dos etapas principales: una primera con transporte al NE a NNE y otra posterior hacia el NNW a N. La deformación interna de la lámina de cabalgamiento también presenta dos directrices de plegamiento superpuestas que se correlacionan con esas etapas de transporte/acortamiento (Simón y Liesa, 2011). La compleja evolución de los campos de esfuerzos explica por qué se reactivaron e invirtieron estructuras de muy diferente orientación.

En su extremo occidental, como ya se ha dicho, el cabalgamiento de Utrillas reactiva la falla de Las Parras y se superpone sobre la lámina del cabalgamiento de Portalrubio (Figs. 8 y 9A,B). La estructura de inversión en este punto es relativamente sencilla a pesar de la relativa complejidad que tuvo la falla NE-SW de Las Parras (corte 3-3' en Fig. 8B). La estructura cretácica fue un margen de cuenca con bloques fallados y basculados en graderío formado por 3-4 planos de falla subparalelos y relativamente próximos (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2000a, 2004). Durante la etapa compresiva se produjo únicamente la inversión de una de las fallas intermedias, de modo que la más externa ha quedado cobijada bajo el plano de cabalgamiento. Esta falla se puede reconocer en las proximidades del cauce del río Las Parras, donde pone en contacto los depósitos *sin-rift* cretácicos con los *pre-rift* triásicos-jurásicos (Fig. 8C). En el bloque superior del cabalgamiento también se observan fallas más internas del margen que, manteniendo su salto normal, han sido basculadas pasivamente. Unos pocos centenares de metros hacia el noreste, el cabalgamiento de Utrillas muestra en su frente una estructura algo más compleja, en

la que se reconocen tres pequeñas láminas imbricadas que se entroncan muy superficialmente en las arcillas y yesos del Keuper, y que en conjunto cabalgan sobre los materiales cenozoicos del sinclinal NW-SE de la lámina de Portalrubio (Fig. 8A,D). Liesa *et al.* (1996) y Soria (1997) observaron en cada lámina una serie sedimentaria algo distinta, reconociendo una disposición en *onlap* de las unidades del Cretácico Inferior. En este punto se produce la inversión de varias de las fallas del margen en graderío, quizás facilitado por 1) el moderado buzamiento (25-30°) de los sedimentos cenozoicos del bloque inferior frente a la disposición subvertical que presentaban las unidades carbonatadas del Cretácico Superior, y 2) por el hecho de que las estructuras extensionales menores tengan un despegue más superficial, en las arcillas y yesos triásicos del Keuper (Liesa *et al.*, 1996).

En su sector central, el cabalgamiento de Utrillas es el resultado de la inversión de la falla normal de Utrillas, de dirección WNW-ESE. En este caso, la falla normal mesozoica transcurre aproximadamente paralela al cabalgamiento, a 2-3 km del mismo en su bloque superior, y está despegada en materiales paleozoicos (Fig. 9A). Este patrón de afloramiento es característico de segmentos superficiales de fallas transportadas en la lámina de cabalgamiento una vez que se reactiva su segmento inferior y se desarrolla una falla de atajo (interpretación ya recogida en el corte geológico de Casas *et al.*, 2000; Fig. 10A). La superficie de cabalgamiento muestra bajo buzamiento hacia el sur, con geometría de rampa en los dos bloques. El desplazamiento horizontal es de unos 6 km (Simón y Liesa, 2011), mayor que el desplazamiento extensional, de modo que los materiales de la subcuenca cretácica de La Parras y de la secuencia jurásica *pre-rift* cabalgan sobre el relleno cenozoico de la Cuenca de Montalbán. Hacia el sur el cabalgamiento se enraíza en los materiales paleozoicos, donde pasa a rellano a una profundidad de 3-4 km. En este punto, es probable que la falla de atajo se nucleara aprovechando el nivel de despegue de las arcillas y yesos triásicos del Keuper, como así sugiere el hecho de que este cabalgamiento siga dichos materiales en buena parte de su recorrido. Hacia arriba el cabalgamiento se divide en varias superficies, como puede observarse en la panorámica del río Mena, al norte de Utrillas (Fig. 10B). En esta zona, las unidades carbonatadas del Cretácico Superior, con pliegues vergentes al norte, están superpuestas varias veces sobre los conglomerados (UTS 3) de la Cuenca de Montalbán. Los niveles de conglomerados más altos recubren en *onlap* el frente de cabalgamiento inferior, para ser nuevamente cabalgados por el Cretácico Superior afectado por un anticlinal recumbente de bloque superior. Esta relación evidencia una secuencia de cabalgamientos de bloque superior (Liesa *et al.*, 2004).

Una estructura de inversión algo diferente se observa al pie del Cabezo de Onzil, al sur de Montalbán (punto 6 en Fig. 9A). Se puede describir como un pliegue vergente al norte con el flanco frontal ligeramente invertido, en el que se reconocen varios planos de cabalgamiento con buzamiento de 50-60° S que lo desplazan unas decenas de metros. El plano de cabalgamiento, en su segmento inferior, parece corresponderse con la reactivación e inversión de una falla normal pre-

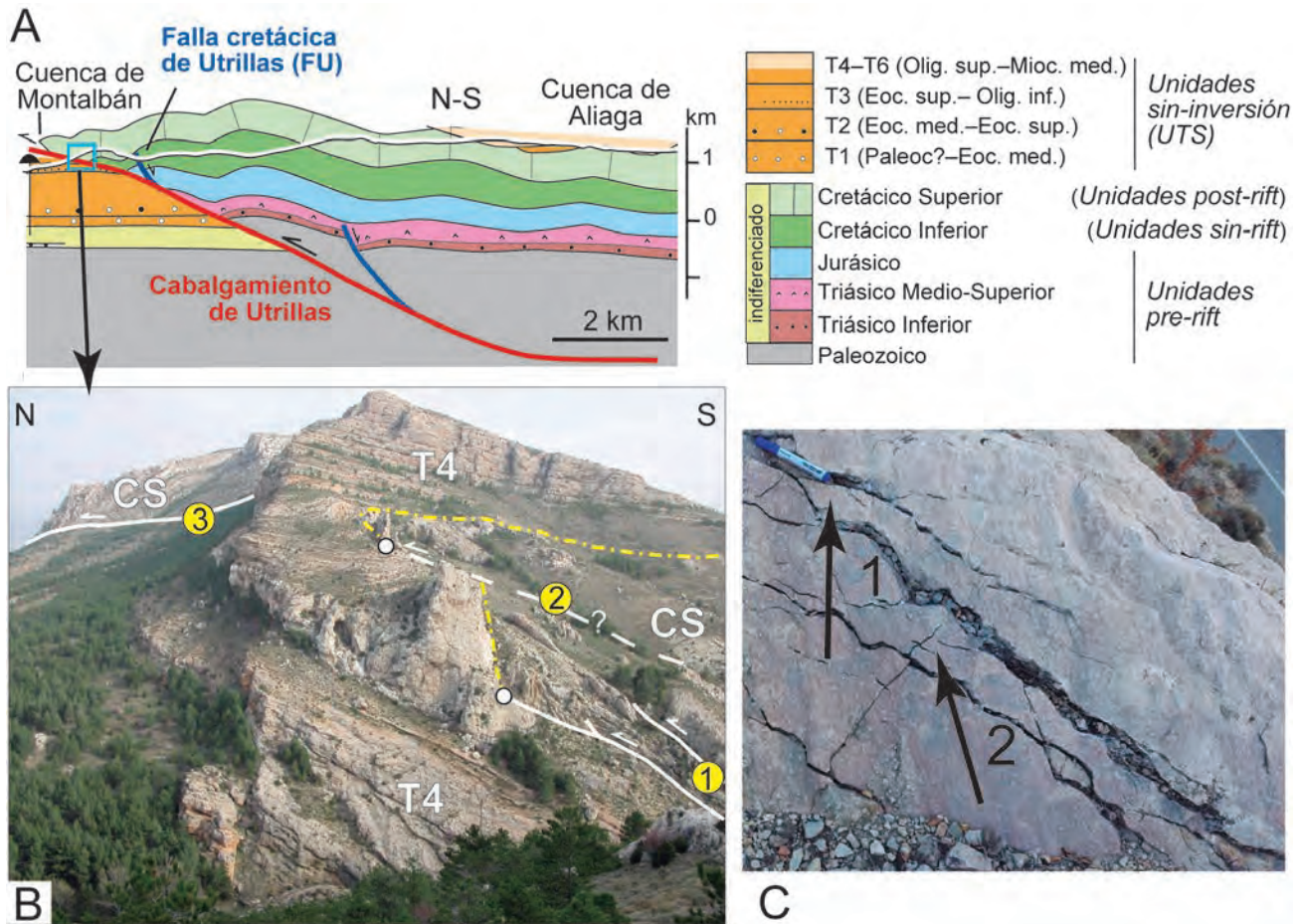


Fig. 10.- El cabalgamiento de Utrillas en la localidad de Utrillas. A. Corte geológico N-S por las proximidades de Utrillas (modificado de Casas *et al.*, 2000; ver situación en Figura 9A). B. Panorámica del frente de cabalgamiento en el corte del río Mena en Utrillas (modificado de Liesa *et al.*, 2004) (CS, Cretácico Superior; T4, UTS T4; punto negro, punto de terminación del cabalgamiento). C. Detalle del plano de cabalgamiento inferior (1) con dos familias de estrías que indican una secuencia de transporte hacia el NNE y NNW a N.

via, como así lo sugiere el abanico de capas abierto hacia el sur que describe la serie del Cretácico Inferior. Inmediatamente al sur de este punto se reconocen numerosas fallas normales que producen cambios de espesor significativos en la Formación Escucha (techo de la secuencia sin-rift) y parecen representar de nuevo un margen de cuenca en graderío.

Estructura de inversión en el sector centro-oriental del margen norte

A diferencia del sector occidental descrito, donde la mayor parte del desplazamiento inverso se acomoda prácticamente en una sola lámina cabalgante (Portalrubio al oeste, Utrillas al este), en el sector centro-oriental la deformación contractiva se halla más distribuida (Fig. 11A). La estructura consiste en una banda de pliegues y cabalgamientos de unos 20–25 km de anchura (dentro del cinturón de Portalrubio-Vandellós), con una traza sinuosa en la que alternan segmentos de directriz NE-SW (Ejulve-Alcorisa y Beceite) y NW-SE (Calanda-Fuentespalda). Están despegadas en los niveles triásicos incompetentes (lutitas y evaporitas del Muschelkalk medio y Keuper), si bien hacia el sur el cabalgamiento basal pasa a involucrar el zócalo, siguiendo una rampa que Nebot y Guimerà (2016a,b) consideran de bajo ángulo y prolongan hasta una profundidad de al menos 7,5 km (Fig. 11B). En la parte frontal las estructuras son

muy apretadas, con longitudes de onda de solo centenares de metros en muchos casos. En contraste con este estilo de *piel fina*, la manifestación en superficie del cabalgamiento de zócalo es, según Nebot y Guimerà (2016a), la zona elevada que se extiende al sur, con pliegues laxos de gran longitud de onda. El límite entre ambos dominios sería el suave monoclinial de Calders y, más al oeste, el monoclinial más abrupto que forma el borde meridional de la cubeta cenozoica de Bordón. La deformación total acumulada en este conjunto de estructuras se estima que supone un desplazamiento horizontal hacia el norte de 11–13 km y un salto vertical de 0,8–1,2 km (González *et al.*, 1998; Nebot y Guimerà, 2016b).

Estas estructuras contractivas representan la inversión de dos de las grandes sub-cuencas cretácicas del Maestrazgo, limitadas por fallas normales de orientaciones preferentes E-W a NE-SW: la subcuenca de La Salzedella, situada en una posición más interior y controlada por la zona de falla del Turmell (Salas y Guimerà, 1996), y la de Morella, situada al norte y controlada por las fallas del Segre y Herbers (zona de falla de Castellote-Herbers de Nebot y Guimerà, 2016a,b) (Fig. 11C). Se trata de dos semigrabens contiguos en cada uno de los cuales el espesor de los materiales sin-rift aumenta hacia el norte, hacia las fallas normales que los limitan (Nebot y Guimerà, 2016b). No obstante, visto en su conjunto todo este sector norte de la

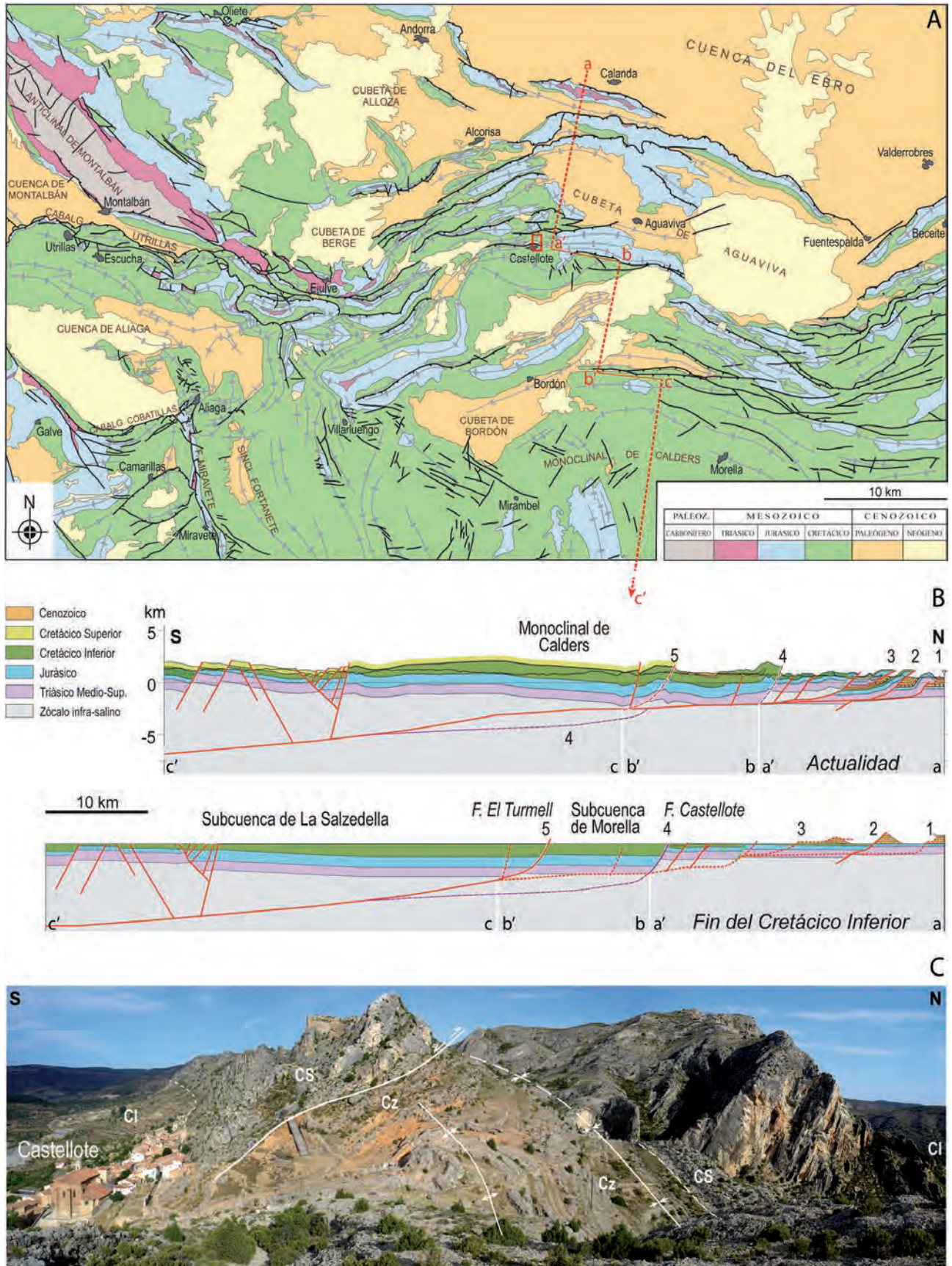


Fig. 11.- A. Mapa geológico del sector central del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós; a-a', b-b', c-c': situación del corte ilustrado en B. B. Corte geológico sintético y corte restituído a través del sector central del cinturón (adaptado de Nebot y Guimerà, 2016b); 1, 2, 3 (cabalgamientos del sur de Calanda), 4 (falla de Castellote), 5 (zona de falla del Turmell): principales fallas cretácicas invertidas en el Cenozoico. C. Panorámica del sinclinorio y cabalgamiento de la Atalaya de Castellote, producto de la inversión de la falla cretácica de Castellote (C1, Cretácico Inferior; CS, Cretácico Superior; Cz, Cenozoico).

Cuenca del Maestrazgo, el espesor total de Jurásico y Cretácico disminuye ostensiblemente desde las zonas más internas (>3000 m) a las externas, al norte de la falla de Herbers-Castellote (<500 m). El cinturón frontal de pliegues y cabalgamientos afecta a esta porción de cobertera más delgada, y representa la inversión de múltiples fallas normales cretácicas (Garrocha, Castellote, Seno, Herbers) en el borde o en el interior de la subcuenca de Morella, mientras que la rampa de zócalo situada más al sur se enraíza en la zona de falla del Turmell (Fig. 11B; Nebot y Guimerà, 2016a,b). No obstante, algunos de los segmentos superiores de las fallas normales no se invirtieron apenas, sino que fueron transportados pasivamente hacia el norte sobre la falla basal, nucleando en todo caso algunos de los anticlinales.

Las direcciones de transporte durante el proceso de inversión, al igual que ocurría en el sector de Utrillas-Portalrubio, no son uniformes. Nebot y Guimerà (2016b) interpretan una dirección NNE-SSW común para todo el sistema, perpendicular a la traza del monoclinial de Calders y a otras estructuras en el sector central del cinturón. Sin embargo, los indicadores cinemáticos observados y analizados por Liesa (1999), directamente sobre superficies de cabalgamiento o en su entorno inmediato, señalan dos direcciones de transporte sucesivas, primero hacia NNE y luego hacia NNW.

El margen occidental: la subcuenca de Galve

En el margen oeste de la cuenca cretácica del Maestrazgo destaca, tanto por su variedad estructural como por la cantidad y calidad de información que proporciona, la subcuenca de Galve (Fig. 7). En relación con las fallas extensionales que la controlan se dan algunos de los ejemplos más singulares de inversión polifásica inducida por las sucesivas etapas compresivas alpinas.

La estructura del sector de Galve-Aliaga-Miravete se caracteriza por un sistema de grandes pliegues de dirección NNW-SSE a los que se superponen pliegues y cabalgamientos orientados ENE-WSW. Los pliegues norteados más importantes son el anticlinal de Aliaga-Miravete y dos amplios sinclinales que lo flanquean al oeste (sinclinal de Jorcas-Camarillas) y al este (sinclinal de Fortanete) (Fig. 7A). El anticlinal de Aliaga-Miravete muestra su núcleo cortado longitudinalmente por un cabalgamiento de alto ángulo que separa sus dos flancos y hace desaparecer, entre Aliaga y Miravete, la charnela del mismo (Simón *et al.*, 1998) (Fig. 12A). La estructura se ve complicada además por otras fallas menores que fragmentan dichos flancos (sobre todo el flanco occidental) y compartimentan su núcleo. Las estructuras de directriz ENE-WSW se concentran en una banda en las proximidades de Aliaga, donde se reconoce el cabalgamiento de Cobatillas y, al este del mismo, un denso haz de pliegues (Fig. 7A). Más al sur aparecen algunas otras más espaciadas superpuestas al sinclinal de Camarillas.

Las relaciones geométricas entre ambas familias de estructuras y sus relaciones tectosedimentarias con los materiales cenozoicos indican que las estructuras compresivas ENE-WSW son claramente posteriores a las de dirección NNW-SSE (Simón, 1980, 2004, 2005; Simón *et al.*, 1998; Liesa *et al.*, 2004; Liesa, 2011a). La cuenca cenozoica de Aliaga se extiende

al oeste, norte y este de esta localidad; funcionó como cuenca de *piggy-back* transportada sobre la lámina cabalgante de Utrillas, y contiene un registro muy completo de la historia compresiva de la zona (Fig. 9C-D). El análisis tectosedimentario (González y Guimerà, 1993) ha permitido diferenciar un conjunto de unidades (T1 a T6) que abarcan todo el Paleógeno y el inicio del Neógeno (Fig. 7A). Los pliegues NNW-SSE se desarrollaron mientras se depositaban las unidades T2 a T4 (Eoceno medio-Oligoceno Superior), mientras que los de dirección ENE-WSW lo hacen en un periodo de tiempo más corto, tardío o posterior respecto a T5 (Mioceno inferior; Simón, 2004).

Estas dos direcciones de estructuras contractivas calcan las que tenían las fallas extensionales cretácicas (Fig. 7B). Dentro de la compleja evolución de los campos de esfuerzos alpinos que hemos señalado anteriormente, cada familia de fallas extensionales resulta más favorable para su reactivación en unas etapas compresivas que en otras, lo que hace que la inversión no haya sido un proceso lineal sino complejo y con cinemática cambiante.

El margen este de la subcuenca coincide con el actual núcleo del anticlinal de Aliaga-Miravete (Fig. 12B), a lo largo del cual el cabalgamiento de alto ángulo que lo corta representa la porción superior de una antigua falla cretácica NNW-SSE. Cerca de su extremo meridional, al sureste de Miravete, la deformación extensional se halla distribuida en un sistema de fallas normales de alto buzamiento que ha sufrido un grado de inversión variado (Fig. 12B). La falla más oriental, que representó el límite de sedimentación para la Formación El Castellar (Hauteriviense), ha recuperado, sin embargo, todo el salto extensional y muestra un salto inverso de orden decamétrico para el techo de esta formación. Las otras fallas no están invertidas, conservando en la actualidad su salto estratigráfico normal y produciendo un incremento rápido hacia el oeste del espesor de la Formación El Castellar hasta alcanzar unos 200 m (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2006). Su elevado buzamiento y la consiguiente imposibilidad para ser reactivadas como inversas produjo un efecto de *buttressing*, que se manifiesta en una densa foliación subparalela a los planos de falla (Liesa *et al.*, 2004). La actividad de la falla de Miravete continúa en el tiempo y determina el mayor espesor de otras unidades del Cretácico Inferior en su bloque oeste hundido; así, el de la Formación Camarillas es tres veces mayor en el flanco occidental del anticlinal de Miravete que en el oriental.

Más hacia el norte, entre Miravete y Aliaga, la estructura aparece en superficie como una falla inversa de gran ángulo con buzamiento E (opuesto al original) (Fig. 12C). No hay por tanto propiamente inversión estructural: el bloque hundido (oeste) sigue siendo el mismo de la falla normal cretácica, y su aspecto de falla inversa proviene solo del cambio experimentado en su sentido de buzamiento. Se ha interpretado que esa superficie de rotura visible corresponde a una porción superior de la falla extensional, rotada pasivamente en el flanco frontal del anticlinal de bloque superior (anticlinal de Campos; Fig. 9D); este estaría asociado a la inversión positiva de la falla en profundidad, y a su probable propagación en una falla de atajo que no llega a aflorar (Simón *et al.*, 1998). Las relaciones tectosedimentarias en ambos flancos

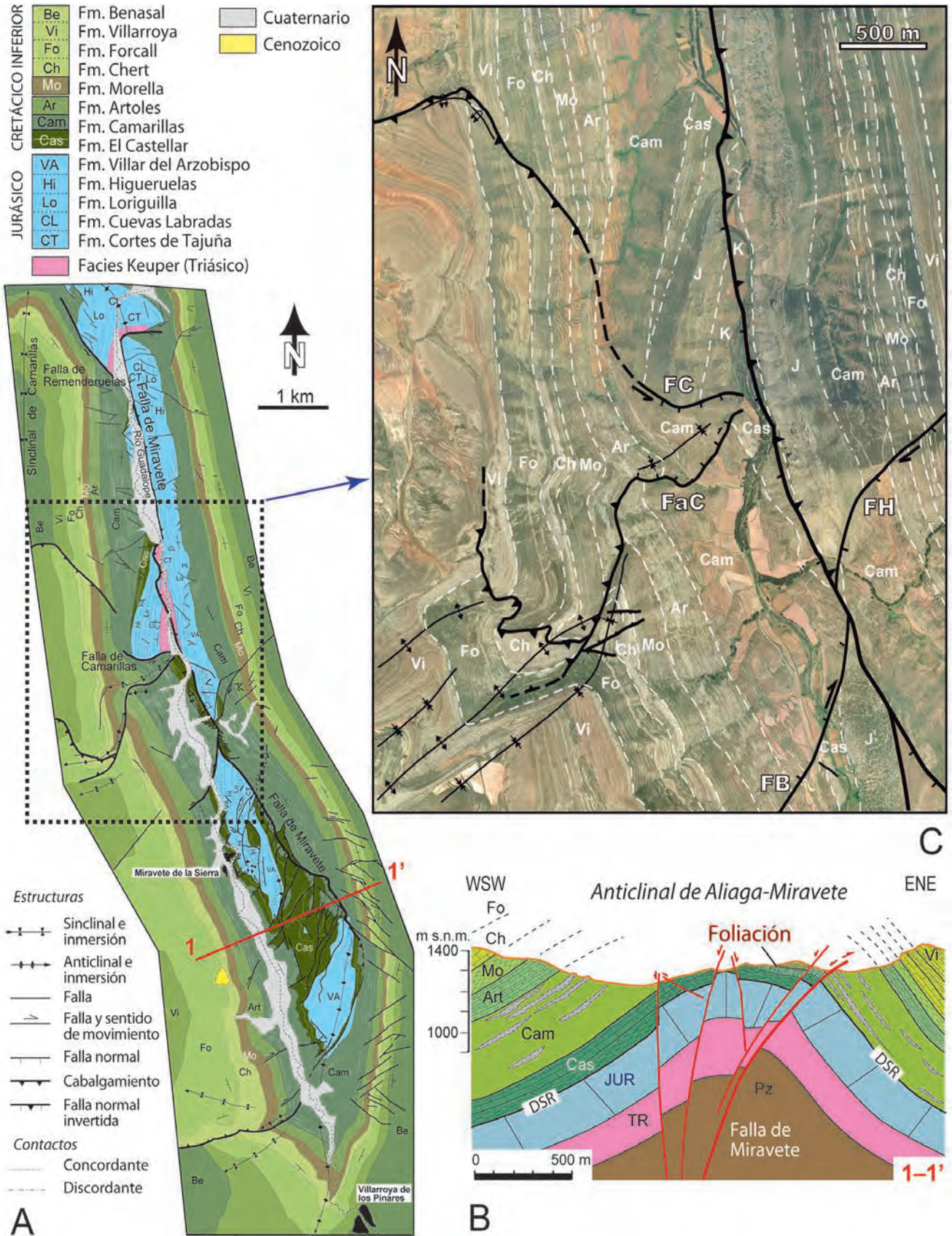


Fig. 12.- Estructura e inversión de la falla de alto buzamiento de Miravete (margen oriental de la subcuenca de Las Parras) en su parte central y sur, que da lugar al anticlinal y cabalgamiento de Aliaga-Miravete. A. Cartografía de detalle (ver situación en Fig. 7A). B. Corte geológico en el extremo sur de la falla (ver situación en A). C. Ortoimagen e interpretación del sector central del anticlinal de Aliaga-Miravete, donde se puede observar la falla cretácica ENE-WSW de Camarillas, los pliegues y cabalgamientos asociados con su inversión durante el Cenozoico, y la inversión tectónica sin inversión estructural de la falla NNW-SSE de Miravete.

del anticlinal NNW-SSE de Aliaga indican que este pliegue encofrado se formó en dos etapas (Fig. 9D): en primer lugar su flanco oriental (durante buena parte del Paleógeno, contemporáneo de las unidades T2 y T3), y posteriormente el occidental (tránsito T4-T5) (González y Guimerà, 1993). Todo ello puede explicarse mediante un modelo evolutivo en dos estadios (Simón *et al.*, 1998; Liesa *et al.*, 2004): 1) reactivación con componente inversa del segmento inferior de la falla, propagación parcial de un plano nuevo de rotura, formación de un monoclinal con vergencia E y rotación pasiva del segmento superior; y 2) una vez ese segmento superior hubo adquirido un buzamiento adecuado (con sentido contrario al que tenía en el Cretácico), reactivación inversa del mismo con vergencia W, sin inversión estructural, y formación del flanco oeste del anticlinal. Ambos episodios ocurren bajo una compresión en torno a NE-SW (campo compresivo *Ibérico*), aunque no puede descartarse que el primero de ellos empezase ya bajo la compresión *Bética* temprana (WNW-ESE), pudiendo deducirse que en tal caso la estructura habría tenido una cinemática transpresiva de componente sinistral.

La estructura del que fue margen norte de la subcuenca de Galve está definida por el cabalgamiento de Cobatillas, de orientación E-W en su mitad oriental y que hacia el oeste (Galve) cambia a NW-SE (Fig. 7A). Esta estructura cabalgante resulta de la inversión de las fallas de Aliaga (E-W) y Cañada Vellida (NW-SE) que definían ese margen en el Cretácico Inferior (Guimerà y Salas, 1996). Esto queda patente si comparamos la serie del Cretácico Inferior al norte de la estructura, con espesor muy reducido y ausencia de la primera unidad *sin-rift* (Formación El Castellar), y al sur, donde el espesor total se triplica (Soria, 1997) (Fig. 9B,C). Esta inversión se produce esencialmente bajo la compresión tardía que representan los campos *Bético* (NNW-SSE) y *Tardi-Pirenaico* (NNE-SSW), al menos en el segmento E-W de Aliaga, de orientación muy favorable para su reactivación.

Finalmente, existen también ejemplos de inversión tectónica de fallas intra-cuenca de la misma orientación E-W a ENE-WSW, favorable a su reactivación también bajo esa compresión tardía. Buenos ejemplos son la falla de Jorcas y la falla de Camarillas (Fig. 7A). La actuación sinsedimentaria de la segunda queda patente por los cambios de potencia que provoca en las formaciones El Castellar y Camarillas (Navarrete *et al.*, 2013). El bloque inferior muestra: 1) una discordancia local en sus proximidades, con ausencia de la Formación El Castellar; y 2) una geometría en cuña muy patente para ambas formaciones, con un espesor que aumenta hacia el norte hasta alcanzar 800 m en las proximidades de la falla de Remenderuelas situada al norte. La reactivación compresiva provoca efectos notables en la falla de Camarillas y en su antitética (Fig. 12C): 1) una inversión de la misma que se manifiesta en un cabalgamiento de vergencia norte que afecta a materiales cenozoicos (Fig. 7A); y 2) otro cabalgamiento con vergencia sur, al que se asocia un espectacular anticlinal de bloque superior con geometría en caja, y que asimismo se habría nucleado en la misma falla normal.

En síntesis, dos familias de fallas articulan la subcuenca cretácica de Galve (Soria, 1997; Soria *et al.*, 1998; Liesa *et al.*, 2000b, 2006): fallas NNW-SSE de alto buzamiento que delimitan la estructura general en *graben*, probablemente heredadas de la estructuración tardi-varisca, y fallas ENE-WSW lítricas neoformadas que lo compartimentan (Fig. 7B). Su distinta orientación hizo que las primeras fueran invertidas durante la compresión *Ibérica* (NE-SW a ENE-WSW, Eoceno-Oligoceno), mientras que las segundas lo hicieran bajo la compresión tardía (*Bética*, NNW-SSE, y *Tardi-Pirenaica*, NNE-SSW).

La inversión de las cuencas pérmicas y triásicas

Las cuencas pérmicas y triásicas representan, tanto por su geometría como por su localización, un caso bastante particular y diferenciado de los otros descritos para la Cordillera Ibérica. El Pérmico se localiza especialmente en el sector de Atienza, en relación con la falla de Somolinos que define el límite entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central (Fig. 1), donde la combinación de relleno volcánico y sedimentario alcanza más de 1000 m de espesor (García-Lasanta, 2015 y referencias allí incluidas). Esta situación de fuerte subsidencia y combinación de rellenos volcánicos y sedimentarios es también característica de las cuencas pérmicas pirenaicas (Cantarelli *et al.*, 2013). Durante el Triásico las áreas subsidentes se amplían pero, al menos durante el Triásico Inferior, los depocentros están muy localizados y los cambios de espesor, así como los límites entre áreas de sedimentación y no sedimentación, son considerablemente bruscos (Arche y López-Gómez, 1996; Sopena y Sánchez-Moya, 1997; De Vicente *et al.*, 2009). En general, la sedimentación se hace más extensiva hacia techo del Triásico, abarcando prácticamente toda la Cuenca Ibérica, con excepción de algunas áreas que solo serán cubiertas por el mar durante el Jurásico (ver apartado correspondiente a la Cuenca de Cameros).

La geometría de las cuencas pérmicas es difícil de definir, aunque, por analogía con regiones vecinas y teniendo en cuenta los rápidos cambios de espesor, las potencias acumuladas y los altos gradientes geotérmicos, tienden a considerarse como formadas en ambientes transtensivos o de desgarramiento puro (*e.g.*, Cantarelli *et al.*, 2013). En el caso de la Rama Castellana, la estructura más importante en este sentido es la falla de Somolinos, que tendrá una importancia capital durante toda la evolución mesozoica y cenozoica de la cadena (De Vicente *et al.*, 2009). Para la sedimentación del Triásico Inferior en este sector (facies Buntsandstein) las fallas de dirección *ibérica* o NW-SE han jugado el papel más relevante (Arche y López-Gómez, 1996), aunque las estructuras transversales (de dirección NE-SW) también limitan depocentros y áreas subsidentes (Sopena y Sánchez-Moya, 1997). Durante la inversión cenozoica, el rejuego como fallas inversas (muy moderado en comparación con el descrito para las cuencas cretácicas) ha dado lugar en algunos casos a estructuras en arpon (cuando el depocentro se sitúa próximo a la falla), mientras las zonas centrales (zonas de charnela de los pliegues) se han deformado dando lugar a anticlinales asimétricos cuyo trazado está condicionado

precisamente por la orientación de las fallas previas (García-Lasanta *et al.*, 2015). En cualquier caso, la escasa deformación e inversión (nunca llegan a superarse los saltos de las fallas normales en la Rama Castellana) permite reconstruir de forma fidedigna la geometría original de la cuenca. La prolongación de una de estas grandes fallas NW-SE en el Sector Levantino (falla de Molina-Teruel-Espadán) configura en el Triásico Inferior-Medio un semigraben con depocentro al sur, en la actual Sierra de Espadán; en él se deposita una secuencia sin-*rift* representada principalmente por la Formación Eslida y con un espesor próximo a los 700 m (Arche y López-Gómez, 1996, 1999). No hay evidencia de una inversión estructural de dicha falla durante el Cenozoico, pero la génesis del anticlinorio de Espadán en su bloque superior, con vergencia poco definida y un importante desarrollo de foliación (Simón, 1982; Gual *et al.*, 2012), sí sugiere un proceso de *buttressing* vinculado a la misma.

En el caso de la Rama Aragonesa, la inversión cenozoica ha determinado en algunos casos (*e.g.*, sector del anticlinal de Montalbán; Casas *et al.*, 2000) el plegamiento conjunto de la cuenca triásica y las pizarras carboníferas sobre las que se apoya; las fallas normales heredadas no tendrían un papel especial, excepto quizá en la localización de las charnelas de los sinclinales asimétricos. En el sector del Moncayo (Gil Imaz, 2001) los depósitos del Triásico Inferior también quedan en la zona de culminación de los anticlinales, coincidiendo posiblemente con las zonas de máxima potencia (varios cientos de metros). Finalmente, en la Sierra de la Demanda, la falla que limita por el norte el sinclinal de Villavelayo (Colchen, 1974; Román-Berdiel *et al.*, 2018) también puede corresponder a una falla normal con buzamiento hacia el sur y funcionamiento durante el Triásico, cuya reactivación durante la compresión cenozoica fue probablemente inhibida por el plegamiento temprano y la consiguiente rotación de eje horizontal que giró el plano de falla hasta la vertical e incluso hasta un buzamiento en sentido contrario.

A partir de la oblicuidad entre la dirección de extensión dominante y las fallas maestras que conformaron su geometría, las cuencas triásicas de la Cordillera Ibérica han sido interpretadas como formadas bajo un régimen transtensivo (De Vicente *et al.*, 2009; García-Lasanta *et al.*, 2015), probablemente más ligado al margen del Tetis que a la evolución del margen atlántico (García-Lasanta *et al.*, 2018). La dirección principal de extensión durante el Triásico, obtenida a partir de diferentes tipos de indicadores (Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética y orientación de fallas sin-sedimentarias; De Vicente *et al.*, 2009; García-Lasanta *et al.*, 2015) es NE-SW a ENE-WSW (en coordenadas actuales; para determinar su orientación en términos absolutos o en relación a Eurasia habría que tener en cuenta la rotación antihoraria de Iberia), con una extensión secundaria en dirección perpendicular. Durante la compresión cenozoica, los campos compresivos orientados entre NNW-SSE y NNE-SSW hicieron rejuglar las fallas principales (WNW-ESE) como transpresivas dexas, facilitando de esta manera la inversión parcial (frente a la total de la Cuenca de Cameros, situada más al norte) de las cuencas triásicas.

Discusión

La inversión positiva de estructuras extensionales y el estilo de las estructuras contractivas resultantes depende de factores diversos, aunque interrelacionados entre sí. Algunos de ellos tienen que ver con lo que podríamos llamar *arquitectura reológica* o *estratigrafía mecánica* de los materiales durante la deformación: 1) el espesor y profundidad del nivel de despegue basal de las estructuras, tanto en la extensión como en la contracción; 2) la existencia o no de niveles de despegue más someros y de su número, espesor y profundidad; 3) el espesor relativo y reología de las secuencias pre-, sin- y post-*rift* y sin-inversión; y 4) las condiciones bajo las que se produce la deformación (presión, temperatura, presión de fluidos, velocidad de deformación...). Otros factores se relacionan con los propios mecanismos geodinámicos de deformación y sus cambios en el tiempo, destacando entre otros las orientaciones y velocidades de extensión/acortamiento, regímenes de deformación, o existencia de *doming*. Estos factores, junto con la herencia estructural de etapas anteriores, controlan inicialmente el desarrollo de las estructuras extensionales, determinando su orientación, geometría y distribución espacial. Posteriormente, la interrelación positiva o negativa de varios de ellos es lo que determinará la posibilidad de que durante la etapa contractiva se reactiven o no las fallas normales, así como el estilo de la propia estructura de inversión resultante. A continuación nos centraremos en el papel que han jugado algunos de estos factores en la evolución de la Cordillera Ibérica.

El papel del nivel de despegue principal (basal) y su profundidad

Los ejemplos de inversión descritos en la Cordillera Ibérica muestran un amplia casuística en cuanto a los niveles de despegue implicados durante la deformación extensional y contractiva y su profundidad. En casi todos los casos se interpreta la existencia de un nivel de despegue principal localizado normalmente en la serie paleozoica o, en su caso, precámbrica que ha sido activo tanto durante la etapa extensional como en la inversión. Ahora bien, a partir de las reconstrucciones geométricas realizadas en corte geológico, la profundidad a la que se ha situado dicho nivel en los distintos sectores de la cadena es sensiblemente diferente. Así, el despegue principal se ha localizado a 8–10 km en el sector nororiental de la cordillera (Cameros y Demanda; Casas Sainz, 1992; Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998) y en el Maestrazgo oriental (Roca y Guimerà, 1992), es decir, en las zonas depocentrales del Cretácico. Esa profundidad, sin embargo, se reduce a 4–6 km en la parte centro-occidental del Maestrazgo (Casas *et al.*, 2000; Liesa *et al.*, 2000a; Simón y Liesa, 2011).

Esta diferencia de profundidad es un factor de control de primer orden de las dimensiones de las estructuras generadas durante la extensión y de su reparto espacial y, en consecuencia, de las estructuras contractivas resultantes. Donde el despegue principal es muy profundo y por tanto la serie pre-cinematográfica es muy gruesa, como en Cameros

oriental, las estructuras extensionales tienden a ser también de mayores dimensiones, afectan a áreas más extensas y están más espaciadas. Estas grandes estructuras tienen asociadas otras secundarias en sus proximidades, como es el caso de fallas normales antitéticas desarrolladas en anticlinales de *rollover* (Gibbs, 1984), pero dichas fallas suelen ser de menor entidad y están controladas por la cinemática de la estructura principal. Durante el periodo contractivo se reactivan las estructuras principales, probablemente debido a que en ambos casos comparten el despegue basal, de modo que también controlan la deformación y cinemática en su área de influencia durante la inversión. Como resultado, la inversión de la estructura principal determina el alzamiento general de la cuenca, que sufre una inversión completa con poca o escasa deformación interna. En el caso de Cameros, el gran monoclinial (*rollover*) extensional mantiene prácticamente intacta su disposición en gran parte de la cuenca, de modo que las mayores deformaciones contractivas (desplazamiento hacia el norte el eje del sinclinal) se concentran en las proximidades de la falla extensional. En el caso del Maestrazgo centro-oriental, la inversión da lugar a un extenso monoclinial relacionado con la rampa principal y al sur de ella, si excluimos la deformación extensional neógeno-cuaternaria desarrollada en la parte oriental, se mantiene una estructura bastante tabular en amplios sectores donde solo destacan pliegues laxos de gran radio.

Por el contrario, cuando el despegue principal se localiza en zonas más superficiales, como en el margen norte y oeste de la Cuenca del Maestrazgo y quizás en Cameros occidental, la serie pre-cinemática es menos potente y las estructuras extensionales que se forman son de menores dimensiones y con menor espaciado que en el caso anterior. En consecuencia, se produce una mayor compartimentación interna en las cuencas y subcuencas (Fig. 2). En estas zonas, durante la etapa contractiva se produce la reactivación de gran parte de las estructuras extensionales previas, de modo que la inversión está bastante bien distribuida por toda la región. Las estructuras de margen de cuenca se invierten, recuperando todo el salto extensional (inversión total), a veces con el desarrollo de fallas de atajo (cabalgamientos de Utrillas o Portalrubio). Las fallas intra-cuenca, en cambio, tienen inversiones por lo general más moderadas y dan lugar al desarrollo de apretados anticlinales de propagación en la cobertera, en los que la propia falla puede invertirse o plegarse y mostrar cambios de vergencia. Las zonas entre fallas se caracterizan por sinclinales amplios y más laxos. Este tipo de inversión ha sido reconocido en el margen occidental del Maestrazgo, tanto en las fallas NNW-SSE subverticales (Miravete, Ababuj, o El Pobo) como en las fallas listricas ENE-WSW (falla de Camarillas) que controlaron la subcuenca cretácica de Galve. Estas últimas favorecen la nucleación de estructuras compresivas en niveles de despegue más superficiales dentro de la secuencia *sin-rift*.

Este control que ejerce la profundidad del nivel de despegue principal determina el estilo de las estructuras de inversión y el grado en que está involucrado el zócalo en ellas. En casos de niveles de despegue profundos, se pro-

duce la inversión de grandes fallas aisladas, haciendo que la cuenca extensional sufra un alzamiento general y la lámina de cabalgamiento tenga una deformación interna reducida a escala macroestructural. En contraposición, niveles de despegue someros (aunque incluyan parte del basamento) producen la reactivación e inversión de las fallas de una manera más distribuida. El tránsito desde el sector tabular del Maestrazgo a los pliegues y cabalgamientos apretados en el centro del cinturón de Portalrubio-Vandellós, a través del laxo monoclinial de Calders, ilustra bien este cambio de estilo estructural. Estos estilos de inversión se podrían relacionar con los conceptos de tectónica de piel gruesa (*thick skin*) y fina (*thin skin*), respectivamente. Ahora bien, el primero de ellos, aunque involucra al basamento, está típicamente definido por cabalgamientos de bajo ángulo; por ello, puede ser categorizado mejor dentro del concepto de *basement-involved thin-skinned tectonics* de Pffner (2006).

La existencia de niveles de despegue más superficiales

En numerosos de los ejemplos descritos, y en el conjunto de la Cordillera Ibérica, además del despegue basal se ha reconocido regionalmente un despegue más superficial en las arcillas y yesos del Triásico. Este nivel se sitúa en el Triásico Superior (Facies Keuper) en el conjunto de la cadena (e.g., Álvaro *et al.*, 1979; Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Capote *et al.*, 2002; Rodríguez-López *et al.*, 2007), pero llega a abarcar hasta el Triásico Medio (facies Muschelkalk) en su parte centro-oriental (Guimerà, 1988; Guimerà y Álvaro, 1990). Localmente se han descrito asimismo otros niveles de despegue más superficiales, especialmente en los materiales incompetentes del Cretácico Inferior (Viallard, 1973; Simón, 1980; Liesa *et al.*, 2000a).

La importancia de este despegue triásico en relación con las macroestructuras parece ser mayor durante la inversión cenozoica que durante la etapa extensional cretácica. Durante la extensión cretácica, este nivel de despegue ocupó en muchos casos zonas muy superficiales, dando como resultado que las estructuras extensionales despegadas fueran de menor escala, de unos cientos de metros a unos pocos kilómetros, y saltos también más moderados (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 1996, 2004, 2006). Jugó, sin embargo, un papel principal en la distribución de la deformación en la cobertera pre-*rift* superior (Jurásico), facilitando el desarrollo en ella de una densa red de fracturas, especialmente visible en las unidades carbonatadas jurásicas (Liesa, 2000, 2011b; Antolín-Tomás *et al.*, 2007; Liesa *et al.*, 2018), y la nucleación de una gran número de fallas sincrónicas con las primeras secuencias *sin-rift* cretácicas (Liesa *et al.*, 1996, 2006). Su papel fue más decisivo en las partes externas de la cuenca cretácica y en las cercanías de las grandes fallas de basamento, donde fue muy común el desarrollo de fallas en abanico (*splay faults*) despegadas en este nivel para definir un margen de cuenca en graderío. En el caso de Cameros, el nivel de despegue del Triásico Superior jugó un papel muy relevante 1) facilitando el reparto de la deformación y el adelgazamiento, por arrastre, de la parte alta de la secuencia pre-*rift* (Jurásico Inferior y

Medio) en la zona adosada al plano de falla principal, así como el desarrollo de *salt walls* en el margen sur pasivo y 2) favoreciendo la geometría general sinclinal del relleno sin-rift en esta típica estructura de *semigraben*.

Durante la etapa contractiva, en cambio, este nivel de despegue somero desempeñó un importante papel, especialmente en las partes externas del orógeno, donde canalizó superficialmente el acortamiento de la cadena y dio lugar a la inversión de las fallas de las cuencas más marginales y al desarrollo de típicos cabalgamientos de cobertura como el de Oliete (Cortés y Casas, 1996; Casas *et al.*, 1997; Cortés *et al.*, 1999). Su papel fue también de especial relevancia en numerosas fallas principales que se horizontalizan en el basamento. Por un lado, este nivel de despegue superficial fue el utilizado para formar las fallas de atajo, lo que explicaría que en el frente de la mayoría de los cabalgamientos principales de la cadena (Camerós, Utrillas, Portalrubio, Castellote-Calanda...) este nivel de despegue se apoye sobre los depósitos sinorogénicos de las cuencas cenozoicas. También pudo facilitar la deformación interna de las láminas de cabalgamiento y, en el entorno de fallas de alto buzamiento, nuclear estructuras menores que resuelven problemas locales de espacio (*e.g.*, sector sureste del cabalgamiento de Portalrubio, sectores centro y norte de la falla de Miravete). Además, facilitó que las *splay faults* despegadas en este nivel superficial fueran invertidas formando sistemas imbricados de cabalgamientos (*e.g.*, parte occidental del cabalgamiento de Utrillas, cabalgamientos del sur de Calanda).

La influencia de la orientación y geometría de las fallas

La orientación de las fallas respecto a la dirección de compresión ha sido considerado como un factor determinante para definir si una estructura extensional previa puede o no ser reactivada durante la etapa contractiva (*e.g.*, Sibson, 1985; Bonini *et al.*, 2012; Di Domenica *et al.*, 2014). En la Cordillera Ibérica, especialmente en sus sectores central y oriental, se ha mostrado cómo el proceso de inversión se ha producido en fallas de muy variada dirección (NW-SE, N-S, NE-SW y E-W) y geometría (lítricas, de alto buzamiento). En el caso estudiado, la dirección de las fallas no parece ser un factor relevante que determine si va a sufrir o no inversión, aunque sí va a determinar su cinemática. Puesto que durante la etapa compresiva cenozoica la región estuvo sometida a distintos campos de esfuerzos compresivos con direcciones de σ_1 también muy variadas (NE-SW, NNE-SSW a N-S y NW-SE a NNW-SSE) (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2007, 2009), todas las estructuras extensionales, en un momento dado, han estado orientadas favorablemente para ser reactivadas, de modo que su inversión se ha hecho efectiva. La dirección ha determinado, sin embargo, que la reactivación pueda producirse en regímenes inversos más o menos puros o transpresivos y la historia de reactivaciones compleja que muestra cada estructura concreta. Así, se han descrito muchos cabalgamientos con indicadores cinemáticos (familias de estrías y fábricas S-C) que evidencian más de una etapa de movimiento (Liesa, 1999; Capote *et al.*, 2002; Simón y

Liesa, 2011; Casas-Sainz *et al.*, 2018). Las direcciones de transporte inferidas a partir de dichos indicadores y sus cronologías relativas son compatibles tanto con las direcciones de compresión y su evolución temporal como con las familias de pliegues desarrolladas a escala macroestructural (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002).

En la Cordillera Ibérica se constata que la geometría en profundidad de la falla es muy relevante porque ha controlado el tipo de inversión que han sufrido y la geometría de la deformación resultante, así como el desarrollo de otras estructuras (fallas menores, pliegues, foliación...). Muchas de las fallas invertidas tenían una geometría lítrica y, en menor medida, un alto buzamiento. Las fallas lítricas, con un segmento superior de alto buzamiento (*e.g.*, falla de La Rambla; Fig. 8A,B), han sido normalmente reactivadas solo en su segmento inferior, de menor buzamiento, formándose un nuevo segmento más tendido (falla de atajo) en la parte superior. Esto hace que la falla de margen, y las fallas menores sintéticas y antitéticas con la principal, sean transportadas y rotadas pasivamente en la lámina de cabalgamiento.

Las fallas de muy alto buzamiento o subverticales son, por norma general, más difíciles de reactivar, salvo en condiciones de transpresión. Normalmente son zonas de deformación heredadas de la etapa de desgarres tardi-variscos (Álvaro *et al.*, 1979), que durante las etapas extensionales mesozoicas se reactivaron y propagaron hacia la superficie formando márgenes de cuenca en graderío (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2006). Durante la etapa contractiva, estas fallas (*e.g.*, falla de Miravete; Fig. 12) comúnmente han nucleado anticlinales que durante la deformación han adquirido una geometría en caja bastante apretada, con flancos subverticales, que contrasta con la geometría suave y laxa de los sinclinales adyacentes. La actividad previa extensional de estas estructuras hace que la serie sedimentaria sin-rift sea, a veces, marcadamente diferente en los dos flancos del pliegue (Liesa *et al.*, 2004). Es también característico que estos pliegues muestren en su núcleo la falla normal previa con un grado de reactivación y una vergencia que varían mucho a lo largo de su traza (*e.g.*, falla de Miravete), desarrollándose: 1) estructuras en arpón donde la falla ha perdido buzamiento hasta poder ser reactivada como inversa; 2) inversión tectónica sin inversión estructural cuando la falla se reactiva tras plegarse y adquirir un buzamiento contrario; y 3) *butressing* temprano que da lugar al desarrollo de foliación en la secuencia sin-rift. Este último caso es el que, a mayor escala, se habría producido también en la Sierra de Espadán (Gual *et al.*, 2012). Donde la secuencia sin-rift cretácica fue mucho menos potente (como en la parte central de la Rama Castellana), estas zonas de deformación de alto buzamiento fueron reactivadas con una componente fundamentalmente de desgarre y dieron lugar al desarrollo de importantes estructuras transpresivas (Rodríguez-Pascua *et al.*, 1994; De Vicente *et al.*, 2009). Se desarrollaron corredores de fallas de desgarre que acabaron afectando a la secuencia post-rift (Cretácico Superior) y también a los depósitos cenozoicos sin-orogénicos en escalones compresivos (*restraining bends*), como en las cuencas de Zaorejas y Piqueras.

Una propuesta de clasificación de las estructuras de inversión

Los ejemplos descritos en la Cordillera Ibérica, y también los recogidos en muchos trabajos previos sobre inversión (e.g., Williams *et al.*, 1989; McClay y Buchanan, 1992; Scisciani *et al.*, 2002; Scisciani, 2009), muestran una gran variedad de estructuras que se producen durante la inversión tectónica positiva. La Figura 13 trata de sistematizar su tipología y los factores condicionantes principales: tipo y magnitud de la inversión (moderada, completa o sin inversión estructural) y estilo de deformación general (reactivación de la falla extensional, neoformación de estructuras frágiles, *buttressing* local o deformación distribuida regionalmente). Para cada tipo se muestra la geometría resultante, el nombre que usualmente se le asigna y los principales ejemplos en la Cordillera Ibérica. Debido a la moderada deformación contractiva experimentada por esta región intraplaca y su limitada actividad térmica, no se han reconocido inversiones con un aplas-

tamiento significativo asociado, con dos únicas excepciones: la inversión temprana de la Cuenca de Cameros y el anticlinorio de la Sierra de Espadán, en los extremos NW y SE, respectivamente, de la cordillera. En estos casos, la reología particular (alto gradiente térmico) probablemente facilitó el desarrollo de una foliación de *flexural flow* o *layer-parallel shortening* en las proximidades de las fallas (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Gil Imaz, 2001; Gual *et al.*, 2012). En esta propuesta tampoco están recogidos algunos casos concretos de inversión como en el que el sistema de cabalgamientos corta a las fallas de alto ángulo (e.g., corte C de la Figura 9 donde se ha interpretado que el cabalgamiento de Utrillas corta y desplaza el extremo norte la falla de zócalo subvertical de Miravete).

Conclusiones

El estudio de las estructuras de inversión tectónica positiva en la Cordillera Ibérica permite concluir que:

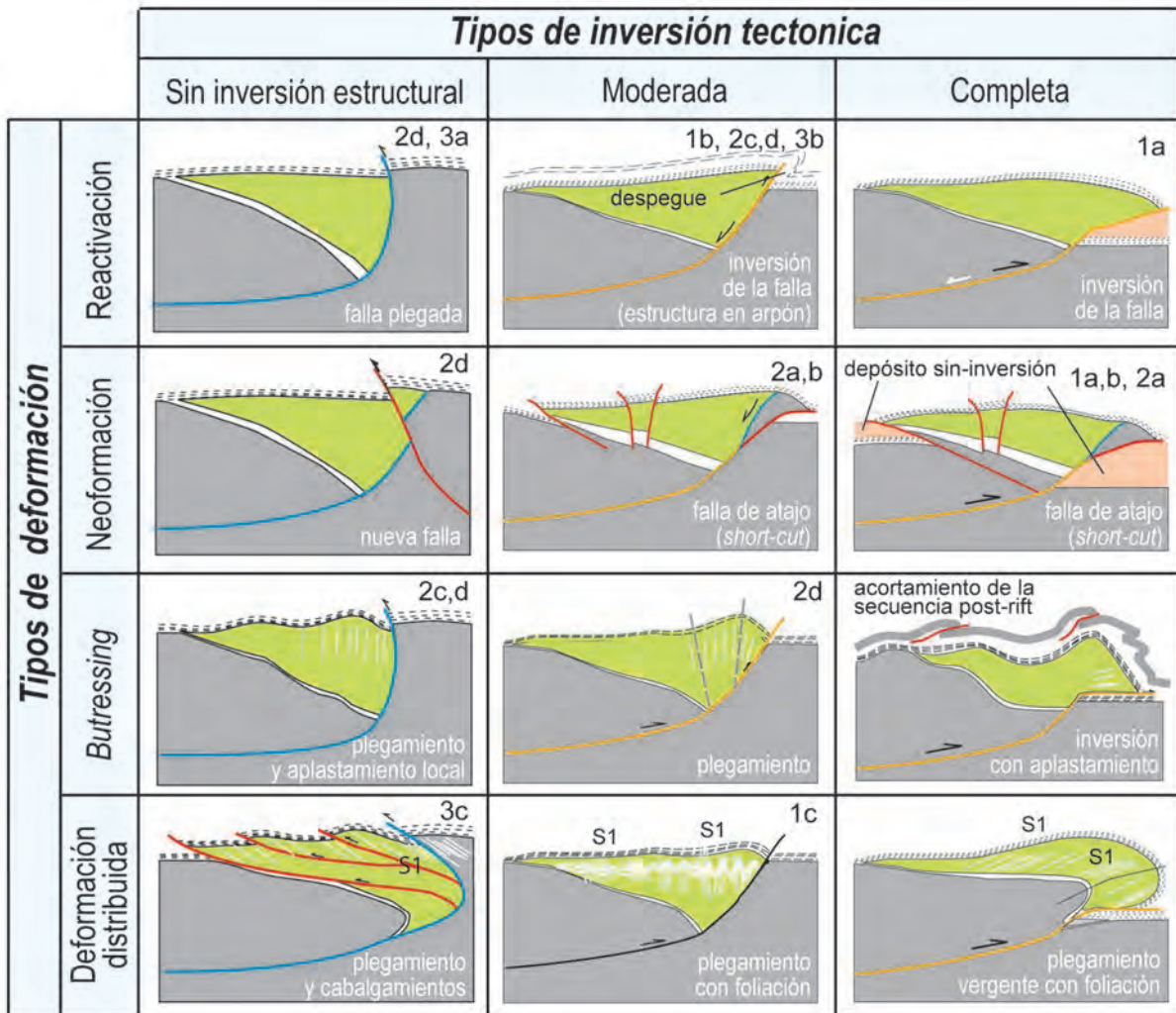


Fig. 13.- Tipología de estructuras asociadas a la inversión tectónica positiva en la Cordillera Ibérica. Clave: 1–Cuenca cretácica de Cameros (a–sector oriental, b–sector occidental, c–inversión temprana); 2–Cuenca cretácica del Maestrazgo (a–Maestrazgo norte, sector occidental (subc. Las Parras), b– Maestrazgo norte, sector centro-oriental (subc. Morella), c–Maestrazgo centro (subc. La Salzedella), d–Maestrazgo oeste (subc. Galve); 3–Cuencas pérmicas y triásicas (a–Rama Aragonesa-Sierra del Moncayo, b–Rama Castellana, c–Sierra de Espadán). Línea naranja, falla normal invertida; línea azul, falla normal no invertida; línea roja, nuevo cabalgamiento; líneas blancas (S1), desarrollo de foliación.

1) La inversión de las cuencas extensionales cretácicas ha controlado en buena parte la estructuración compresiva de la cadena, dando lugar al desarrollo de cabalgamientos principales, como el de Cameros-Demanda y el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós, y de cuencas cenozoicas intramontañosas (Almazán, Calatayud-Montalbán, Aliaga).

2) Existe una gran variedad de estructuras de inversión que han sido clasificadas según el tipo de inversión tectónica (moderada, completa o sin inversión estructural) y los tipos de deformación preferentes (reactivación, neoformación, *buttressing* o deformación distribuida).

3) Las variedades de estructuras de inversión es resultado de la diferente geometría y orientación de las fallas extensionales previas, de la variación regional (en profundidad y número) de los niveles de despegue involucrados, y del heterogéneo desarrollo de la etapa compresiva cenozoica, debido a la distinta posición que cada uno de los sectores de la cadena tenía en relación con los dos márgenes de placa activos (Pirineos y Béticas).

4) La orientación de las fallas extensionales no es un factor determinante, especialmente en los sectores central y oriental, de cara a posibilitar o no que la inversión se produzca. La existencia de distintas direcciones de compresión ha permitido que estructuras de orientaciones muy variadas hayan podido reactivarse en un momento u otro de la evolución cenozoica.

5) La profundidad del despegue basal ha controlado la geometría general durante la inversión. En las partes centrales de las cuencas cretácicas principales (Camos y Maestrazgo) el despegue se sitúa a mayor profundidad, produciendo un desplazamiento solidario de la lámina con poca deformación interna (tectónica de inversión de *piel gruesa*; más propiamente *basement-involved thin-skinned tectonics*). Hacia los márgenes de las cuencas, y en relación con las fallas extensionales principales que limitaron sus zonas depocentrales, la inversión produce la reactivación de sus segmentos inferiores, de menor buzamiento, y la nucleación de una falla de atajo, que corta el bloque inferior de la falla, y que finalmente conecta con el nivel de despegue regional de cobertera formado por los materiales lutíticos y salinos del Triásico Medio y Superior. En las partes externas de las cuencas extensionales (y actualmente de la cadena) la inversión está relacionada con este nivel de despegue mas superficial, de modo que se produce la reactivación de un mayor número de estructural extensionales y se desarrolla una típica estructura de pliegues y cabalgamientos de cobertera (tectónica de inversión de *piel fina*).

Agradecimientos

Agradecemos a los Drs. J. García Senz y G. de Vicente la revisión realizada del manuscrito, porque sus comentarios y sugerencias han contribuido a mejorar la calidad final del trabajo. Asimismo agradecemos su excelente labor editorial a las Dras. B. Oliva y B. Bádenas. Este trabajo es una contribución del grupo de investigación *Geotransfer*, cofinanciado por el Gobierno de Aragón y el PO FEDER Aragón 2014-2020.

Referencias

- Alonso, A., Mas, R., 1990. El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 173-198.
- Álvaro, M., Capote, R., Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Angulo, A., Muñoz-Jiménez, A., 2013. Análisis de la periodicidad climática de baja frecuencia registrada en los sedimentos lacustres del Grupo Enciso (Cretácico Inferior de la cuenca de Cameros, La Rioja): Aplicaciones a la correlación y datación de la serie. *Boletín Geológico y Minero*, 124: 203-219.
- Antolín-Tomas, B., Liesa, C.L., Casas, A.M., Gil-Peña, I., 2007. Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo Basin (Eastern Iberian Chain, Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20: 351-365.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1999. Tectonic and geomorphic controls on the fluvial styles of the Eslida Formation, Middle Triassic, Eastern Spain. *Tectonophysics*, 315: 187-207.
- Arthaud, F., Matte, Ph., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstruction des conditions de deformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Beuther, A., 1966. Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas Schichten in Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). (Spanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 44: 103-121.
- Bonini, M., Sani, F., Antonielli, B., 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: a review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522-523: 55-88.
- Cantarelli, V., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C., Casas-Sainz, A., 2013. Thermal history of the Aragón-Béarn basin (Late Paleozoic, western Pyrenees, Spain); insights into basin tectonic evolution. *Italian Journal of Geosciences*, 132: 443-462.
- Capote, R., 1983. La deformación subsecuente a la orogenia hercínica. En: *Libro jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo II* (J.A. Comba, Ed). IGME, Madrid, 17-25.
- 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. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 367-400.
- Casas, A.M., Simón, J.L., Serón, F.J., 1992. Stress deflection in a tectonic compressional field: a model for the Northwestern Iberian Chain, Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97 (B5): 7183-7192.
- Casas, A.M., Cortés, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocovi, A., Martínez, B., Oliva, B., Liesa, C., Castillo, E., Pueyo, E., Millán, H., Simón, J.L., Arlegui, L., Aurell, M., Mata, M.P., Tena, S., Román, T., 1995. *Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica)*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España, 113 p.
- Casas, A.M., Cortes, A.L., Liesa, C.L., Meléndez, A., 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: 243-268.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., Nalpas, T., 2000. Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin

- (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 13: 1-17.
- Casas, A.M., Villalaín, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., Del Río, P., Fernández, G., 2009. Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics*, 470: 3-20.
- Casas Sainz, A.M., 1992. *El frente Norte de las Sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campos de esfuerzos*. Zubia. Monográfico 4. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 219 p.
- Casas Sainz, A.M., 1993. Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6: 202-216.
- Casas-Sainz, A.M., Faccenna, C., 2001. Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13: 281-288.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., 1994. Evolución tectonosedi-mentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros (La Rioja-Soria): Discusión. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7: 337-347.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., 1998. Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros Basin, northern Spain. *Geologische Rundschau*, 86: 802-818.
- Casas-Sainz, A.M., Maestro-González, A., 1996. Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán basin (Spain). *Tectonophysics*, 255: 135-156.
- Casas-Sainz, A.M., Simón-Gómez, J.L., 1992. Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology*, 14: 521-530.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, A.L., Maestro-González, A., 2000. Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19: 258-289.
- Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros-Demanda thrust (North Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 106: 1023-1055.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo-Llaval, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, Ó., Ansón, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C., 2018. Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case Study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics*, 730: 29-47.
- Casquet, A., Galindo, C., González-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E., Barrenechea, J.F., 1992. El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. *Geocronología e implicaciones tectónicas*. *Geogaceta*, 11: 22-25.
- Colchen, M., 1974. *Géologie de la Sierra de la Demanda Burgos-Logroño (Espagne)* (Vols. 1, 2). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 436 p.
- Cortés, A.L., Casas, A.M., 1996. Deformación alpina del zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 51-66.
- Cortés, A.L., Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, A., 1999. Role of extensional structures on the location of folds and thrusts during tectonic inversion (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 12: 113-132.
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J., Muñoz-Martín, A., Casas, A., Martín Velázquez, S., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., González-Casado, J.M., Cloetingh, S., Andeweg, B., Álvarez, J., Olaiz, A., 2004. Evolución geodinámica y cenozoica de la placa ibérica y su registro en el antepaís. En: *Geología de España*, (J.A. Vera, Ed), SGE-IGME, Madrid, 597-602.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sainz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López Gómez, J., Olaiz Campos, A.J., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470: 224-242.
- Del Río, P., Casas, A., Villalaín, J.J., Mochales, T., Soto, R., Oliva-Urcia, B., 2013. Interpretation of gravimetric and magnetic anomalies in the Cameros Basin (North Spain): combination of deep and shallow sources. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57: 442-459.
- Di Domenica, A., Petricca, P., Trippetta, F., Carminati, E., Calamita, F., 2014. Investigating fault reactivation during multiple tectonic inversions through mechanical and numerical modeling: An application to the Central-Northern Apennines of Italy. *Journal of Structural Geology*, 67: 167-185.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecham V., Sánchez-Moya, Y., Hoyos, M., Cebriá, J.M., Capote, R., Hernández Enrile, J.L., Lillo, J., Lunar, R., Ramos, A., Sopeña, A., 1994. Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*, 238: 95-116.
- Ezquerro, L., 2017. El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 494 p.
- Ezquerro, L., Simón, J.L., 2017. El tránsito compresión-extensión en las cuencas cenozoicas de la Cordillera Ibérica oriental: registro mediante lineaciones de disolución en el norte de la Cuenca de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30: 9-26.
- García-Lasanta, C., 2015. Magnetic fabric analyses and paleomagnetism applied to study the mesozoic evolution of the Iberian Range. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. 299 p.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A., 2012. Aportación de la fábrica magnética y el análisis de estructuras frágiles al conocimiento de la evolución mesozoica en la Cuenca de Cameros. *VIII Congreso Geológico de España*. *Geo-Temas*, 11: 1144-1147.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Pérez-Lorente, F., 2013. Development of magnetic fabric in sedimentary rocks: insights from early compactional structures. *Geophysical Journal International*, 194: 182-199.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Hirt, A.M., 2014. Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *Journal of Structural Geology*, 66: 84-101.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Gil-Peña, I., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., Hirt, A.M., Mattei, M., 2015. Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics*, 651: 216-231.
- García-Lasanta, C., Casas-Sainz, A., Villalaín, J.J., Oliva-Urcia, B., Mochales, T., Speranza, F., 2017. Remagnetizations used to unravel large-scale fold kinematics: A case study in the Cameros Basin (Northern Spain). *Tectonics*, 36: 714-729.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Izquierdo-Llavall, E., Soto, R., Calvin, P., Mousaid, B., El Ouardi, H., Kullberg, J.C., Villalaín, J.J., 2018. Inversion tectonics and magnetic fabrics in Mesozoic basins of the Western Tethys: A review. *Tectonophysics*, 74: 51-23.

- Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, 141: 609-620.
- Gil Imaz, A., 2001. *La estructura de la Sierra de Cameros: de formación dúctil y su significado a escala cortical*. Gobierno de La Rioja, Instituto de Estudios Riojanos, 305 p.
- Goldberg, J.M., Guiraud, M., Maluski, H., Séguret, M., 1988. Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne). *Comptes Rendus Académie Sciences de Paris*, 307: 521-527
- González, A., Guimerà, J., 1993. Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 151-155.
- González, A., Guimerà, J., Luzón, A., 1998. Edad Oligoceno superior-Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón (Provincia de Teruel, España). *Geogaceta*, 24: 155-158.
- Gual Pérez, J., Gil Imaz, A., Simón Gómez, J.L., 2012. Kinematic characterization of cleavage in Permo-Triassic red beds of the Espadán Range (Castellón, NE Spain). *Geogaceta*, 51: 75-78.
- Guimerà, J., 1988. Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 600 p.
- Guimerà, J., Álvaro, M., 1990. Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Cotiere Catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 339-348.
- Guimerà, J., Salas, R., 1996. Inversión terciaria de la falla normal mesozoica que limitaba la subcuenca de Galve (cuenca del Maestrazgo). *Geogaceta*, 20: 1701-1703.
- Guimerà, J., Alonso, A., Mas, R., 1995. Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). En: *Basin Inversion* (J.G. Buchanan, P.G. Buchanan, Eds). Geological Society, Special Publication, 88, 433-453.
- Guimerà, J., Más, R., Alonso, A., 2004. Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and contractional inversión. *Journal of the Geological Society*, 16: 291-303.
- Guiraud, M., Séguret, M., 1984. Releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip basin (North Spain). En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*, (K.T. Biddle, N. Christie-Blick, Eds). SEPM Special Publication, 37: 159-175.
- Julivert, M., 1978. The áreas of Alpine Folded cover in the Iberian Meseta (Iberian Chain, Catalanides, etc). En: *Geological Atlas of Europe and Adjoining Alpine Areas*. Elsevier Sci., New York, 93-112.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A., Nabais Conde, L.E., 1972. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid, 113 p, 1 mapa.
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C., Gil-Imaz, A., 2004. Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension. *Geological Society of London, Special Publications*, 223: 439-464.
- Lanaja, J.M., 1987. *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME. Madrid, 465 p.
- Liesa, C.L., 1999. Estructura y cinemática del arco de cabalgamientos Portalrubio-Vandellós en el sector de Castellote (Teruel). *Mas de las Matas*, 18: 9-37.
- Liesa, C.L., 2000. Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 765 p.
- Liesa, C.L., 2011a. Evolución de campos de esfuerzos en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista Sociedad Geológica de España*, 24: 49-68.
- Liesa, C.L., 2011b. Fracturación extensional cretácica en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista Sociedad Geológica de España*, 24: 31-48.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., 1994. Reactivación alpina de pliegues y fallas del zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica: ejemplos de las Sierra de la Demanda y la Serranía de Cuenca. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19: 119-135.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2004. Modelos de inversión positiva en sistemas de fallas normales en graderío: los márgenes de las cuencas extensionales cretácicas en la Cordillera Ibérica centro-oriental. *Geo-Temas*, 6 (5): 229-232.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2007. A probabilistic approach for identifying independent remote compressions in an intraplate región: the Iberian Chain (Spain). *Mathematical Geology*, 39: 337-348.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2009. Evolution of intraplate stress fields under multiple rempote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474: 144-159.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, A., 1996. Estudio preliminar sobre la tectónica sinsedimentaria del Cretácico inferior en el borde septentrional de la Cubeta de Aliaga (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 20: 1707-1710.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, A., 2000a. Estructura extensiva cretácica e inversión terciaria del margen noroccidental de la subcuenca de Las Parras (Cordillera Ibérica, España). *Geo-Temas*, 1 (2): 231-234.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, A., 2000b. Lacustrine evolution in a basin controlled by extensional faults: the Galve sub-basin, Teruel, Spain. En: *Lake Basins through Space and Time* (E.H. Gierlowski-Kordesch, K.R. Kelts, Eds). AAPG Studies in Geology, 46: 295-302.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L., Meléndez, A., 2004. Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga-Montalbán. En: *Itinerarios Geológicos por Aragón* (F. Colombo, C. Liesa, G. Meléndez, A. Pocovi, C. Sancho, A.R. Soria, Eds). *Geo-Guías 1*, Sociedad Geológica de España, Zaragoza, 151-180.
- Liesa, C.L., Soria, A.R.; Meléndez, N., 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*, 163: 487-498.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Casas, A., Aurell, M., Meléndez, N., Bádenas, B., Fregenal-Martínez, M., Navarrete, R., Peropadre, C., Rodríguez-López, J.P., 2018. The South-Iberian, Central Iberian and Maestrazgo Basins. En: *The Geology of Iberia: a Geodynamic Approach*, (J.T. Oliveira, C. Quesada, Eds). Springer, Vol. 3 (The Alpine Cycle), Capítulo 5 (Late Jurassic-Early Cretaceous rifting in North, East and South Iberia) (en prensa).
- Marcén Albero, M., Román Berdiel, T., 2015. Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica. *Geogaceta*, 58: 79-82.
- Mas, R., Alonso, A., Guimerà, J., 1993. Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 129-144.
- Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, A., Gil, A., Pocovi, A., 2001. Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research*, 13: 91-111.
- McClay, K.R., Buchanan, P.G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. En: *Thrust Tectonics*, (K.R. McClay, Ed). Chapman & Hall, London, 419-434.

- Muñoz Jiménez, A., Casas-Sainz, A.M., 1997. The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9: 65-85.
- Muñoz Jiménez, A., Gil Imaz, A., Casas Sainz, A.M., 2001. La Rioja: geología y paisaje. *Zubía*, 13: 11-40.
- Muñoz, A., Soria, A., Canudo, J.I., Casas, A.M., Gil, A., Mata, M.P., 1997. Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Albiense marino del borde Norte de la Sierra de Cameros. Implicaciones paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 139-163.
- Navarrete, R., Liesa, C.L., Soria, A.R., Rodríguez-López, J.P., 2013. Actividad de fallas durante el depósito de la Formación Camarillas (Barremiense) en la subcuenca de Galve (E de España). *Geogaceta*, 53: 61-64.
- Nebot, M., Guimerà, J., 2016a. Structure of an inverted basin from subsurface and field data: the Late Jurassic-Early Cretaceous Maestrat basin (Iberian Chain). *Geologica Acta*, 14: 155-177.
- Nebot, M., Guimerà, J., 2016b. Kinematic evolution of a fold-and-thrust belt developed during basin inversion: the Mesozoic Maestrat basin, E Iberian Chain. *Geological Magazine*, 155: 630-640.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibañez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez-Fabre, M., Simón, J.L., Soriano, M.A., Yetano, L.M., 1984. *Geomorfología de la provincial de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 149 p.
- Pérez, A., 1989. Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del borde meridional de la depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, 525 p.
- Pérez, A., Pardo, G., Villena, J., González, A., 1983. Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la cubeta de Montalbán (Teruel). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 81: 197-223.
- Peropadre, C., 2012. El Aptiense del margen occidental de la cuenca del Maestrazgo: controles tectónico, eustático y climático en la sedimentación. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 649 p.
- Peropadre, C., Meléndez, N., Liesa, C.L., 2008. Heterogeneous subsidence and palaeogeographic elements in an extensional setting revealed through the correlation of a storm deposit unit (Aptian, E Spain). *Journal of Iberian Geology*, 33: 79-91.
- Pfiffner, A., 2006. Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction. *Geological Society of America Special Papers*, 414: 153-177.
- Roca, E., Guimerà, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 203-218.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Meléndez, N., Soria, A.R., 2007. Normal fault development in a sedimentary succession with multiple detachment levels: the Lower Cretaceous Oliete sub-basin, Eastern Spain. *Basin Research*, 19: 409-435.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G., González-Casado, J.M., 1994. Cinemática y dinámica de las deformaciones en zona del alto Tajo (Guadalajara). *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19: 163-174.
- Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Calvín, P., Villalaín, J.J., 2018. On the influence of magnetic mineralogy in the tectonic interpretation of Anisotropy of Magnetic Susceptibility in cataclastic fault zones. *Geophysical Journal International* (en prensa).
- Salas, R., 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., Guimerà, J., 1996. Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20: 1704-1706.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A., 2001. Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversión (Iberian Chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, S. Crasquin-Soleau, Eds). Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 186: 145-185.
- San Román, J., Aurell, M., 1992. Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 101-117.
- Scisciani, V., 2009. Styles of positive inversión tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennines chain (Italy). *Journal of Structural Geology*, 31: 1276-1294.
- Scisciani, V., Tavarnelli, E., Calamita, F., 2002. The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 24: 1647-1658.
- Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7: 751-754.
- Simón, J.L. (coord.), Arenas, C., Arlegui, L., Aurell, M., Gisbert, J., González, A., Liesa, C.L., Marín, C., Meléndez, A., Meléndez, G., Pardo, G., Soria, A.R., Soria, M., Soriano, A., 1998. *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Ayto. de Aliaga-CEDEMATE-Dpto. de Geología, Universidad de Zaragoza, 155 p.
- Simón, J.L., 1980. Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 15: 137-140.
- Simón, J.L., 1982. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Inst. Estudios Turolenses, Teruel, 1984, 269 p.
- Simón, J.L., 1986. Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón, J.L., 1989. Recent stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin. *Journal of Structural Geology*, 11: 285-294.
- Simón, J.L., 2004. Superposed buckle folding in the Eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26: 1447-1464.
- Simón, J.L., 2005. Erosion-controlled geometry of buckle fold interference. *Geology*, 33: 561-564.
- Simón, J.L., Liesa, C.L., 2011. Incremental slip history of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). En: *Kinematic evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*, (J. Poblet, R.J. Lisle, Eds). Geological Society of London, Special Publications, 349: 77-97.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., 2008. Stress partitioning: a practical concept for analysing boundary conditions of brittle deformation. *Geodinamica Acta*, 21: 107-115.
- Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., 1997. Tectonic systems tract and depositional architecture of the western border of the Triassic Iberian Trough (central Spain). *Sedimentary Geology*, 113: 245-267.
- Soria, A.R., 1997. La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 363 p.

- Soria, A.R., Gil Imaz, A., Casas Sainz, A.M., Muñoz Jiménez, A., 1994. Las facies Urgon del borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). Implicaciones paleogeográficas y cronoestratigráficas. *XIII Congreso Español de Sedimentología, Comunicaciones*: 89-90.
- Soria, A.R., Liesa, C.L., Meléndez, A., 1998. Tectonic model of the Galve Subbasin during lower Cretaceous (Iberian Chain, Spain): half-grabens controlled by transfer faults. *15th International Sedimentological Congress, Abstracts*: 731-732.
- Soria, A.R., Meléndez, M.N., Meléndez, A., Liesa, C.L., Aurell, M., 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, K.R. Kelts, Eds). AAPG Studies in Geology, 46: 285-294.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Del Río, P., 2007. Geometry of half-grabens containing a mid-level viscous décollement. *Basin Research*, 19: 437-450.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Gil-Imaz, A., Fernández-González, G., Del Río, P., Calvo, M., Mochales, T., 2008. Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of the Geological Society*, 165: 1007-1018.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., 2011. Widespread Cretaceous inversion event in northern Spain: evidence from sub-surface and palaeomagnetic data. *Journal of the Geological Society*, 168: 899-912.
- Tischer, G., 1966. El delta Wealdico de las montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos. *Not. Com. Instituto Geológico y Minero de España*, 81: 53-78.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Bejldorff, C.G., López-Gómez, J., Cloething, S.A.P.L., 1998. Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (Eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300: 285-310.
- Viallard, P., 1973. *Recherches sur le cycle alpin dans la chaîne ibérique sudoccidentale*. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Méditerranée du Centre National de la Recherche Scientifique, Université Paul Sabatier, Toulouse, 477 p.
- Williams, G.D., Powell, C.M., Cooper, M.A., 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. En: *Inversion Tectonics*, (M.A. Cooper, G.D. Williams, Eds). Geological Society of London, Special Publication, 44: 3-15.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 29-5-2018

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 11-9-2018

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 1-10-2018