

LA CUENCA DE CAMEROS: DESDE LA EXTENSIÓN FINIJURÁSICA-EOCRETÁCICA A LA INVERSIÓN TERCIARIA — IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS

**RAMÓN MAS¹, M^a ISABEL BENITO²,
JOSÉ ARRIBAS³, ANA SERRANO⁴,
JOAN GUIMERÀ⁵, ÀNGELA ALONSO⁶,
JACINTO ALONSO-AZCÁRATE⁷**

RESUMEN

La Cuenca de Cameros, localizada en la parte NO de la Cordillera Ibérica, es una de las cuencas que constituyen el Sistema de Rift Mesozoico Ibérico o Cuenca Ibérica. Se formó en el contexto de la segunda fase de rifting intraplaca que, desde el Jurásico superior al Albiense inferior, tuvo lugar cuando Iberia se separó de Europa en relación con la apertura de la cuenca oceánica del Golfo de Vizcaya. Al mismo tiempo se formaron varias cuencas a lo largo del surco Ibérico de orientación NO-SE, siendo la de Cameros la más occidental en el Sistema de Rift Mesozoico Ibérico. El relleno de la Cuenca de Cameros (Titónico-Albiense inferior) corresponde a un gran ciclo o super-secuencia que está limitado por dos importantes discordancias en la base y en el techo. La Supersecuencia o Megaciclo Jurásico terminal - Cretácico inferior se organiza en ocho secuencias deposicionales limitadas por discontinuidades estratigráficas, este registro sedimentario es de carácter esencialmente continental (sistemas aluviales y lacustres) con sólo muy esporádicas incursiones marinas.

Hay varios hechos distintivos que la diferencian de las otras cuencas del Sistema de Rift Ibérico: (1) influencia marina muy escasa; (2) retardo de los procesos de diastrofismo, pues el rifting empezó primero en la parte SE del surco ibérico (Kimmeridgiense en la Cuenca del Maestrazgo) y después se propagó hacia el NO

-
1. Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid - CSIC.
 2. Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid - CSIC.
 3. Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense de Madrid - CSIC.
 4. REPSOL-YPF, Madrid, España.
 5. Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona.
 6. Departamento de Ciencias da Navegación e da Terra, Universidade da Coruña.
 7. Departamento de Química-Física, Universidad de Castilla-La Mancha.

(Titónico en la Cuenca de Cameros); (3) sin embargo, y a pesar de su posición interna, esta cuenca fue la más subsidente, registrando el mayor espesor de sedimentos, llegándose a acumular 5000 m de espesor vertical de sedimentos desde el Titónico hasta el Albiense inferior, que representan hasta 9000 m de registro estratigráfico en el sentido de desplazamiento de los depocentros de las sucesivas secuencias de depósito; (4) a pesar de su gran registro sedimentario, se trata de una cuenca sinclinal que, durante su formación, no estuvo limitada por grandes fallas; y (5) esta cuenca es la única entre las cuencas mesozoicas del Rift Ibérico, en la que sus depósitos se han visto afectados por metamorfismo. Se trata de un metamorfismo de bajo y muy bajo grado que, durante el Cretácico medio-superior, afectó a la parte oriental de la cuenca.

Su génesis y evolución son explicadas mediante un modelo de cuenca de bloque de techo (*«hangingwall basin»*) formada sobre una rampa con buzamiento sur contenida en una falla extensional horizontal localizada en el basamento varisco. La Cuenca de Cameros sería, por tanto, una cuenca de rampa-extensional (*«extensional-ramp basin»*). Las reconstrucciones palinspásticas sugieren que durante la extensión el bloque de techo se desplazó unos 30 km hacia el Sur.

Desde el punto de vista estructural, la Cuenca de Cameros, que fue totalmente invertida durante la compresión terciaria, forma parte de una lámina de cabalgamiento alpina que se encuentra desplazada hacia el Norte hasta un máximo de 28 km sobre los materiales terciarios de las cuencas del Ebro y del Duero.

Por último, se establecen las relaciones entre los sistemas petrolíferos potenciales del área de Cameros y la evolución de esta cuenca desde su formación y relleno durante la extensión finijurásica-eocretácica hasta su inversión contractiva terciaria, enmarcando estos sistemas petrolíferos en la evolución térmica de la cuenca.

Palabras clave: registro sedimentario, cuenca de rampa extensional, inversión tectónica, metamorfismo, sistemas petrolíferos potenciales, Titónico - Albiense inferior, Cuenca de Cameros, Cordillera Ibérica NO.

The Cameros Basin is located in the Northwest of the Iberian Chain. This is one of the basins forming part of the Mesozoic Iberian Rift System. The Cameros Basin was formed during intraplate rift

Albian times, when Iberia was separated from Europe, in conjunction with the opening of the oceanic Bay of Biscay Basin. At this time several basins were formed along the NW-SE trending Iberian trough. The Cameros Basin is the most north-westerly basin in the Mesozoic Iberian Rift System. The basin fill corresponds to a large cycle or Super-sequence, which can be divided into eight depositional sequences. This sedimentary record consists mainly of continental sediments corresponding to alluvial and lacustrine systems, with very rare marine incursions.

The Cameros Basin is atypical of the diff System: (1) a very rare marine influence; (2) a delay in rifting processes which firstly began to the SE of the Iberian trough (Latest Oxfordian times at the Maestrat Basin) being after propagated towards NW (Tithonian times at the Cameros Basin); (3) however, despite of the inner position of the Cameros Basin in the Iberian Rift System, subsidence and sedimentation rates were the highest of this rift, with vertical thick-

ness of sediments (which represent up to 9 km of stratigraphic record in the direction of the northward migration of the successive depositional sequences which filled the basin) reaching up to 5 km; (4) although this basin displays so thick sedimentary record, Cameros is a synclinal basin with no major fault bounding during its development; (5) this basin is also the only one of the Mesozoic basins in the Iberian Chain in which deposits have been partially affected by low-grade and very low-grade metamorphism.

This assemblage of peculiar features is explained by assuming that this is a hanging wall basin formed over a roughly south-dipping ramp in a horizontal extensional fault. Thus, the Cameros Basin is interpreted as an extensional-ramp basin. The direction of displacement for the hanging wall was S-SW (approximately 30 km towards the south), parallel to the direction of the basin extension.

The Cameros tectonic Unit includes the Cameros basin fill, its Mesozoic substratum and the Variscan basement (which crops to the northwest and southeast). The structure of the Cameros Unit is characterized by (1) a major newly formed north-verging thrust sheet, which has a horizontal displacement of up to 28 km and overrides the Tertiary Ebro Basin; and (2) a conjugate, south-verging imbricate fan fold-and-thrust system that encroaches on the Almazán Basin.

Finally, this study reviews the potential Petroleum Systems of the Cameros area based on an analysis of the main depocentral Cameros Extensional Ramp Basin and two surrounding half-graben sub-basins deciphering their relationships to the thermal evolution of the basin.

Key-words: sedimentary record, extensional-ramp basin, tectonic inversion, metamorphism, potential Petroleum Systems, Tithonian - Early Albian, Cameros Basin, NW Iberian Chain.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Cameros está localizada en la parte NO de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Es una de las cuencas que constituyen el Sistema de Rift Mesozoico Ibérico o Cuenca Ibérica (Mas et al., 1993, Guimerà et al., 1995; Salas et al., 2001), las cuales se localizan en la parte noreste de Iberia (Fig. 1). Estas cuencas registran potentes secuencias con depósitos clásticos continentales y marinos, carbonatos y en menor proporción evaporitas, cuya edad abarca el Pérmico superior y el conjunto del Mesozoico. Estos sedimentos yacen sobre la discordancia regional tardi-varisca que trunca sedimentos paleozoicos plegados, rocas metamórficas y rocas intrusivas. Las secuencias sedimentarias mesozoicas de la Cuenca Ibérica muestran drásticos cambios de espesor, pasando de menos de 1000 m hasta más de 6000 m en distancias de pocos kilómetros, indicando, por tanto, un fuerte control tectónico durante su desarrollo.

El Sistema de Rift Ibérico se invirtió durante el Paleógeno y en la actualidad corresponde a las cadenas Ibérica y Costero - Catalana (Salas et al., 1992; Salas et al., 2001). Estas dos cadenas muestran rasgos compresivos complejos de tectónica intraplaca con directrices NO-SE y NE-SO, respectivamente (Fig. 1). A la vez que se invertía el Sistema de Rift Ibérico, el bloque de basamento correspondiente al

Sistema Central, con orientación NE-SO, fue elevado mediante cabalgamientos, dando lugar al aislamiento de la Cuenca del Duero y a la subsidencia flexural de la Cuenca del Tajo. Esta fase paleógena de deformación compresiva intraplaca estuvo directamente relacionada con la colisión del Cratón Ibérico con Europa durante la

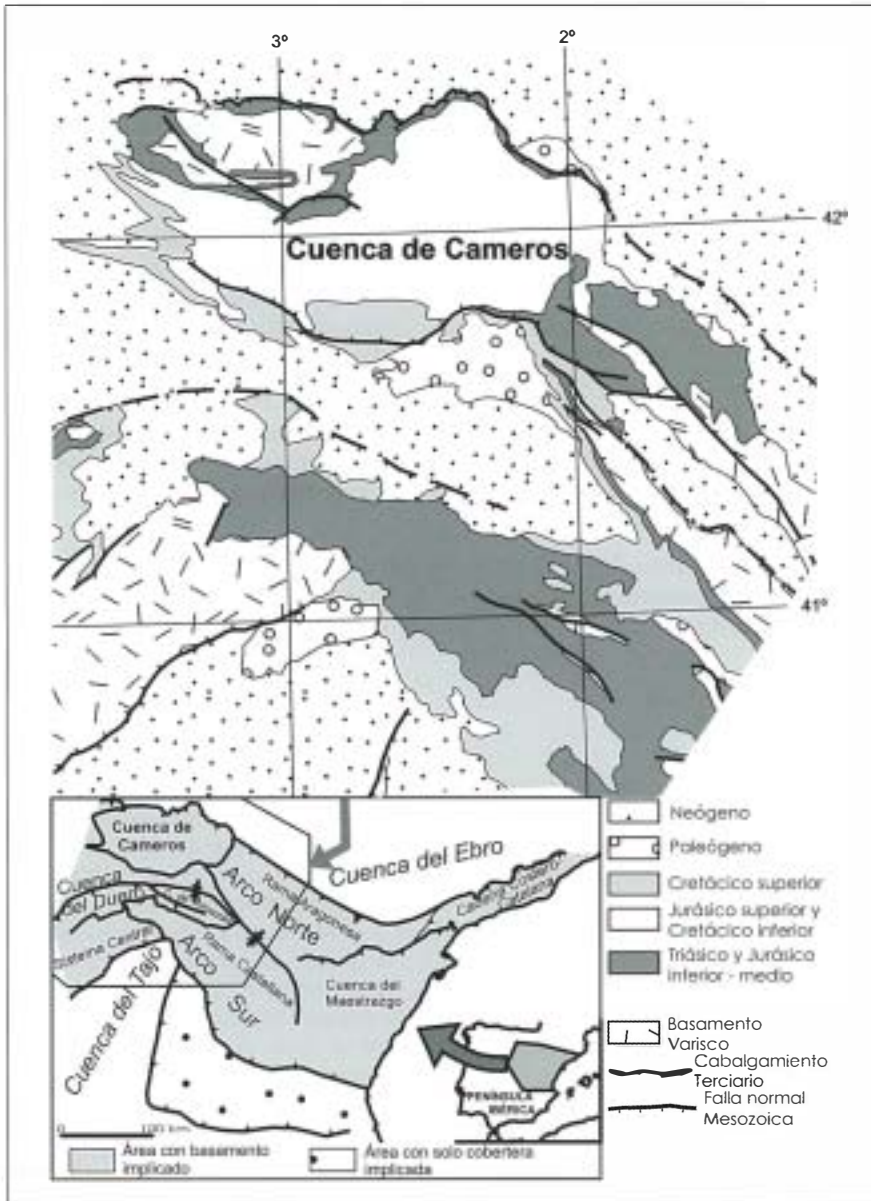


Fig. 1. La Cuenca de Cameros en el marco estructural general de la Cordillera Ibérica (modificada de Guimerà et al., 2004)

Orogenia Pirenaica (Guimerà, 1984; Guimerà et al., 1990) y con las fases tempranas contemporáneas de la Orogenia Bética (Vera et al., 2001). La cuenca del Ebro corresponde a la cuenca meridional de antepaís flexural asociada a los Pirineos (Riba, 1975).

La Cordillera Ibérica es un cinturón de pliegues y cabalgamientos cuya estructura de conjunto, en la que también está implicado el basamento, viene definida por dos grandes arcos de orientación NO-SE (Fig. 1) con una longitud de onda que varía entre los 71 y los 119 km (Guimerà et al., 2004). El arco NE incluye la Unidad tectónica de Cameros, la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, la Zona de Enlace y la parte norte de la Cuenca de Almazán, mientras que el arco SO incluye la mayor parte de la Rama Castellano - Valenciana de la Cordillera Ibérica y la parte meridional de la Cuenca de Almazán (Fig. 1). En los núcleos de ambos arcos, la corteza, donde se encuentran reflejadas sus formas, está engrosada (Salas et al., 2001; Guimerà et al., 2004). Estos arcos están netamente separados por la cuenca terciaria de Almazán, aunque hacia el E (área de Teruel) se unen coincidiendo con un sector en el que se observa un mínimo gravimétrico y en el que la corteza está más engrosada (Mezcua et al., 1996; Salas et al., 2001). Por lo tanto, al menos en la Cordillera Ibérica, ambos arcos representan estructuras a escala cortical (Guimerà et al., 1999; Salas et al., 2001; Guimerà et al., 2004), aunque al suroeste del arco SO se localiza un área en el que la contracción sólo implica a la cobertera mesozoica y terciaria. Este área incluye la parte más meridional de la Rama Castellano - Valenciana, la cuenca terciaria de Loranca y la unidad de Altomira.

Los cabalgamientos y pliegues, en la Cordillera Ibérica, tienen una dirección NO-SE y presentan doble vergencia: la mayoría de las estructuras del arco NE vergen hacia el NE, mientras que la mayoría de las estructuras del arco SO vergen hacia el SO. Se interpreta que muchas de las estructuras de la cordillera están asociadas a las fallas extensionales principales que limitaban las cuencas de rift mesozoicas y que fueron reactivadas en compresión durante el Paleógeno y el Mioceno inferior. La cinemática de la reactivación de tales fallas dependió principalmente de su orientación con respecto a la dirección regional de compresión N - S, perpendicular al eje de los Pirineos (Guimerà, 1984; Guimerà y Álvaro, 1990; Salas et al., 2001).

Se reconocen dos tipos de estilos estructurales en función de la composición de la sucesión rocosa deformada. En las áreas en las que las lutitas y evaporitas del Muschelkalk medio y del Keuper constituyen un horizonte de despegue, el basamento varisco y su cobertera correspondiente al Pérmico - Triásico inferior se encuentran separados del resto de la cobertera, es decir del registro jurásico y posterior. Sin embargo, en las áreas donde las lutitas y evaporitas triásicas son delgadas o están ausentes, no se produce tal partición de la deformación.

La Cadena Ibérica se pone en contacto con las cuencas paleógenas que la flanquean mediante cabalgamientos. Por ejemplo, el margen norte de la Unidad de Cameros está cabalgando sobre el margen de la Cuenca del Ebro; hacia el E, el plano de falla del cabalgamiento queda cubierto por los sedimentos post-tectónicos miocenos. Por debajo de tales sedimentos, este cabalgamiento puede trazarse hacia el SE flanqueando la Rama Aragonesa hasta el área de Puig Moreno en la provincia de Teruel, donde aflora de nuevo (Fig. 1). En general los sedimentos post-tectónicos ocultan el contacto entre las estructuras de inversión y su correspondiente antepaís.

1. LA UNIDAD TECTÓNICA DE CAMEROS

1.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

La unidad tectónica de Cameros incluye el relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros, su substrato mesozoico y el Basamento Varisco que aflora hacia el noroeste y el sudeste (Fig. 1). Está localizada en la parte septentrional de la Cordillera Ibérica y separa las cuencas terciarias del Ebro y Almazán. Esta unidad tectónica se desarrolló por la inversión contractiva terciaria de la cuenca finijurásica - eocretácica de Cameros, que acumulaba un relleno sedimentario de unos 5 km, y que fosiliza hasta 1,5 km de series triásicas y jurásicas (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995; Mas et al., 2003). La estructura de la Unidad de Cameros (Fig. 2) está caracterizada por una lámina de cabalgamiento principal, neoformada y vergente hacia el Norte cuyo desplazamiento horizontal mínimo de 28 km, cabalga sobre la Cuenca terciaria del Ebro. Al Sur la estructura se caracteriza por un sistema de abanico imbricado de cabalgamientos y pliegues de propagación, de carácter conjugado y vergencia hacia el Sur, que invade la cuenca de Almazán (Fig. 2) (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995; Mas et al., 2003).

1.2 LA CUENCA DE CAMEROS EN EL MARCO DEL RIFT IBÉRICO MESOZOICO

En la Cordillera Ibérica pueden reconocerse cuatro estadios evolutivos de carácter extensional durante el Mesozoico (Álvaro et al., 1979; Vilas et al., 1983; Salas et al., 1993; Roca et al., 1994; Salas et al., 2001): 1) El rift Triásico (Pérmico superior-Hettangiense); 2) La etapa post-rift del Jurásico inferior y medio (Sinemuriense-Oxfordiense); 3) El rift Jurásico superior - Cretácico inferior (Kimmeridgiense-Albiense inferior); y 4) La etapa post-rift del Cretácico superior (Albiense superior-Maastrichtiense) (Figs. 3 A y 5).

La Cuenca de Cameros se formó en el contexto de la segunda fase de rifting intraplaca que, desde el Jurásico superior al Albiense inferior, tuvo lugar cuando Iberia se separó de Europa en relación con la apertura de la cuenca oceánica del Golfo de Vizcaya. Al mismo tiempo se formaron varias cuencas a lo largo del surco Ibérico de orientación NO-SE (Fig. 3), siendo la Cuenca de Cameros la más occidental en el Sistema de Rift Ibérico mesozoico (Mas et al. 1993; Salas et al., 2001). Debido a su posición especial, hay dos hechos distintivos que la diferencian de las otras cuencas: influencia marina muy escasa y retardo de los procesos de diastrofismo, pues el rifting empezó primero en la parte SE del surco y después se propagó hacia el NO (Mas et al., 1993; Salas et al., 2001). Sin embargo, y a pesar de su posición interna, esta cuenca fue la más subsidente de las que componían el Sistema de Rift Ibérico, ya que contiene el mayor espesor de sedimentos (Mas et al., 1993).

Durante la etapa de rifting finijurásica-eocretácica (etapa de rift 2, Figs 3 A y 5), se desarrollaron las cuatro cuencas más subsidentes en la Cuenca Ibérica (Fig. 3 B): la cuenca de Cameros en la parte Norte de la Cordillera Ibérica (Mas et al., 1993), la cuenca del Maestrazgo en la parte Este de la cordillera (Salas, 1987, 1989), la cuenca de Las Columbretes en el surco de Valencia (Roca y Guimerà, 1992) y la

cuenca Sur Ibérica (Vilas et al., 1982, 1983). Entre 3 y 5 km de sedimentos rellenaron estas cuencas, mientras que en extensas áreas de la Cordillera Ibérica, o bien faltan los depósitos de esta edad, o sólo tienen pocos cientos de metros.

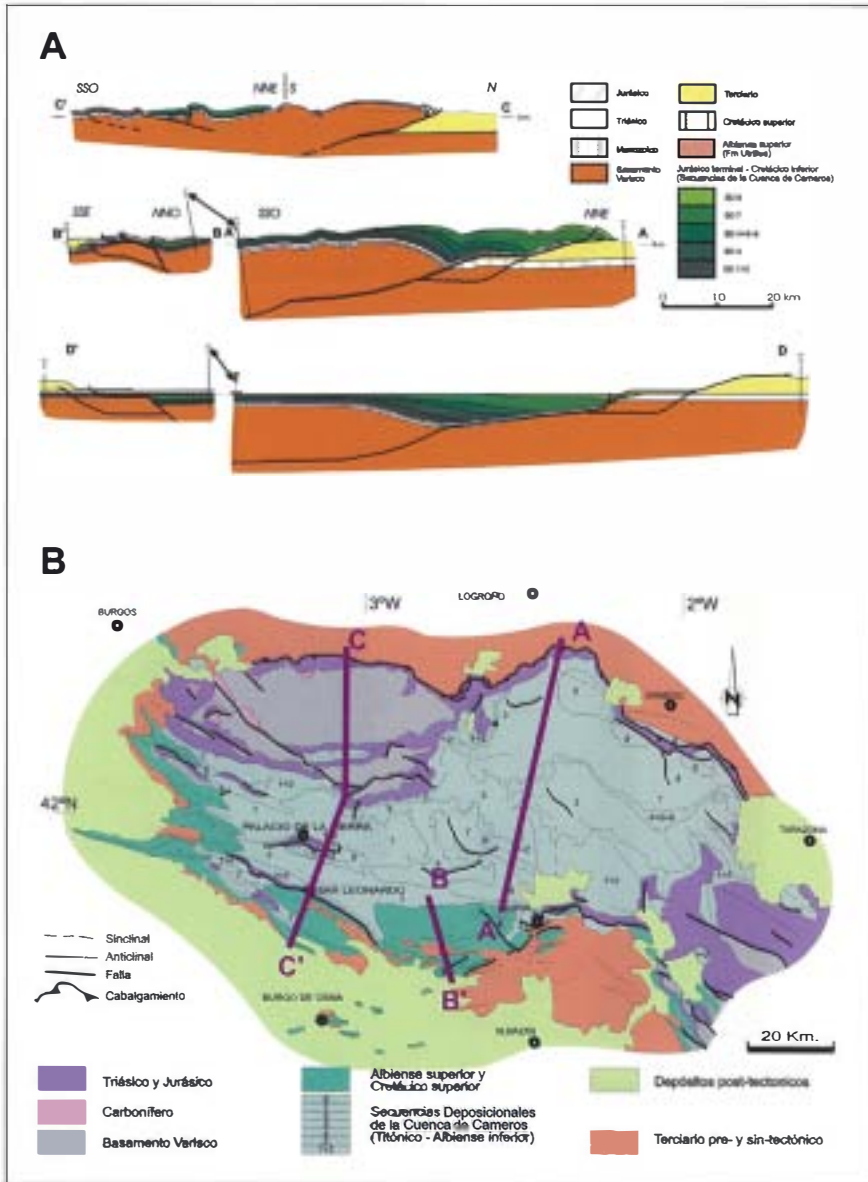


Fig. 2. A. A-A', B-B' y C-C': Cortes geológicos realizados en la Cuenca de Cameros (localización en la Fig. 2 B). D-D': restauración parcial de las secciones A-A' y B-B' para la etapa anterior a la inversión de la cuenca. **B.** Mapa geológico de la Cuenca de Cameros. A-A', B-B' y C-C': Situación de los cortes de la figura 2 A (modificada de Guimerá et al., 1995).

La Cuenca de Cameros es atípica entre las diferentes cuencas de la cadena. Es una cuenca sinclinal que durante su formación no estuvo limitada por grandes fallas, lo que le confiere ciertos caracteres morfológicos de «sag». Así, depósitos que rellenaron la cuenca se apoyan en onlap progresivo hacia el Norte (Fig. 2) sobre los últimos depósitos de la etapa previa pre-rift (Jurásico marino, casi siempre Malm). La génesis de las cuencas intraplaca con morfología de «sag» que no están limitadas por fallas mayores, generalmente se explica mediante subsidencia térmica. Normalmente, este tipo de cuencas son muy extensas y suelen mostrar velocidad de subsidencia lenta. Sin embargo, la Cuenca de Cameros no es demasiado extensa (de 30 a 70 km de anchura y 150 km de longitud) y presenta gran velocidad de subsidencia y tasa de sedimentación. Se llegan a acumular 5000 m de espesor vertical de sedimentos desde el Titónico hasta el Albicense inferior, que representan hasta 9000 m de registro estratigráfico en el sentido de desplazamiento de los depocentros de las sucesivas secuencias de depósito (Mas et al., 1993).

En nuestra opinión, este conjunto de peculiares características podría ser explicado interpretando la cuenca como una cuenca de bloque de techo («hangingwall basin») formada sobre una rampa con suave buzamiento hacia el Sur que estuviera contenida en una falla extensional horizontal. La Cuenca de Cameros sería, por

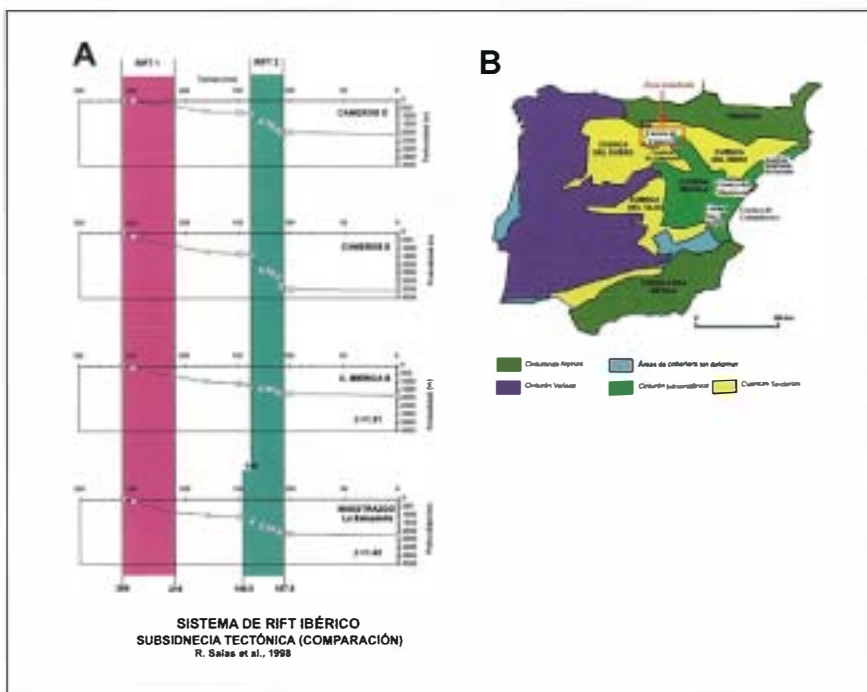


Fig. 3. A. Comparación entre la subsidencia tectónica, realizada mediante la técnica de backstripping, de las cuencas de Cameros, Ibérica Sur y Maestrazgo. Las fases de rifting del Triásico y Jurásico superior-Cretácico inferior se han diferenciado en diferentes gamas de gris. **B.** Mapa geológico simplificado de la Península Ibérica en la que se han representado las cuatro cuencas más subsidentes desarrolladas durante el rifting ibérico.

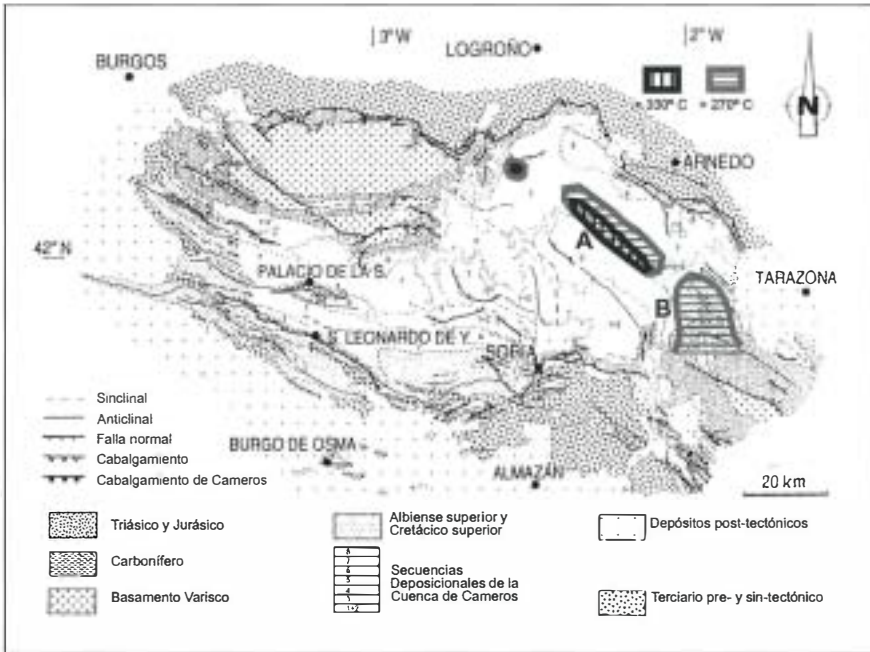


Fig. 4. Mapa geológico de la Cuenca de Cameros en el que se han representado las áreas afectadas por el metamorfismo de bajo y muy bajo grado. A. Área de Yanguas - San Pedro Manrique; B. Área del anticlinal de El Pégado.

tanto, una cuenca de rampa-extensional («extensional-ramp basin»), como se tratará de explicar más adelante.

Otra peculiaridad es que esta cuenca es la única entre las cuencas mesozoicas de la cadena, en la que sus depósitos se han visto afectados por metamorfismo. Se trata de un metamorfismo de bajo y muy bajo grado que, durante el Cretácico medio-superior, afectó a la parte oriental de la cuenca (Fig. 4), y que coincide con la parte más subsidente de la misma. Por otro lado, la existencia de tránsitos laterales y verticales entre los sedimentos con distintos grados de diagénesis de enterramiento y las zonas con metamorfismo hace de ésta región un sector privilegiado para el estudio de la arquitectura zonal, su evolución en el espacio-tiempo, y el análisis de los cambios mineralógicos progresivos.

2. EL SUBSTRATO MESOZOICO

En relación con los movimientos tardi-variscos, durante el Estefaniense y parte del Pérmico se desarrolló en Iberia un sistema de fallas de desgarre con direcciones predominantes NE-SO y NO-SE. Esta actividad tectónica estuvo acompañada de

la creación de algunas cuencas transtensionales, actividad magmática, intrusiva y extrusiva, y del desmantelamiento de parte de este orógeno (Capote, 1983; Virgili et al., 1983; Arche et al., 1996; Salas et al., 2001).

A partir del Pérmico superior comenzó a desarrollarse el *Rifting* Ibérico, que ha sido dividido, atendiendo al estudio de la estratigrafía secuencial, análisis de subsidencia y estructuras tectónicas mesozoicas, en cuatro etapas principales de evolución correspondiendo a dos ciclos de rift y dos estadios de postrift (Alvaro et al., 1979; Mas et al., 1982; Vilas et al., 1983; Salas et al., 1993; Roca et al., 1994; Salas et al., 2001) (Fig. 5A). En el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica, dentro del registro sedimentario correspondiente a la etapa extensional Pérmico superior-Mesozoico, se han distinguido cuatro megaciclos o supersecuencias deposicionales (Fig. 5B) limitadas por discordancias regionales (Guimerà et al., 2004): el Megaciclo 1 (Pérmico superior-Triásico); el Megaciclo 2 (Jurásico); el Megaciclo 3 (Jurásico terminal-Cretácico inferior); el Megaciclo 4 (Cretácico superior). Los dos primeros megaciclos corresponden al substrato «mesozoico» de la Cuenca de Cameros.

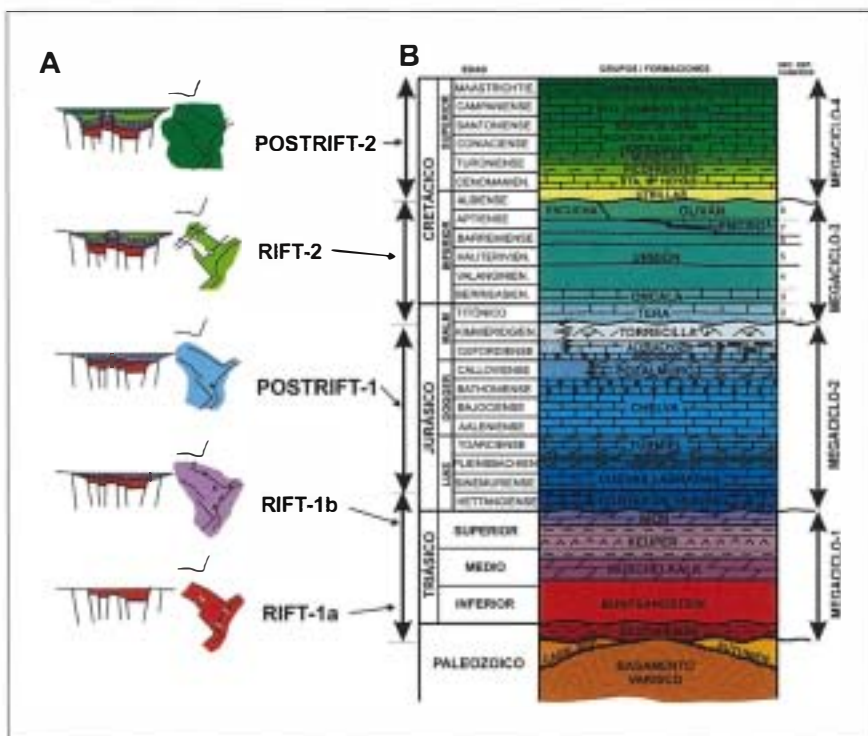


Fig. 5. A. Ciclos de Rift y estadios de Post-rift en la evolución de la Cuenca Ibérica (modificada de Salas et al., 2001). B. Columna estratigráfica idealizada y sintética del registro estratigráfico del Paleozoico terminal y Mesozoico en el área de Cameros (modificada de Mas et al., 2003).

2.1. MEGACICLO 1 (PÉRMICO SUPERIOR-TRIÁSICO)

Durante esta etapa se comenzó a desarrollar la Cuenca Ibérica a favor de la reactivación de fallas tardi-variscas (Arthaud et al., 1977; Vegas et al., 1982). Como consecuencia de la reactivación de estas fallas tuvo lugar la sedimentación de los depósitos pérmicos y triásicos, discordantemente sobre el basamento varisco. En la mayor parte de la Cuenca Ibérica, dichos depósitos son de carácter continental primero, marino somero y finalmente costero.

En el sector noroccidental de la Cuenca Ibérica, en el área de Cameros, los sedimentos depositados durante este periodo de tiempo comienzan con materiales continentales (Facies Buntsandstein) y finalizan con depósitos marinos someros y costeros de *sabkha* (Facies Muschelkalk y Keuper, respectivamente). Estos depósitos se encuentran en los bordes del Macizo de la Demanda, al Norte del Sierra de Cameros y en el área del Moncayo, donde además afloran algunos depósitos volcánoclasticos del Autuniense.

2.2. MEGACICLO 2 (JURÁSICO INFERIOR, MEDIO Y PARTE DEL SUPERIOR)

Esta etapa, en la mayor parte de la Cuenca Ibérica, estuvo principalmente dominada por una subsidencia térmica a nivel regional y el desarrollo de plataformas carbonatadas muy extensas (Salas *et al.*, 2001).

En el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica se han reconocido varias secuencias de depósito, de las que a continuación se resumen sus características sedimentológicas principales y las unidades litoestratigráficas diferenciadas en ellas por diversos autores (Goy et al., 1976; Gómez et al., 1979; Wilde, 1988; Alonso et al., 1990):

2.2.1. SECUENCIAS DEL JURÁSICO INFERIOR Y MEDIO

Secuencia Hettangiense-Pliensbachiense basal.

Esta secuencia, que todavía se enmarca en el primer ciclo sinrift (final del Rift 1, Fig. 5 A) (Salas *et al.*, 2001), está constituida por las formaciones Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas. La primera, cuando existe, está constituida por brechas dolomíticas y dolomías depositadas en ambiente de *sabkhas* costeras que hacia techo evolucionaron a calizas bien estratificadas (*mudstone* y *wackestone*) con algunas intercalaciones margosas depositadas en un ambiente marino somero de carácter inter- y sub-mareal.

Secuencia Pliensbachiense

Esta primera secuencia post-rift (comienzo de estadio de Post-rift 1; Fig. 5 A) está formada por una primera unidad de carácter margoso (Formación Cerro del Pez) y otra, segunda, de calizas bioclásticas (Formación Barahona). Estas unidades se depositaron en rampas marina someras, de baja energía en el primer caso y de alta en energía en el segundo.

Secuencia Toarciense

Esta secuencia consiste en una alternancia rítmica de calizas y margas (Formación Turmiel) que se depositaron en un ambiente de rampa externa.

Secuencias Aaleniense-Bajociense y Bajociense superior

Estas secuencias están representadas por calizas *mudstone* y *wackestone*, que presentan primero frecuentes niveles con fósiles reelaborados y, después, niveles con abundantes esponjas. Estos depósitos se sedimentaron en un ambiente de rampa media-externa. Durante la primera secuencia, la acomodación fue muy escasa; hubo muchos periodos sin sedimentación (hiatos).

Secuencia Bathoniense

Esta secuencia está formada típicamente por calizas oolíticas y bioclásticas (generalmente *grainstones*) correspondientes a barras calcareníticas (Formación Manubles), depositadas en un ambiente de rampa somera.

Secuencia Calloviense

La Secuencia Calloviense, en la mayor parte del área de Cameros, está constituida por una alternancia de bancos de calizas y margas de color oscuro bien estratificadas (Formación Pozalmuro) y depositadas en un ambiente de rampa media-externa. Durante esta secuencia, en las áreas depocentrales de la cuenca se depositaron pizarras bituminosas correspondientes a algunos episodios anóxicos (Mas et al., 2003). Sin embargo, hacia el Sur y el NE de la cuenca, esta secuencia está representada generalmente por areniscas y calizas arenosas que se depositaron en ambientes costeros.

2.2.2. SECUENCIAS DEL JURÁSICO SUPERIOR

El registro sedimentario correspondiente al Jurásico superior marino del área de Cameros será descrito con mayor detalle ya que suele constituir el sustrato sobre el que se apoyan los depósitos sin-rift finijurásicos-eocretácicos de la Cuenca de Cameros. Se han identificado cuatro secuencias de depósito:

Secuencias Oxfordiense inferior y Oxfordiense inferior-medio

En el sector NO de la Cuenca de Cameros estas dos secuencias están representadas por dos niveles de oolitos ferruginosos (Capa de Arroyofrío) que yacen sobre los depósitos del Calloviense. Sin embargo, hacia el Sur, en el sector de Soria, no hay estos niveles, y en su lugar se encuentra una superficie ferruginosa bio-perforada y bio-incrustada (Alonso et al., 1990).

Secuencia Oxfordiense medio-superior: La Formación Aldealpozo (Alonso et al., 1990)

En la parte meridional de la Cuenca de Cameros (sectores de Soria y Sur del Moncayo, Fig. 6 B), esta secuencia de depósito está formada por secuencias carbonatadas de somerización de tipo fangoso (*muddy shallowing upwards sequences*) y calcarenítico (*grainy shallowing upwards sequences*) depositadas en una rampa

somera interna en ambientes de llanura de marea-*lagoon* carbonatados y mixtos (Alonso et al., 1990).

Hacia el NO, en el sector de Torrecilla en Cameros (Fig. 6 B), esta secuencia de depósito disminuye de espesor y está constituida por una sucesión rítmica de calizas limosas y margas negras interestratificadas depositada en un ambiente de rampa media-externa con una baja tasa de sedimentación (Alonso et al., 1990).

Secuencia Kimmeridgiense inferior: La Formación Torrecilla en Cameros (Alonso et al., 1990)

En el sector septentrional de la Cordillera Ibérica, el último episodio de sedimentación incluido en el estadio de post-rift 2 (anterior al rifting finijurásico-eocretácico; Fig. 5) corresponde al Kimmeridgiense inferior, es una etapa de ascenso global del nivel del mar (Vail et al., 1977; 1984; Haq et al., 1988; Hallan, 1988) que se manifiesta en todo el dominio Ibérico y del Tethis septentrional. La sedimentación en la Cuenca Ibérica tuvo lugar principalmente en una rampa carbonatada somera dominada por las tormentas que se abría al Tethis hacia el SE y al dominio Boreal hacia el Norte (Alonso et al., 1990; Bádenas et al., 2001). La conexión entre ambos dominios se realizaba a través de un estrecho epicontinental (Estrecho de Soria) localizado entre los Macizos Ibérico y del Ebro (Fig. 6 A).

La sedimentación durante el Kimmeridgiense en el área del Estrecho de Soria se caracterizó por el desarrollo de arrecifes de coral (Formación Torrecilla en Cameros). El desarrollo de estos arrecifes estuvo restringido al margen occidental del estrecho (Alonso et al., 1990; Mas et al., 1997) y están mejor representados en dos áreas de la cuenca: (1) al SE, en la parte oriental de Soria (incluyendo el sec-

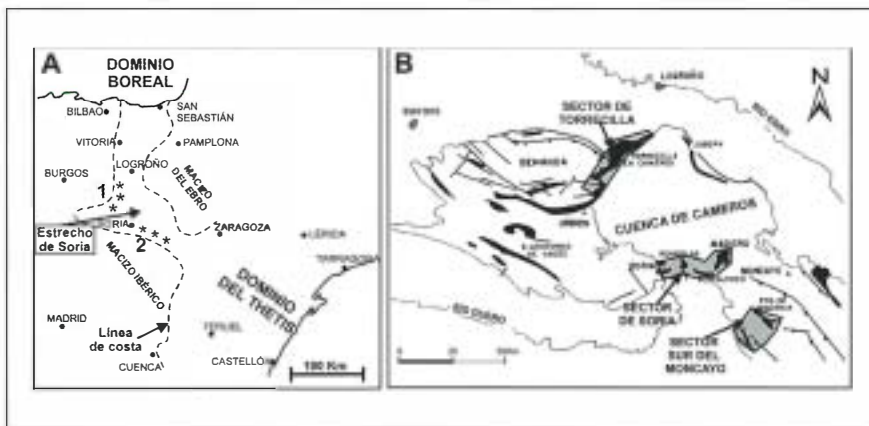


Fig. 6. A. El Estrecho de Soria durante la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense inferior). Las áreas en las que predominan los arrecifes de coral se han representado mediante asteriscos: 1. área de Torrecilla; 2. área de Soria y Sur del Moncayo. B. Mapa de localización de los afloramientos del Jurásico marino (en negro) en el área de Cameros. En tono gris se han señalado los afloramientos pertenecientes a los sectores de Soria, Sur del Moncayo y Torrecilla (modificadas de Alonso et al., 1990).

tor del Sur del Moncayo); y (2) al N, cerca de Torrecilla en Cameros (Fig. 6). La forma de crecimiento de estos complejos arrecifales estuvo controlada por la combinación de las condiciones eustáticas positivas dominantes durante el Kimmeridgiense y factores de tectónica local. Durante esta etapa, la Cuenca Ibérica septentrional basculó dando como resultado subsidencia hacia el Este y levantamiento hacia el Oeste (Alonso et al., 1990). En la parte meridional de la cuenca (en los sectores de Soria y del Sur del Moncayo), la disposición de los arrecifes estuvo dominada por una acreción combinada vertical y hacia mar adentro (Mas et al., 1997; Benito et al., 2001; 2005; Benito et al., 2002), lo cual sugiere que, a pesar de la acción combinada del eustatismo y la subsidencia, las altas tasas de producción de carbonatos controlaron en su conjunto el crecimiento progradante de los complejos arrecifales en esta zona. Por el contrario, en la parte septentrional, en el área de Torrecilla, el complejo arrecifal se dispone en off-lap y down-lap en respuesta a la tectónica local (Alonso et al., 1986-1987; Mas et al. 1997; Benito 2001) (Fig. 7).

A partir del Kimmeridgiense superior y durante el Titónico, en la Cuenca Ibérica, la línea de costa fue situándose progresivamente hacia el Sureste (Aurell, 1990; Aurell et al., 1994; Bádenas, 1999). Esta retirada progresiva de la línea de costa hacia mar adentro se produjo por la caída relativa del nivel del mar debido, por un

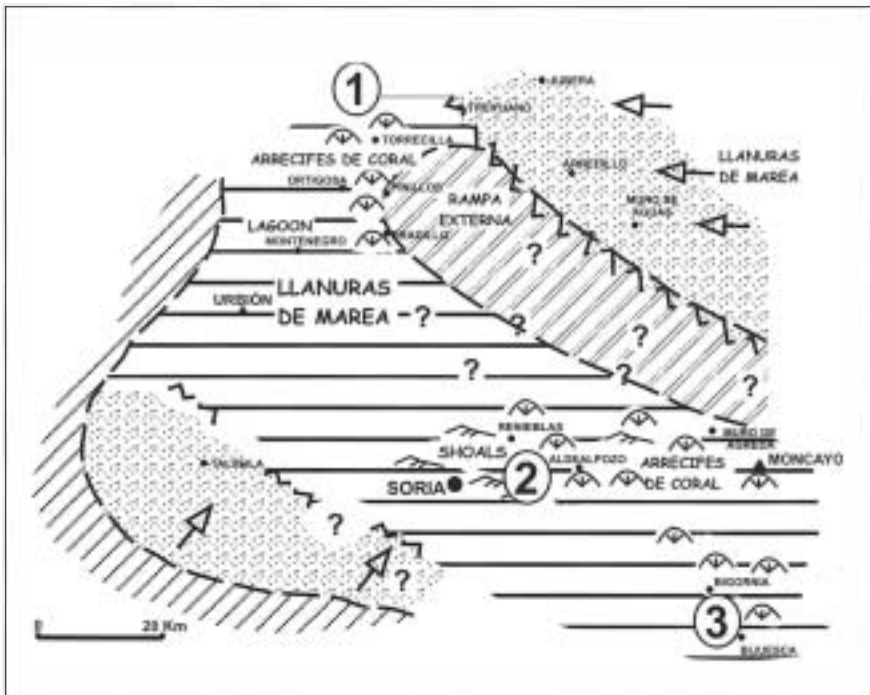


Fig. 7. Paleogeografía durante la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros en el área de Cameros. Sector de Torrecilla (1); Sector de Soria (2); y Sur del Moncayo (3) (modificada de Alonso et al., 1990).

lado, a la tectónica de régimen extensivo, que produjo el levantamiento del borde occidental de la Cuenca Ibérica y por otro, al descenso eustático que se produjo durante el Titónico-Berriasiense (Alonso et al., 1986-1987; Aurell, 1990; Aurell et al., 1994). En el área del Estrecho de Soria la retirada del mar se produjo a partir del Kimmeridgiense superior; a partir del Titónico se comenzó a desarrollar la Cuenca de Cameros (Mas et al., 1993) (Figs. 3, 5), así como pequeñas cuencas de tipo semi-graben en el área del Sur del Moncayo (Alonso y Mas, 1988) (Fig. 6 B). Los depósitos, fundamentalmente continentales, que a partir del Titónico rellenan estas cuencas se apoyan, en todos los casos, discordantes sobre los depósitos del Jurásico marino que comúnmente corresponden a la Formación Torrecilla en Cameros de edad kimmeridgiense (Mas et al., 1993). Esta discontinuidad se presenta en toda la cuenca en forma de superficies erosivas, paleosuelos y paleokarstificaciones. El tipo de facies predominante en la unidad arrecifal en cada uno de los sectores, así como el desarrollo de la discontinuidad a techo de la unidad y la evolución tecto-sedimentaria posterior también distintiva en cada uno de los sectores, jugaron un papel muy importante en cuanto a la evolución diagenética de la unidad arrecifal (Benito, 2001; Benito et al., 2001; 2005; Benito et al., 2002).

3. EL RELLENO DE LA CUENCA DE CAMEROS: MEGACICLO 3 (JURÁSICO TERMINAL - CRETÁCICO INFERIOR)

El relleno de la Cuenca de Cameros (Titónico-Albiense inferior) corresponde a un gran ciclo o megasecuencia que está limitado por dos importantes discordancias en la base y en el techo. La laguna estratigráfica que corresponde a la discordancia inferior es más importante en la zona septentrional de la cuenca, en donde llega a comprender desde el Kimmeridgiense superior hasta parte del Barremiense, que en su zona central y meridional, donde sólo comprende desde el Kimmeridgiense superior hasta parte del Titónico inferior (Mas et al., 1993; Benito y Mas 2001; Arribas et al., 2003) (Fig. 8).

El límite superior es la discontinuidad intra-albiense (Mas et al., 1993), situada en la base del Megaciclo del Cretácico superior. Es una discordancia regional, a partir de la cual la configuración paleogeográfica fue totalmente distinta y la Cuenca de Cameros, al igual que otras cuencas del rift ibérico finijurásico-eocretácico perdió su identidad, dando paso en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica a amplias áreas de plataforma que ocuparon el Estrecho Ibérico durante el Cretácico superior (Alonso et al., 1989; Alonso et al., 1993).

3.1. SECUENCIAS DEPOSICIONALES

La Supersecuencia o Megaciclo Jurásico terminal - Cretácico inferior se organiza en ocho secuencias deposicionales limitadas por discontinuidades estratigráficas, que se suelen manifestar como discordancias (Mas et al., 1993; Mas et al., 1997; Martín i Closas et al., 1998; Arribas et al., 2003) (Fig. 8). Este registro sedimentario es de carácter esencialmente continental (sistemas aluviales y lacustres) con sólo muy esporádicas incursiones marinas, que en las figuras 8 y 9 están señaladas con la letra M (Gómez Fernández, 1992; Alonso et al., 1993; Mas et al., 1993; Mas et al.,

1997; Mas et al., 2003). Normalmente las secuencias deposicionales se organizan en ciclos que comienzan por depósitos clásticos aluviales que pasan hacia techo a calizas de origen lacustre (Figs. 8 y 9: SD 1, SD 2, SD 3, SD 5 y SD 7). Aunque en la Cuenca de Cameros la velocidad de subsidencia y tasa de sedimentación son más elevadas que en el resto de las cuencas mesozoicas de la Cadena Ibérica, la pauta de relleno guarda un claro paralelismo secuencial con otras cuencas de la Cadena (las cuencas Ibérica meridional y del Maestrazgo) (Mas et al., 1993). En la figura 8 se indican las principales unidades litoestratigráficas que pueden diferenciarse en la cuenca, su posición dentro de las secuencias deposicionales, y sus principales rasgos sedimentológicos.

En general, el contenido paleontológico es escaso y solo de relativo valor cronoestratigráfico debido tanto al tipo de facies (esencialmente continentales) como a las transformaciones posteriores sufridas (fuerte diagénesis de enterramiento y metamorfismo local). Los principales datos cronoestratigráficos están basados en ostrácodos, carófitas y asociaciones palinológicas para el registro continental, y en

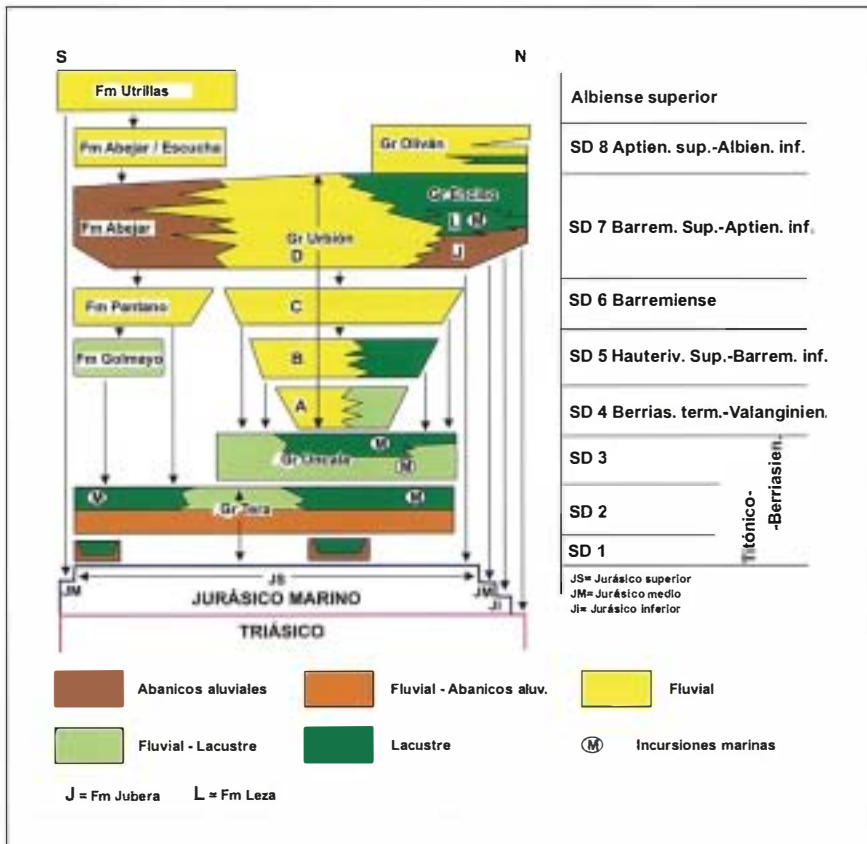


Fig. 8. Esquema simplificado de la estratigrafía y de las secuencias deposicionales (SD) que rellenan la Cuenca de Cameros (modificada de Guimerà et al., 1995).

escasas algas verdes calcáreas (principalmente Dasycladaceas), para las muy ocasionales incursiones marinas (Brenner, 1976; Guiraud et al., 1985; Schudack, 1987; Martín i Closas, 1989; Clemente et al., 1991; Alonso et al., 1993; Martín i Closas et al., 1998). Hasta la actualidad, estos datos han permitido asignar las siguientes edades a las diferentes secuencias (Fig. 8): SD 1 + SD 2.+ SD 3: Titónico - Berriasiense; SD 4: Berriasiense terminal - Valanginiense; SD 5: Hauteriviense superior - Barremiense; SD 6: Barremiense; SD 7: Barremiense superior - Aptiense inferior; y SD 8: Aptiense superior - Albiense inferior (Mas et al., 2003).

En general, todas las secuencias deposicionales dieron lugar a importantes espesores de depósitos (Fig. 9), pero este hecho fue particularmente acusado en la secuencias segunda y tercera que comprenden el Titónico - Berriasiense (hasta 1500 m en cada una de las secuencias SD 2 y SD 3) y en las últimas desde el Barremiense superior al Albiense inferior (hasta 1900 m en la secuencia SD 7 y 1500 en la secuencia SD 8; v. Fig. 10) (Mas et al., 1993; Mas et al., 1997; Mas et al., 2003).

Normalmente los datos de paleocorrientes tomados en las secuencias (Fig. 9) indican que los aportes siliciclásticos llegaban a la cuenca predominantemente desde su margen Suroeste. Los aportes desde el Norte fueron muy esporádicos y localizados, siendo sólo algo más abundantes en las primeras secuencias y relacionados con abanicos aluviales con escasa capacidad de extenderse hacia la cuenca (Mas et al., 1997). Desde el punto de vista de la procedencia de areniscas, en el sector occidental de la cuenca, se pueden establecer dos megasecuencias mayores: una Titónico - Berriasiense, que incluye las secuencias deposicionales SD 1, SD 2 y SD 3; y otra Valanginiense - Albiense inferior que incluye las secuencias deposicionales 4, 5, 6 y 7. Ambas megasecuencias comienzan con petrofacies cuarzolíticas generadas por la erosión de la cobertera sedimentaria mesozoica (pre-rift 2), y evolucionan a petrofacies cuarzofeldespáticas originadas por la erosión del basamento varisco (Macizo Hespérico). Las características petrográficas de estas megasecuencias están relacionadas con la configuración paleogeográfica de la Cuenca de Cameros. Así, la primera megasecuencia (Titónico - Berriasiense) se desarrolló en surcos de orientación NO-SE generados sobre la Zona Asturoccidental - Leonesa, mientras que la propagación de las fallas normales hacia el SO originó surcos de orientación similar, pero ahora sobre terrenos cristalinos de la Zona Centro - Ibérica (Arribas et al., 2003).

3.2. FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

En general, hacia el margen SO de la cuenca se concentra la mayor proporción de facies proximales (Fig. 9). Se trata normalmente de asociaciones de facies aluviales constituidas por areniscas y conglomerados con frecuencia correspondientes a sistemas de carácter entrelazado (Fig. 11: T1 y Fig. 12: C0, D1).

Los depósitos más distales, generalmente carbonatos y lutitas lacustres, tienden a desplazarse, por el contrario, hacia el margen NE (Fig. 9). Una de las asociaciones de facies más característica corresponde a la formada por ciclos lacustre-palustres de lagos carbonatados someros relativamente permanentes (Fig. 9: ON5, E1, E2; Fig. 11: T4; Fig. 13: E1, E2; y Fig. 14) que ocasionalmente acumulaban importantes cantidades de materia orgánica. Otra asociación de facies distal corresponde a lagos

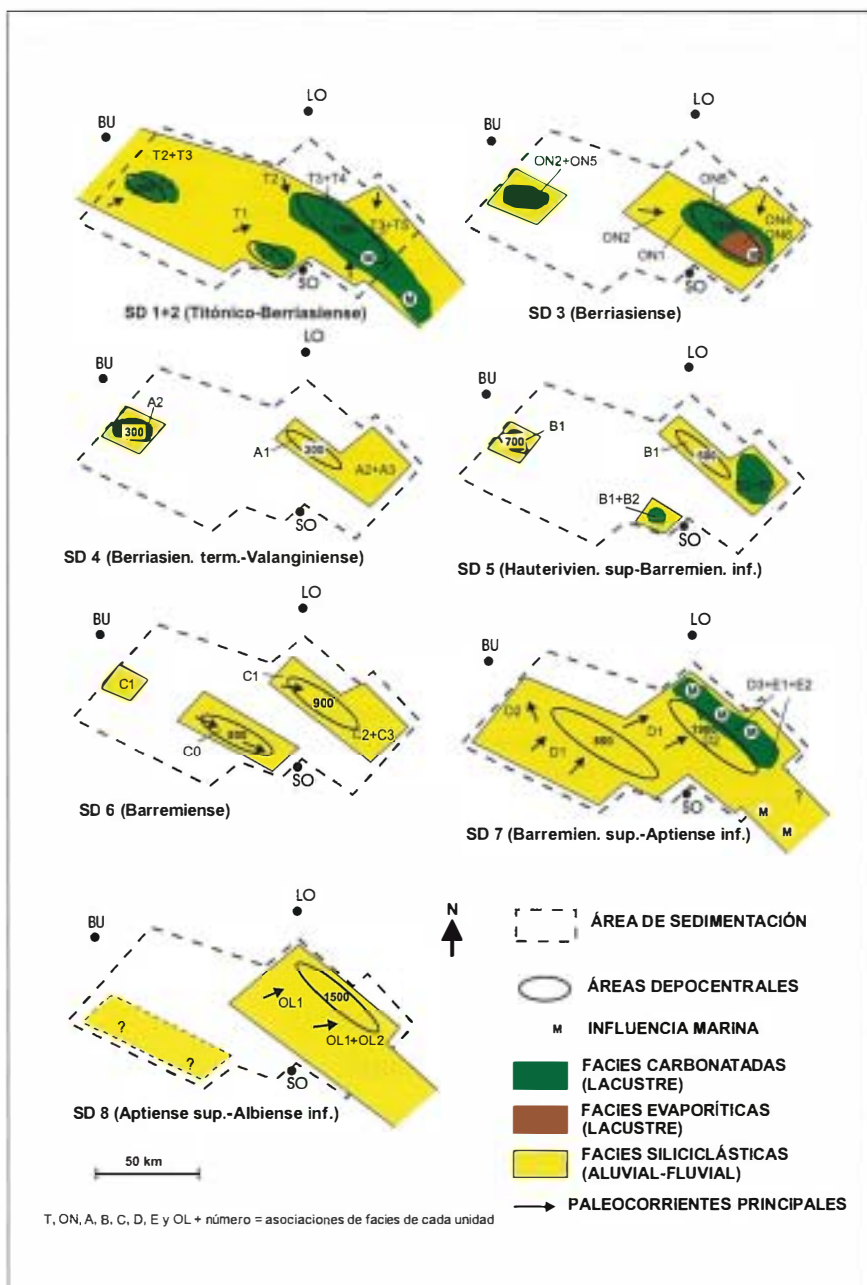


Fig. 9. Esquemas que representan la evolución paleogeográfica de la Cuenca de Cameros en distintos episodios de su evolución. BU: Burgos; LO: Logroño; SO: Soria (modificada de Mas et al., 1997).

efímeros con frecuentes colonias cianobacterianas y pseudomorfos de evaporitas (Fig. 9: T5, ON4, E3; Fig. 11: T5; Fig. 15: ON4 y Fig. 13: E3). Localmente, también aparecen facies micríticas laminadas asociadas a margas bituminosas («*black-shales*») (Fig. 15: ON6). Esta facies correspondería a ambientes lacustres relativamente profundos en los que se llegaban a alcanzar condiciones anóxicas.

Entre las áreas proximales dominadas por las facies aluviales y aquellas distales dominadas por lagos carbonatados, predominaban los sistemas fluviales frecuentemente meandriformes (Fig. 9: T2, T3, ON2, A2, B1, C1, C2, D2, D3, OL1, OL2; Fig. 11: T2, T3; Fig. 16: OL1, OL2). En estos sistemas fluviales se distinguen básicamente dos tipos de sucesiones: unas con *point-bars* coalescentes, que presentan una alta proporción de las facies canalizadas frente a las facies de llanura de inundación y otras con *point-bars* aislados, en las que la proporción de facies canalizadas frente a las de llanura de inundación es baja (Fig. 17). En general, hacia el Noreste la proporción de facies de llanura de inundación se hace progresivamente mayor al tiempo que disminuyen las facies canalizadas.

Las incursiones marinas que, avanzando a lo largo de la Cuenca Ibérica, llegaron a la Cuenca de Cameros procedentes del ámbito del Tethys, coincidieron con los episodios de mayor desarrollo de las facies lacustres (Mas et al. 1993) y tuvieron lugar durante el Titónico - Berriasiense y el Barremiense superior - Aptiense (Fig. 9). Estas incursiones dieron lugar al desarrollo muy esporádico de ambientes de *lagoon* interno con facies micríticas de *wackestones* con foraminíferos bentónicos y algas verdes calcáreas, principalmente Dasycladaceas (Fig. 11: T4; Fig. 13: E1; Fig. 15: ON5).

3.3. ARQUITECTURA DEL RELLENO DE LA CUENCA

La arquitectura del relleno de la cuenca ha sido reconstruida sobre la base de las siguientes herramientas (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995): levantamiento cartográfico de la geología de la Cuenca y de su entorno geológico (Fig. 2 B); análisis estratigráfico basado tanto en datos de afloramiento, a partir de numerosas secciones estratigráficas, como en datos de subsuelo a partir de sondeos; y cortes estructurales compensados a través de la Cuenca (Fig. 2 A), basados tanto en perfiles sísmicos como en datos de campo. Los cortes geológicos obtenidos han permitido elaborar reconstrucciones 2D y 3D de la Cuenca.

Todos ello permite afirmar que las secuencias deposicionales que rellenan la cuenca se disponen de forma general en on-lap hacia el N sobre el substrato mesozoico previo (Fig. 2 A y B). Se observa la migración hacia el Norte de los depocentros y de la distribución areal de las sucesivas secuencias (Mas et al., 1993). Y la potencia vertical de los materiales que rellenan la cuenca es de unos 5 km, aunque pueden medirse hasta 9 km en el campo, como consecuencia de la migración de los depocentros antes aludida (Fig. 2 A).

Sin embargo, no se observan en el margen Norte de la cuenca grandes fallas (de salto kilométrico) que puedan explicar el grosor de materiales registrado. Por el contrario, los materiales que rellenan la cuenca se disponen, de una manera general, en contacto sedimentario sobre los materiales previos a ella, y en la mayor



Fig. 10. Fracturación sin-rift del sustrato Jurásico (las líneas blancas son fallas sin-rift) y unidades que rellenan la cuenca en su sector más septentrional. Formación Jubera (Gr Urbión), Formación Leza (Grupo Enciso) y Grupo Enciso = SD 7; Grupo Oliván = SD 8. Vista panorámica del Valle del Río Jubera, mirando hacia el Norte desde la carretera que sube a San Vicente de Robres, La Rioja.

parte de las áreas lo hacen sobre el Jurásico superior marino (Kimmeridgiense). Así, en la parte meridional de la cuenca, la primera secuencia SD 1 (Titónico - Berriasiense) cubre en on-lap una discordancia sobre los complejos arrecifales kimmeridgienses de la Fm. Torrecilla en Cameros, pero, en el área septentrional, es la secuencia SD 5 (Barremiense superior - Aptiense inferior) la que yace discordantemente sobre la Formación Torrecilla (Fig. 2 B).

Aunque, como ya se ha mencionado, la Cuenca de Cameros es atípica entre las cuencas del rift Ibérico mesozoico, el análisis de la tasa de sedimentación realizado sobre datos de superficie de las columnas levantadas permite diferenciar dos etapas de aceleración del proceso de rifting: la etapa Titónico-Berriasiense y la Barremiense-Albiense inferior, que guardan un neto paralelismo con las otras cuencas ibéricas contemporáneas del Maestrazgo e Ibérica Sur (Mas et al., 1993). El análisis de la subsidencia, en este caso basado sobre tres sondeos virtuales (Fig. 19), pone de manifiesto que las dos etapas de aceleración del rifting mencionadas están registradas en el sector depocentral de la cuenca, sin embargo, hacia su margen Norte sólo se registra la segunda etapa. Por otra parte, los cálculos de la subsidencia tectónica dan valores de más del doble en el sector depocentral (aproximadamente central) que en el sector N de la cuenca (Mas et al., 2003).

4. METAMORFISMO

En el sector oriental de la Cuenca de Cameros, hay un volumen muy importante de sus materiales que se ha visto afectado por metamorfismo de bajo y muy bajo

grado (Fig. 4). Desde el punto de vista macroscópico, este metamorfismo se traduce en una intensa recristalización que transforma los niveles de areniscas en meta-arcillas. Microscópicamente cabría destacar la aparición de cloritoide que es un mineral típico de metamorfismo de grado bajo.

En el pasado, este metamorfismo fue considerado como un metamorfismo dinamo-térmico de carácter regional y coincidente con el relleno de la cuenca (Guiraud et al., 1985; Golberg et al., 1988). Posteriormente, esta idea ha sido también mantenida por otros autores (Casas Sáinz et al., 1992; Mata et al. 2001), quienes consideran que se trata de un metamorfismo de bajo grado isoquímico relacionado exclusivamente con las condiciones de soterramiento en el área depocentral de la cuenca.

Sin embargo, los resultados recientes, basados en un detallado estudio de la cuenca, combinando diferentes enfoques (mineralógico, petrológico, geoquímico y estructural) definen que el metamorfismo es de carácter hidrotermal y aloquímico (Casquet et al., 1992; Barrenechea et al., 1995; Alonso-Azcárate et al., 1995; Mantilla et al., 1998; Alonso-Azcárate et al., 1999; Mantilla., 1999; Barrenechea et al., 2000; Alonso-Azcárate et al., 2001; Mantilla et al., en este volumen). En estos estudios se han aplicado diversos métodos analíticos, tales como: microtermometría de inclusiones fluidas, dataciones radiométricas, asociaciones minerales (cloritoide ± clorita en el pico metamórfico), parámetros cristalquímicos de los filosilicatos, microtermometría de cloritas, termometría isotópica y el estudio geoquímico de los yacimientos de sulfuros. Las conclusiones más importantes que se pueden extraer de estos estudios son: (1) el metamorfismo muestra inversiones térmicas muy claras en las áreas depocentrales, y el grado metamórfico alcanzado por los materiales estuvo mucho más controlado por los cambios en la permeabilidad y composición de los sedimentos que por su propia profundidad de enterramiento; (2) este metamorfismo fue posterior al relleno de la cuenca, con una edad de -106 a -86 Ma, es decir desde el Albiense superior al Coniaciense, y por tanto, claramente posterior a la etapa de Rift 2 en la que se rellenó la cuenca desde el Titónico al Albiense inferior; y (3) las condiciones del metamorfismo varían desde bajo grado o epizona a muy bajo grado o anquizona, con una temperatura máxima de 350° - 370° C en el pico metamórfico y una presión máxima de \approx 1kbar.

Por otra parte, los resultados recientes determinan de forma más precisa las áreas de la cuenca que han sido afectadas por metamorfismo hidrotermal (Fig. 4), así como sus características térmicas y geocronológicas (Mantilla, 1999; Mantilla et al., en este volumen). Se han diferenciado dos áreas metamórficas: una central (Yanguas - San Pedro Manrique), con un evento Cretácico superior de metamorfismo de bajo grado, y otro Eoceno inferior-medio de metamorfismo de muy bajo grado (A en Fig. 4); y otra oriental (Anticlinal de El Pégado), en la que sólo se manifiesta un evento Eoceno inferior-medio de metamorfismo de muy bajo grado (B en Fig. 4). En ambas áreas metamórficas se reconocen esquistosidades, pero presentan carácter distinto. Así, en el área metamórfica de Yanguas - San Pedro Manrique, la esquistosidad que se reconoce es de tipo «*slaty cleavage*» penetrativa con fuerte reorientación de los filosilicatos y oblicua a la estratificación. Sin embargo, la foliación oblicua a la estratificación que aparece en el anticlinal de El Pégado corresponde a esquistosidad de plano axial tectónicamente relacionada con el pliegue alpino del Pégado (Mantilla, 1999; Mantilla et al., en este volumen).

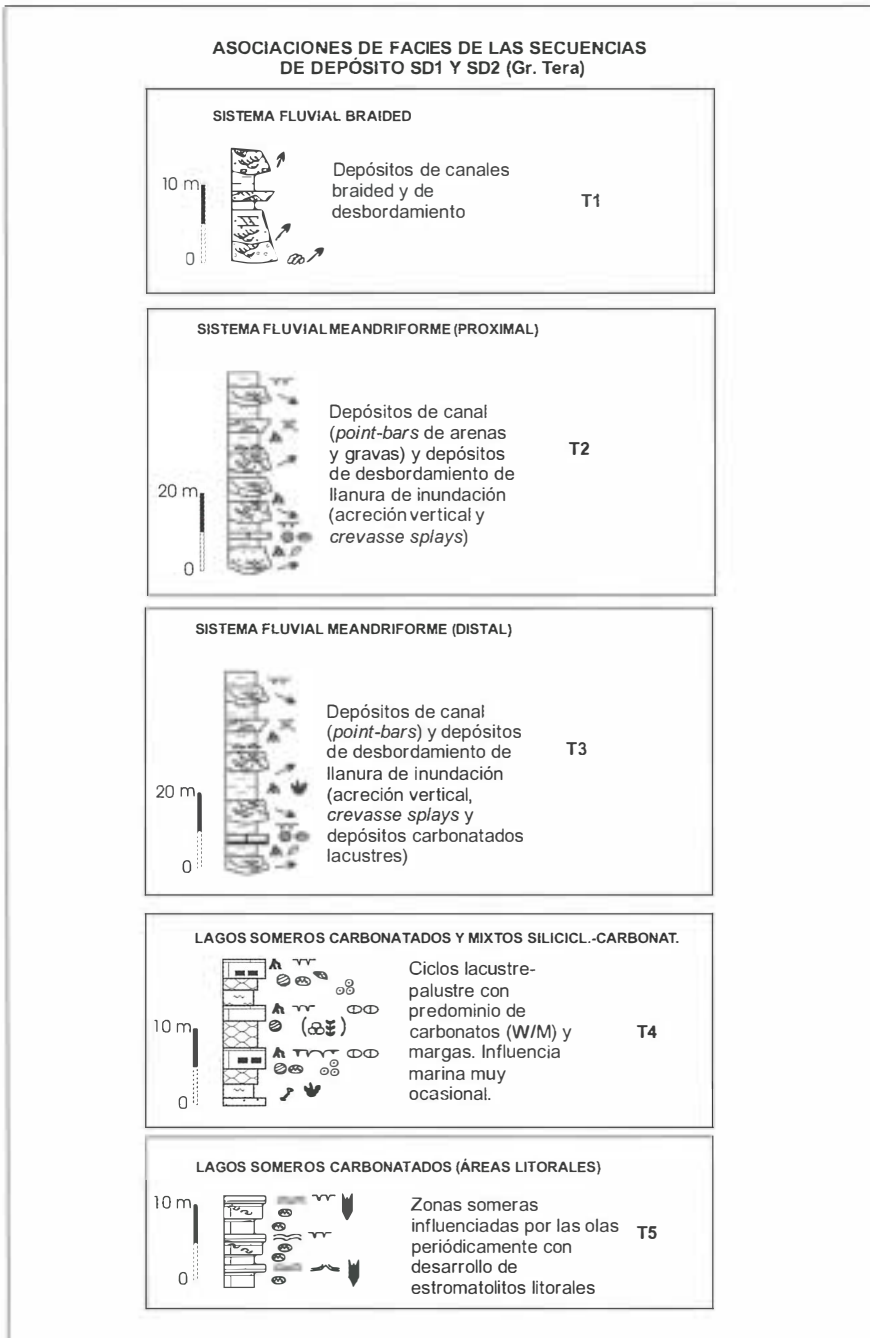


Fig. 11. Principales asociaciones de facies observadas en los depósitos pertenecientes a las Secuencias de Depósito SD 1 y SD 2 (Grupo Tera) (modificada de Mas et al., 2003).

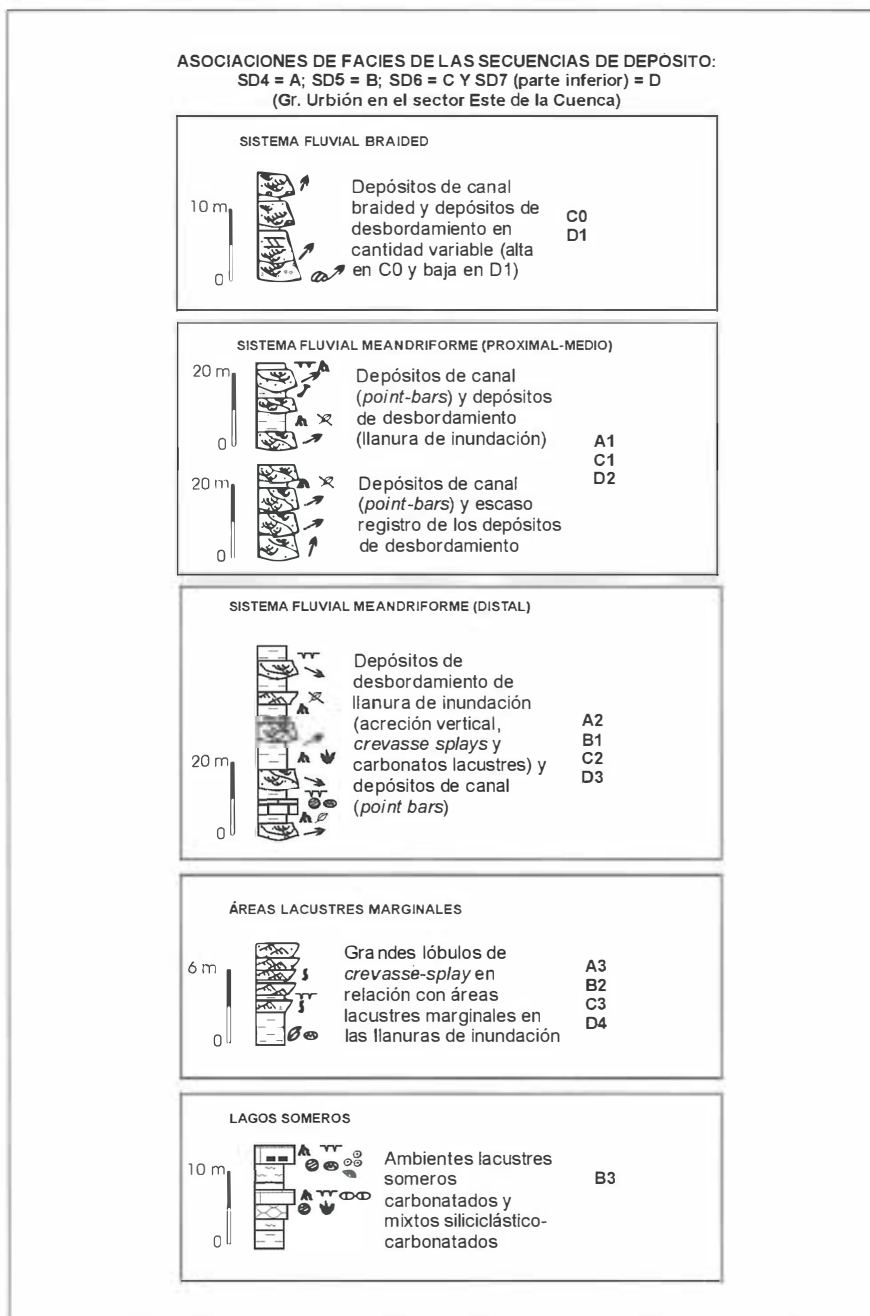


Fig. 12. Principales asociaciones de facies observadas en los depósitos de las secuencias: SD 4 = A; SD 5 = B; SD 6 = C y parte basal de la SD 7 = D (Grupo Urbión en el sector Este de la cuenca) (modificada de Mas et al., 2003).

Los abundantes yacimientos de pirita del sector oriental de la Cuenca de Cameros son otro hecho distintivo genéticamente relacionado con este metamorfismo (Alonso-Azcárate et al., 1996). El estudio de los isótopos estables de azufre en los cristales de pirita (Alonso-Azcárate, 1997; Alonso-Azcárate et al., 1999) mues-

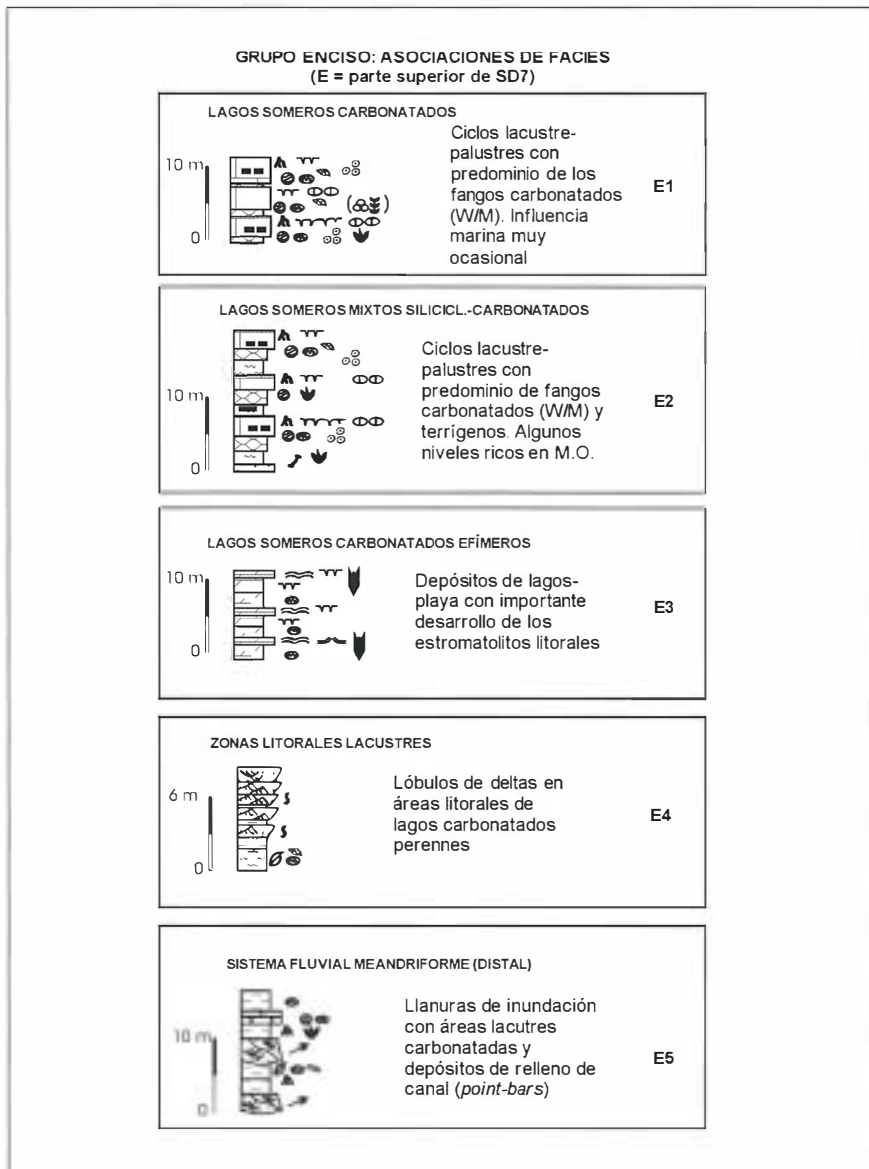


Fig. 13. Principales asociaciones de facies observadas en la parte alta de la secuencia SD 7 = E (Grupo Enciso) (modificada de Mas et al., 2003).

tra que el azufre de las piritas proviene de una mezcla de azufre derivado de la rotura térmica de sulfuros sedimentarios y azufre derivado de la reducción termoquímica de sulfatos evaporíticos, variando la relación entre ambos de unas zonas a otras. Los cristales de algunos de estos yacimientos de pirita son mundialmente famosos por su tamaño, brillo y perfección de las formas cristalinas. Resultados recientes han demostrado que las facies sedimentarias presentes en la cuenca, han ejercido durante el metamorfismo un importante control en la génesis de los hábitos cristalinos diferentes de los cristales de pirita (Alonso-Azcárate et al., 2001).

5. ESTRUCTURA

La Cuenca de Cameros se invirtió totalmente durante la compresión terciaria y está incluida en la lámina de cabalgamiento alpina de Cameros (Fig. 2 A) de mayor tamaño que la cuenca sedimentaria (Guimerà et al., 1995). La lámina de cabalgamiento incluye el relleno de la cuenca finijurásica-eocretácica, su substrato mesozoico y el basamento varisco, que aflora al Noroeste y Sureste (Fig. 2 B), en el sector de La Demanda y en los alrededores del Moncayo, respectivamente. También incluye la cuenca terciaria de Almazán que sería por tanto una cuenca de *piggy-back*, que es a su vez cabalgada desde el Norte por la Cuenca de Cameros (Fig. 2 A: corte B-B'). La orientación aproximada de la lámina es E-O y sus dimensiones son de al menos 150 km de longitud y 80 km de anchura. Hacia el Oeste y el Sureste la lámina de cabalgamiento de Cameros es recubierta por depósitos post-tectónicos del Mioceno superior, por lo que su longitud debe ser mayor.

El borde Norte de esta lámina de cabalgamiento es un cabalgamiento principal (Cabalgamiento de Cameros; Fig. 20) que aflora a lo largo de 120 km y tiene una traza de orientación aproximada ONO-ESE. Su longitud debe ser mayor, como parecen atestiguar los datos de sondeos (Guimerà et al., 1995). Por ejemplo, en el sondeo de Magallón (hacia el E, ya en la Cuenca del Ebro), se encuentra el Jurásico marino sobre unos 2000 m, de depósitos terciarios sintectónicos con el cabalgamiento. Su emplazamiento fue sincrónico con la sedimentación de los depósitos de edad Paleogeno a Mioceno medio de la Cuenca del Ebro que, a su vez, fueron plegados (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995). La falla basal de la lámina de cabalgamiento de Cameros vergente al N, muestra una disposición típica de rampa -rellano - rampa. Esta falla asciende en rampa desde el basamento por debajo de las zonas más internas de la Unidad tectónica de Cameros, se arrellana en la base del Keuper a lo largo de 20 km y en la cuña frontal de esta lámina de cabalgamiento, asciende de nuevo en rampa a través de los carbonatos jurásicos y los depósitos que rellenan la cuenca (sin-rift 2) en su zona más septentrional (Fig. 2: A - A'). La zona axial de la Unidad de Cameros presenta como infrayacente un anticlinal de rampa (*«ramp anticline»*) en el que está implicado el basamento y, durante la inversión terciaria, fue elevada del orden de 2 a 3 km (Fig. 2 A). Además, los datos de sondeo y la sísmica de reflexión indican la presencia de un *«short cut»* del basamento debajo de las partes más profundas de la cuenca (Ramírez Merino et al., 1990; Casas, 1992). El acortamiento total a través de la Cuenca de Cameros se ha estimado en 33 km (Guimerà et al., 1995).

Hacia el Oeste (sector de La Demanda) y el Sureste (sector del Moncayo) el espesor de los materiales que rellenan la Cuenca de Cameros decrece y aparecen pliegues y fallas en los que están implicados el basamento varisco (núcleo del «*ramp anticline*»), la cobertera mesozoica y los depósitos terciarios pre- y sin-tectónicos (Fig. 2 B). Estas estructuras están recubiertas discordantemente por los materiales post-tectónicos de las cuencas del Ebro y Duero.

El borde sur de la Cuenca invertida corresponde a un sistema de cabalgamiento de dirección aproximada E-O y vergencia hacia el S que se extiende a lo largo de 150 km. Esta estructura contractiva está constituida por cabalgamientos imbricados y pliegues de propagación asociados. Los cabalgamientos y pliegues fueron sincrónicos con la sedimentación paleógena en la Cuenca de Almazán, que actuó a modo de cuenca de antepaís local (Fig. 2 A: B-B' y Fig. 2 B). Tal como vienen a indicar los resultados de dos sondeos y los datos geológicos de superficie (Meléndez y Vilas, 1980; Clemente y Alonso, 1990; Guimerà et al., 1995), el abanico imbricado meridional de cabalgamientos y pliegues está asociado al margen Sur fallado de la cuenca finijurásica - eocretácica de Cameros. La falla normal sin-rift de este margen (Fig. 2 A: B-B') fue parcialmente invertida. Sin embargo, la inversión de su parte superior se vio amortiguada por un «*short cut*» que involucraba a los materiales del Triásico superior, dando lugar al cabalgamiento y plegamiento de los materiales pre-cretácicos y cretácico superiores del bloque de techo. Además, esta zona externa de deformación fue elevada por el desarrollo de otro «*short cut*», involucrando, en este caso, al basamento (Guimerà et al., 1995) (Fig. 2 A: B-B'). El acortamiento total a lo largo del margen sur de la Unidad de Cameros se ha cifrado en 5,4 km (Guimerà et al., 1995).

La dirección de transporte de la lámina de cabalgamiento es NNE - SSO (Fig. 21 A) y la deformación acumulada durante la inversión paleógena de la Unidad de Cameros se ha estimado que es del orden de 38,4 km (Guimerà et al., 1995).

La dirección de extensión regional durante la formación de la cuenca es también NNE-SSO (Fig. 21 B). Esta dirección ha sido estimada a partir grietas de tensión rellenas de cuarzo en las areniscas y de calcita en los carbonatos (Guiraud et al., 1985; Guimerà et al., 1995). La extensión total obtenida mediante la modelización por ordenador es de 33,3 km (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995). Sin embargo, un hecho a destacar es la continuidad del substrato mesozoico de la cuenca. Así, tenemos que los carbonatos del Jurásico marino (aproximadamente 0,5 a 1 km de espesor máximo) están presentes a lo largo de toda la Unidad de Cameros constituyendo, prácticamente siempre, el substrato del relleno de la Cuenca de Cameros. Además, estos materiales sólo muestran evidencias menores de una fracturación extensional sindeposicional (Guiraud, 1983; Díaz Martínez, 1988; Mas et al., 1993). Como se señaló anteriormente, el relleno Jurásico terminal - Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros muestra migración progresiva hacia el N de los depocentros y, en contacto sedimentario, recubre en onlap el margen septentrional de la cuenca. El relleno sedimentario de la cuenca llega a alcanzar hasta 5 km de espesor vertical y, teniendo en consideración la migración hacia el N de los depocentros, una potencia acumulada de 9 km. La Cuenca finijurásica - eocretácica de Cameros se interpreta como una cuenca de rampa extensional invertida (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995).



Fig. 14. Potente sección correspondiente a sistemas de lagos carbonatados someros de la Formación Leza (Grupo Enciso - SD 7). Vista panorámica del Valle del Río Leza, mirando hacia el norte desde un mirador próximo a Soto en Cameros, La Rioja.

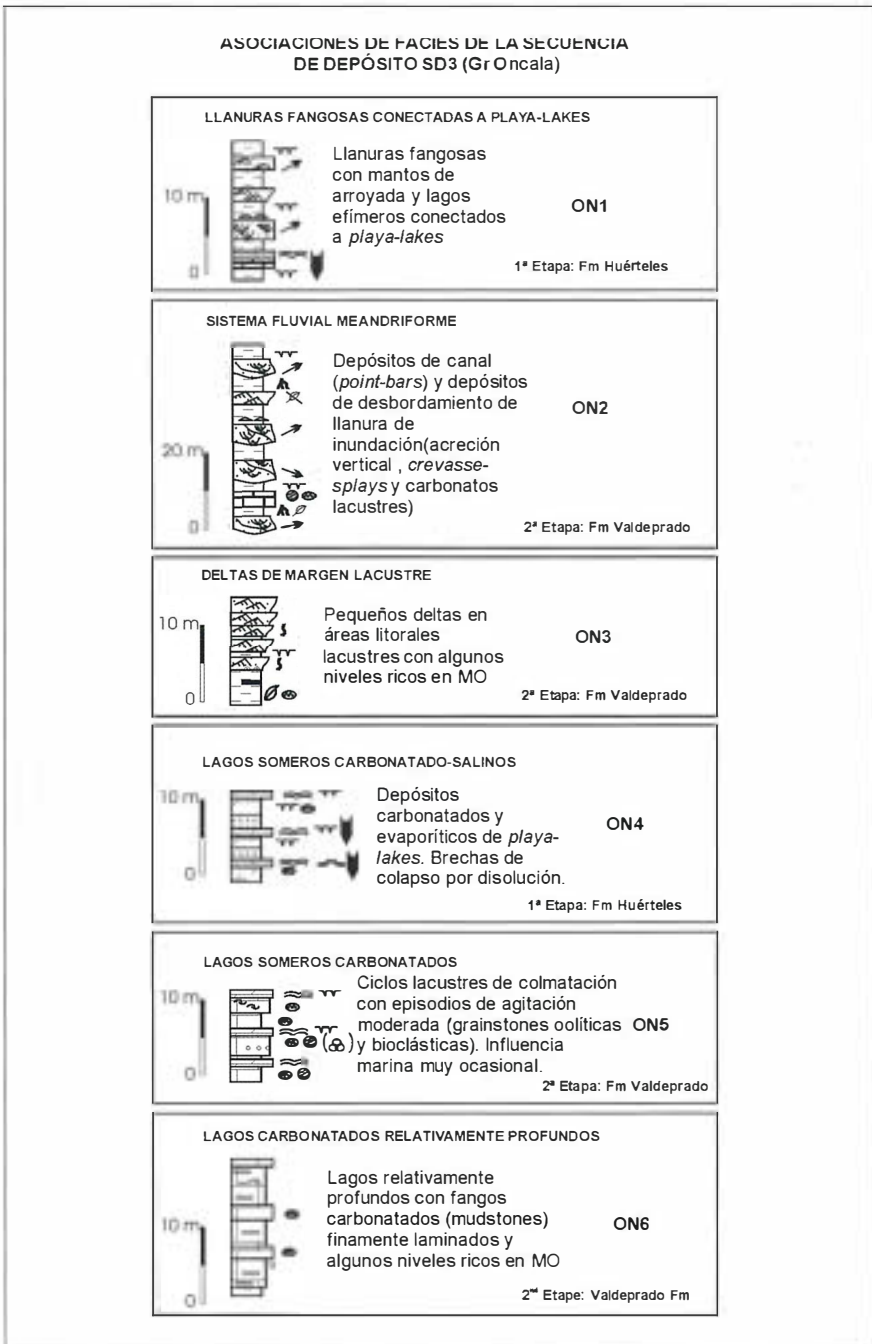


Fig. 15. Principales asociaciones de facies de la Secuencia de Depósito SD 3 (Grupo Oncala) (modificada de Mas et al., 2003).

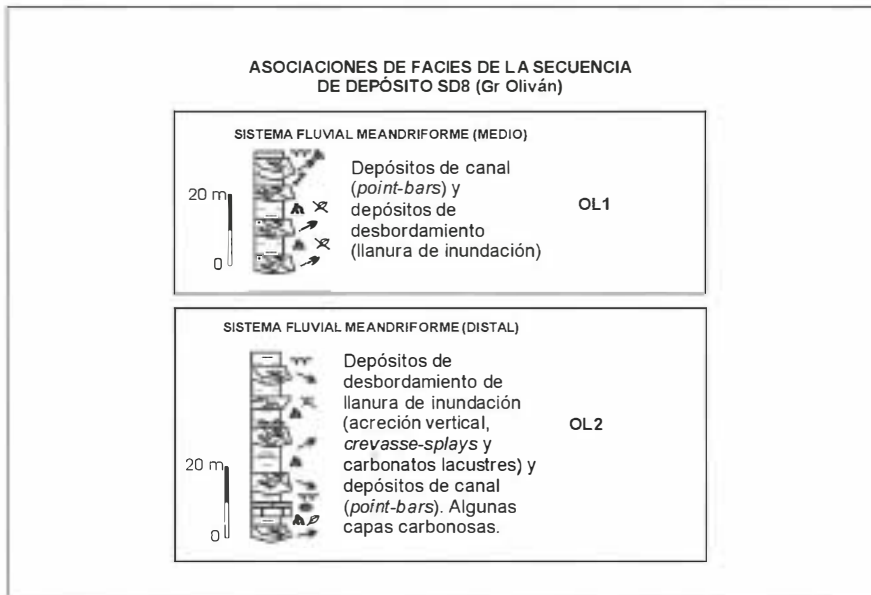


Fig. 16. Principales asociaciones de facies de la Secuencia de depósito SD 8 (Grupo Oliván) (modificada de Mas et al., 2003).



Fig. 17. Parte inferior del Grupo Urbión: cuerpos canalizados de areniscas (*point-bars*) aislados e intercalados entre unidades con predominio de lutitas (llanura de inundación). San Pedro Manrique, Soria.

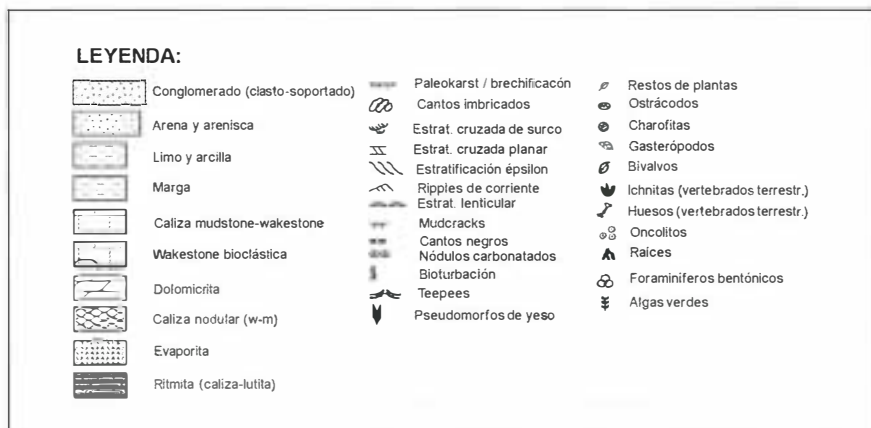


Fig. 18. Leyenda para las figuras 11, 12, 13, 15 y 16.

6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA: MODELO DE CUENCA

De lo expuesto en los apartados anteriores, se pueden resumir algunas conclusiones en cuanto a la formación de la cuenca, su posterior metamorfismo y la inversión subsecuente. Estas conclusiones constituyen el núcleo del modelo evolutivo para explicar esta peculiar cuenca.

En relación con su formación, se puede concluir que es una cuenca sinclinal con sedimentación esencialmente continental que no estuvo limitada por grandes fallas durante su desarrollo (Fig. 2 A). La continuidad prácticamente total del substrato jurásico (Fig. 22 B) hace descartar la idea de que fuese una gran falla extensional, que alcanzase la superficie en su borde N (Fig. 22 A), la que hubiese controlado su forma y la migración hacia el N de las sucesivas secuencias que la rellenan (Mas et al., 1993). Realmente, la migración hacia el N de las ocho Secuencias Depositionales, desde el Titónico al Albiense inferior, y su *on-lap* sobre el substrato mesozoico previo (Fig. 2 A), que casi siempre es el Malm, pueden explicarse si se considera que la cuenca se formó sobre una rampa, de buzamiento aproximado hacia el Sur, en una falla extensional con plano aproximadamente horizontal localizada en el basamento, sería por tanto una cuenca de rampa extensional («*extensional ramp basin*») (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995).

La génesis de este tipo de cuencas sinclinales en los bloques de techo de fallas extensionales («*hangingwall basin*») ha sido propuesto, en modelos a escala (McClay, 1990; Roure et al., 1992) con fallas extensionales horizontales que contienen segmentos de rampas sobre las cuales se desarrollan, se obtiene la misma disposición que en las unidades que rellenan la cuenca sinclinal de Cameros (Fig. 23). En estos modelos, la extensión de los materiales del bloque de techo de la falla, previos a la subsidencia, tiene lugar fuera de la cuenca sinclinal que se origina, alrededor del área donde la falla extensional alcanza la superficie. La extensión del substrato es muy pequeña y las unidades rocosas guardan su continuidad.

Una cuestión importante es la profundidad a la que se localizaría esta falla extensional. Según algunos autores (Guiraud et al., 1985; Casas et al., 1992; Casas, 1993; Mata et al. 2001) se situaría en las capas del Keuper, por tanto coincidiría con la superficie de cabalgamiento final (Fig. 24 A). Esta hipótesis presenta un fallo mecánico que, en nuestra opinión, la hace reológicamente muy poco probable. Para producir la cuenca, una lámina de rocas jurásicas de unos 500 - 800 m de espesor, unos 30 km de anchura y más de 100 km de longitud habría tenido que ser

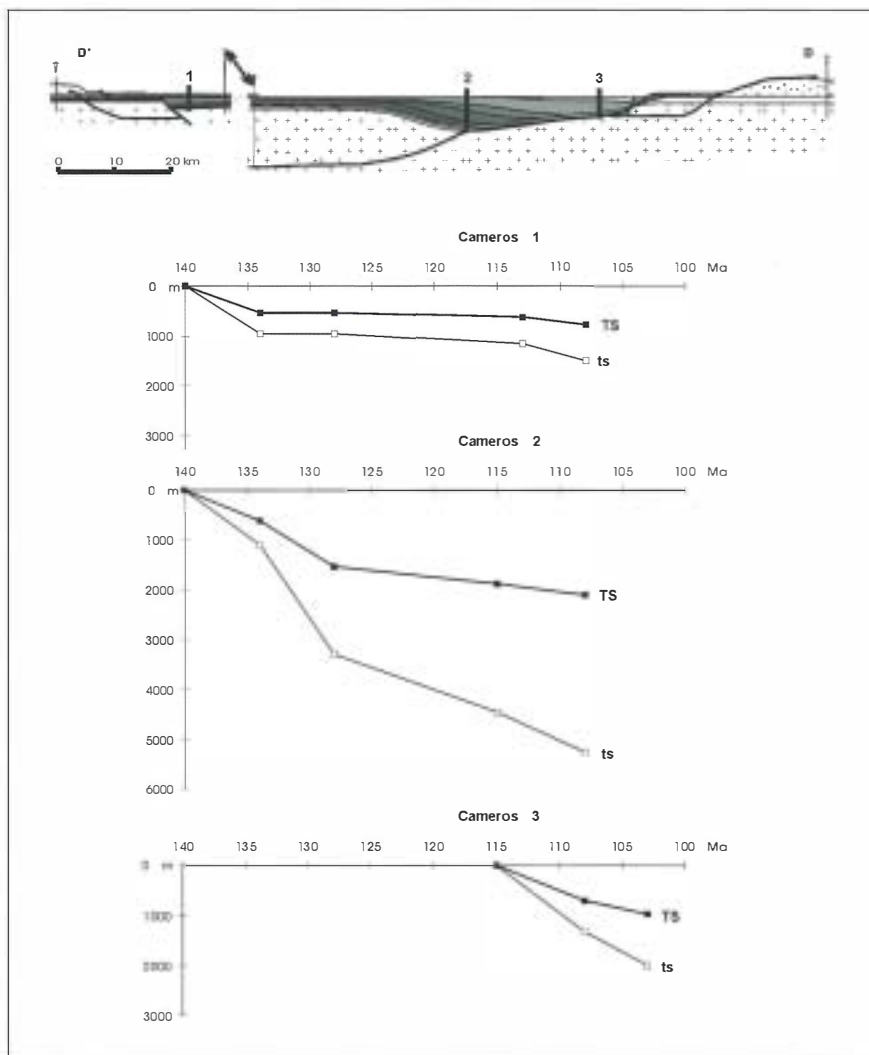


Fig. 19. Análisis de la subsidencia basado en tres sondeos virtuales (1, 2 y 3) en la Cuenca de Cameros. TS: subsidencia tectónica; ts: subsidencia total (modificada de Salas et al., 2001).

arrastrada desde el Sur sin romperse y sin que se formase una falla sobre la rampa en el borde Norte de la cuenca. Además, todo esto tendría que haber ocurrido en condiciones subaéreas, como puede deducirse de la naturaleza continental de las rocas que la rellenaban y de la ausencia en muchas zonas al Norte de ella de las rocas coetáneas que estaban siendo erosionadas.

Para evitar este problema, se propone que la falla extensional estaría situada dentro del Basamento Varisco (Fig. 24 B y Fig. 25), a una profundidad de 7 a 11 km, coincidente con la estructura de basamento única de la Cordillera Ibérica propuesta por Guimerà et al. (1990). De esta forma, el bloque de techo de la falla extensional tendría un espesor de varios kilómetros y sería capaz de permitir su desplazamiento hacia el Sur sin una deformación interna significativa. La extensión en el bloque de techo se produciría fuera del ámbito de la cuenca, al N de ésta, alrededor de donde la estructura extensional alcanzase la superficie. Esta zona correspondería con la Cuenca Vasco - Cantábrica donde, durante esta etapa, se dieron importantes acumulaciones de sedimentos ligados a sistemas de semigrabens muy activos (Rat, 1988; García-Mondejar et al., 1996; García-Mondejar et al., 2004; Pujalte et al., 2004). Asimismo, se desarrollaron otras cuencas de semigraben de tamaño más reducido en el bloque del Ebro (Fig. 24 B), como lo atestiguan la localización, en sondeos y perfiles sísmicos, de cubetas wealdicas bajo los depósitos terciarios de la Cuenca del Ebro al N del bloque de La Demanda - Cameros (Lanaja, 1987). Sería en todo este conjunto de semigrabens al Norte de la Cuenca de Cameros donde se estaría produciendo la extensión del bloque superior (Guimerà et al., 1995).

En resumen, la Cuenca de Cameros se habría producido por el movimiento de una falla extensional profunda que contendría dos secciones prácticamente horizontales (rellanos *-flats-*) separadas por una sección intermedia buzando hacia el sur (rampa *-ramp-*). El sentido de desplazamiento del bloque de techo (*-hanging-*

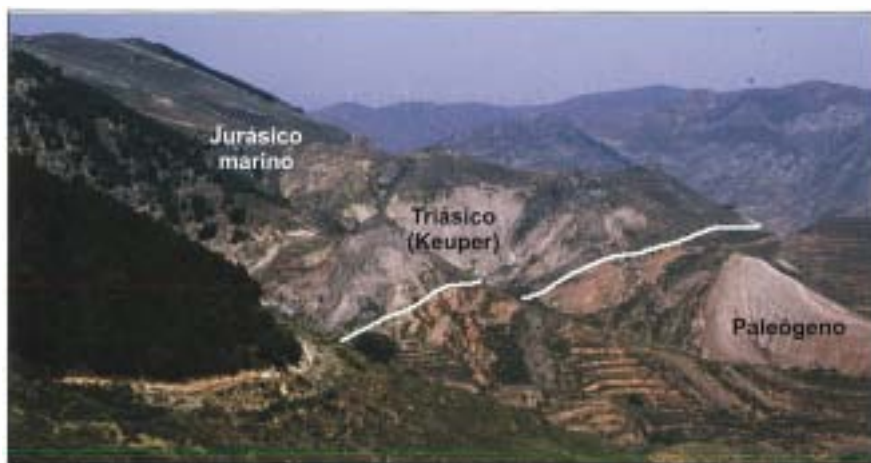


Fig. 20. Vista panorámica del Cabalgamiento norte de Cameros (señalado con línea blanca), mirando hacia el NO desde la pista que sube a Peñalmonte desde la carretera secundaria que conduce de Préjano a Arnedillo, La Rioja.

wall») sería hacia el S a SO, paralelo a la dirección de extensión deducida, con desplazamiento cifrado en 33 km (Guimerà et al., 1995).

Para ilustrar esta hipótesis, se ha construido un modelo por ordenador (Mas et al., 1993, Guimerà, 1995) utilizando el programa *Fault!* de Wilkerson et al. (1989).

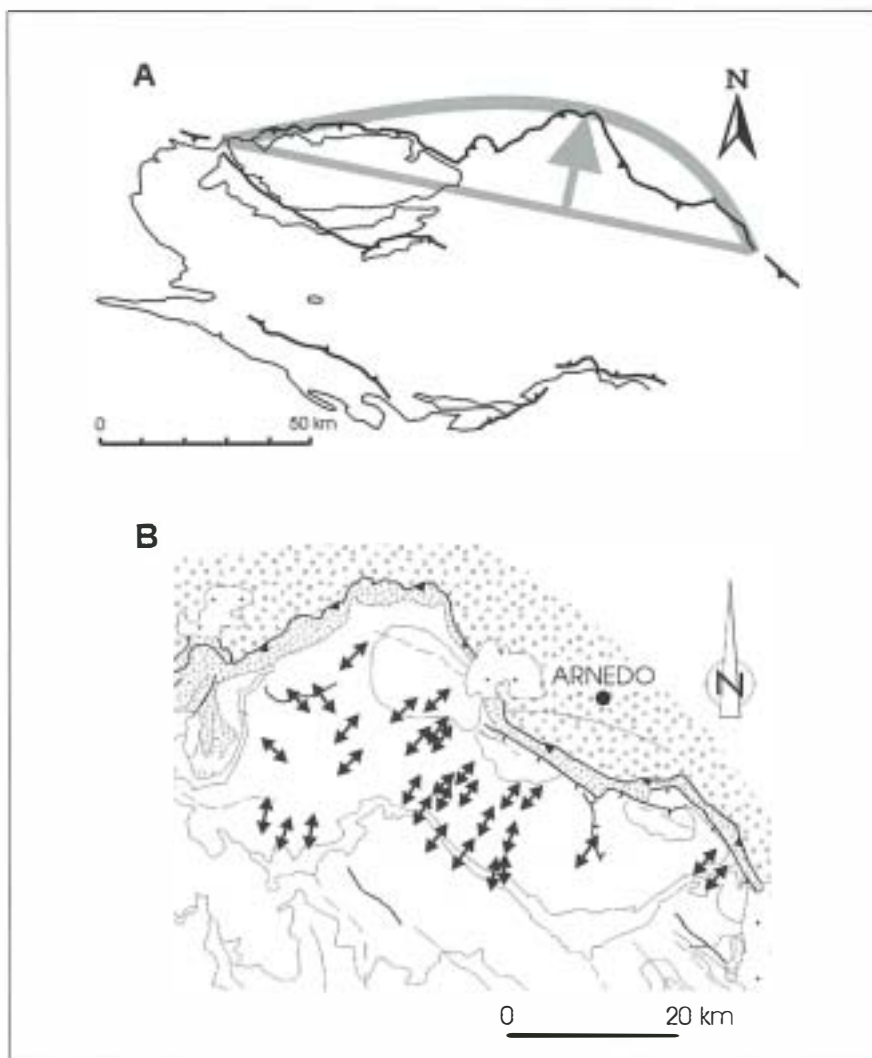


Fig. 21. A. Esquema simplificado de la Cuenca de Cameros y del cabalgamiento principal que aflora al norte. Obsérvese la aplicación de la regla del arco y la flecha (Elliot, 1976) que se ha utilizado para estimar la dirección de desplazamiento de la lámina de cabalgamiento de Cameros. B. Esquema geológico del sector NE de la Cuenca de Cameros en la que se muestran las direcciones de extensión observadas en los afloramientos a partir de los diques y venas de cuarzo y calcita por Guiraud et al. (1985) (modificadas de Guimerà et al., 1995).

En nuestra opinión, a pesar de algunas limitaciones del programa, el modelo obtenido representa bien la evolución propuesta para la Cuenca de Cameros (Fig. 26).

La figura 26 muestra la evolución obtenida mediante el citado programa aplicado a los cortes geológicos de la Cuenca de Cameros A-A' y B-B' de la figura 2 A. El primer estadio (A) muestra la forma de la falla extensional antes de la extensión, y los estadios (B) a (F) el desarrollo y evolución, desde el Titónico al Albiense inferior, de un sinclinal de rampa-extensional resultante del desplazamiento hacia el S del bloque de techo. La anchura de la Cuenca aumenta progresivamente hasta alcanzar su estado final. El depocentro de cada estadio se localiza siempre sobre la rampa y la unidad sedimentada en cada estadio es desplazada hacia el S durante la sedimentación la siguiente. El resultado es la migración hacia el N de los depocentros de cada unidad y el *on-lap* hacia el N sobre el substrato mesozoico.

Para explicar los depocentros secundarios localizados hacia el margen Sur de la Cuenca de Cameros, durante los estadios (D) y (E) se ha introducido una falla anti-tética en el modelo en su borde Sur. Esta falla representa la falla normal principal

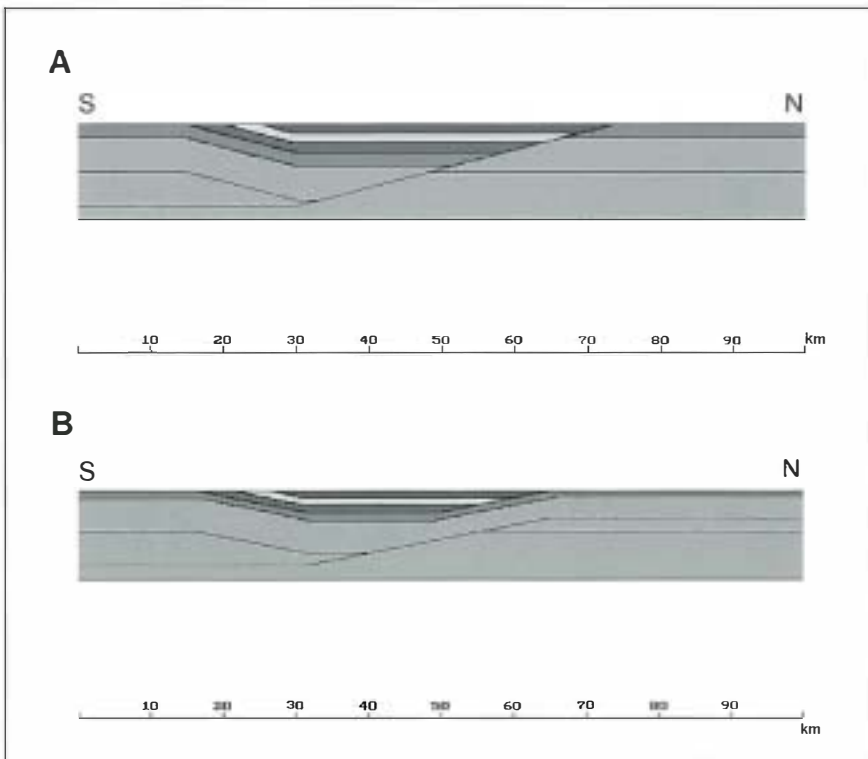


Fig. 22. Esquemas representativos de dos modelos que explican la disposición del relleno de la cuenca. Ambas hipótesis (A y B) explican la migración hacia el norte de las sucesivas secuencias deposicionales que rellenan la cuenca. Solamente la hipótesis B explica por qué las secuencias deposicionales se depositaron sobre sustrato Jurásico continuo.

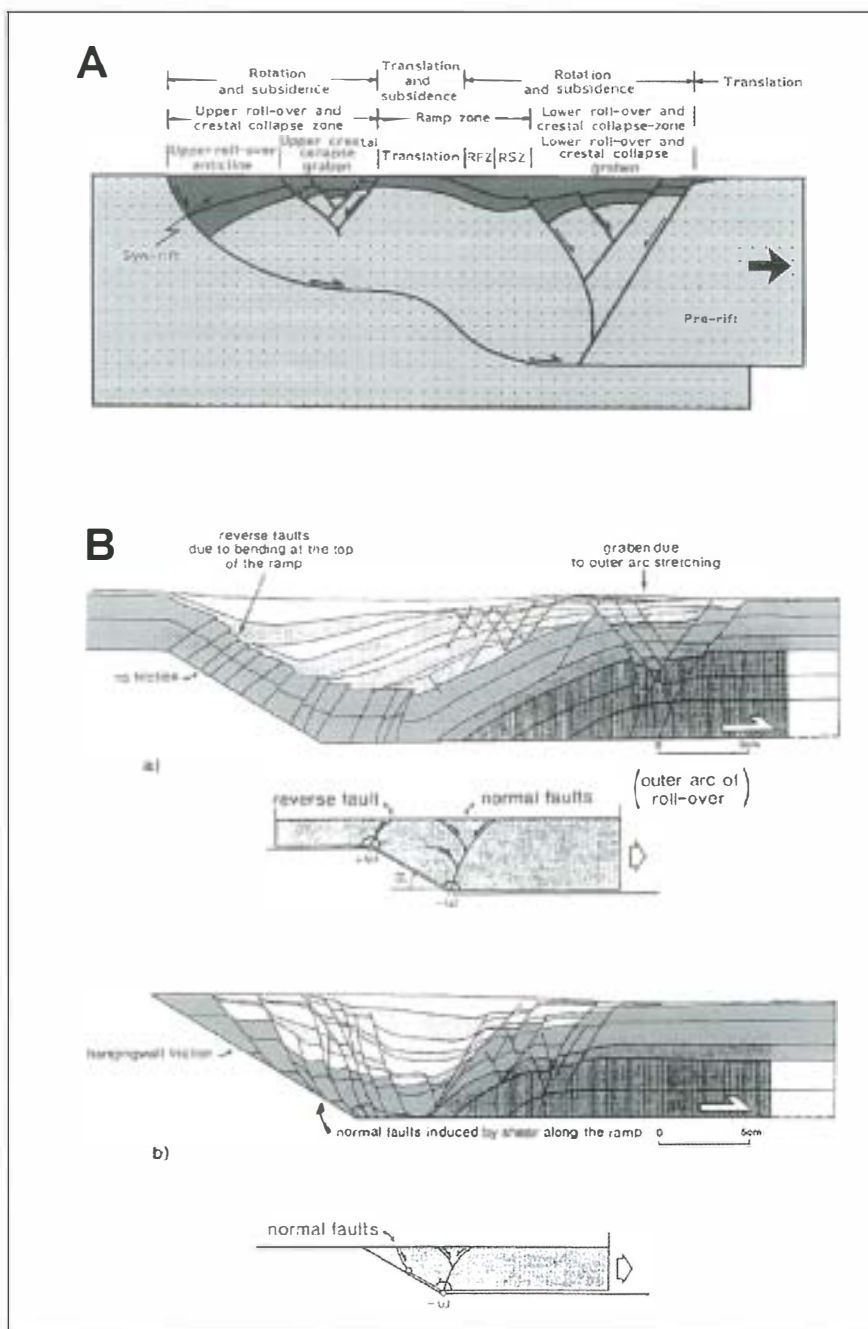


Fig. 23. Modelos a escala (A: McClay, 1990; B: Roure et al., 1992) que muestran los mismos patrones de relleno de una cuenca sinclinal con disposición similar a la observada en la Cuenca de Cameros.

del corte B-B' (Fig. 2 A). En los modelos a escala de McClay (1990) y Roure et al. (1992) se han obtenido fallas similares que resultan de la extensión producida en el bloque superior cuando este pasa desde la rampa al rellano inferior del bloque de muro («*foot-wall*») (Fig. 23).

En conclusión, la Cuenca de Cameros es un tipo de cuenca de bloque de techo («*hanging-wall basin*») (Gibbs, 1987), que constituye un buen ejemplo real del modelo a escala de cuenca de rampa extensional («*extensional-ramp basin*») de McClay (1990).

El metamorfismo de bajo grado y muy bajo grado (Fig. 4) que se produjo durante el Cretácico superior, estaría relacionado con la evolución térmica post-rift causada por el adelgazamiento cortical generado en la extensión sin-rift finijurásica - eocretácica (Guimerà et al., 1995). Sin embargo, el evento metamórfico de muy bajo grado, que tuvo lugar en el Eoceno inferior - medio, estaría relacionado con la contracción alpina.

La inversión de la Cuenca tuvo lugar durante el Paleógeno y el Mioceno inferior - medio debido a la compresión Pirenaica (Guimerà et al., 1995). Para ilustrar

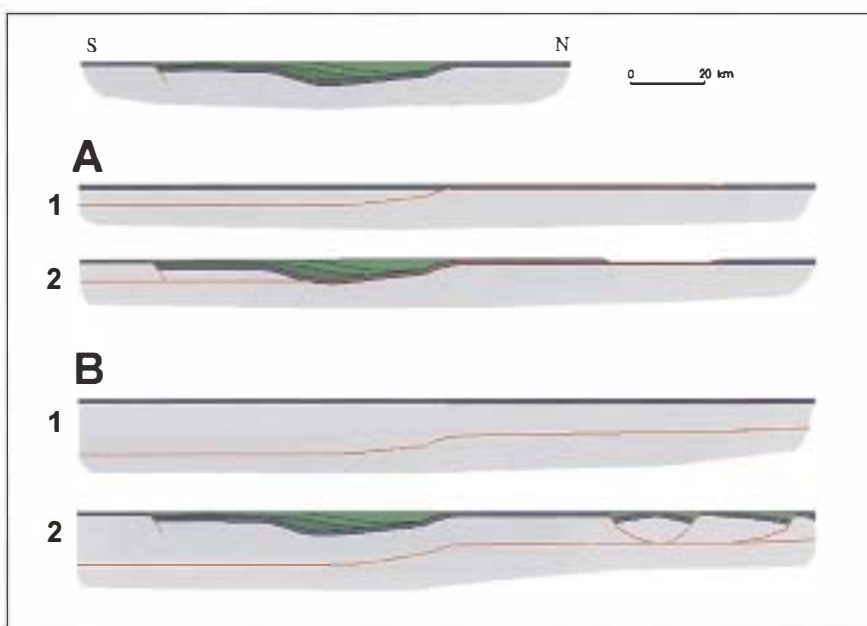


Fig. 24. Diagramas esquemáticos 2D de la localización hipotética del plano de falla principal (línea oscura) responsable de la extensión que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros. **A.** La falla extensional se sitúa en las capas del Keuper (Triásico superior) y coincide con el cabalgamiento que invirtió la cuenca (según las hipótesis de Guiraud et al., 1985 y Casas et al., 1992). **B.** La falla extensional se sitúa en el interior del Basamento Varisco a una profundidad aproximada de entre 7 y 11 Km (según la hipótesis de Mas et al., 1993 y Guimerà et al., 1995). En ambos casos 1: Situación pre-extensión y 2: Situación post-extensión (modificada de Mas et al., 2003).

el proceso de inversión, la figura 26 en el estadio (H) muestra la posición del cabalgamiento terciario en relación con la estructura mesozoica previa. El cabalgamiento principal del Norte es una falla neoformada. Su formación habría sido facilitada por dos procesos: el sellado de la falla extensional mesozoica a consecuencia del metamorfismo del Cretácico superior (Fig. 26: G); y la existencia en el flanco Norte de una zona de debilidad potencial localizada en las capas del Keuper, que muestran un buzamiento uniforme de unos 10° hacia el Sur a lo largo de unos 30 km (Fig. 2 A: D-D'; Fig. 26: H). A partir de esta zona de debilidad, el nuevo cabalgamiento se nucleó y extendió hacia el Norte y hacia el Sur durante la deformación, hasta que enlazó hacia el Sur con el rellano inferior del cabalgamiento Ibérico único, coincidente con la estructura de basamento única de la Cordillera Ibérica propuesta por Guimerà et al. (1990). Durante este proceso se formó un «short-cut» en su bloque de muro. El sistema de cabalgamientos del margen meridional de la cuenca se desarrolló a partir de la inversión de las fallas normales menores que limitaban la cuenca por el Sur (Fig. 2 A: D-D'; Fig. 26: H).

Por lo tanto, la Cuenca de Cameros forma parte en la actualidad de una estructura de «pop-up» limitada al Norte por el cabalgamiento de Cameros, y al Sur por un

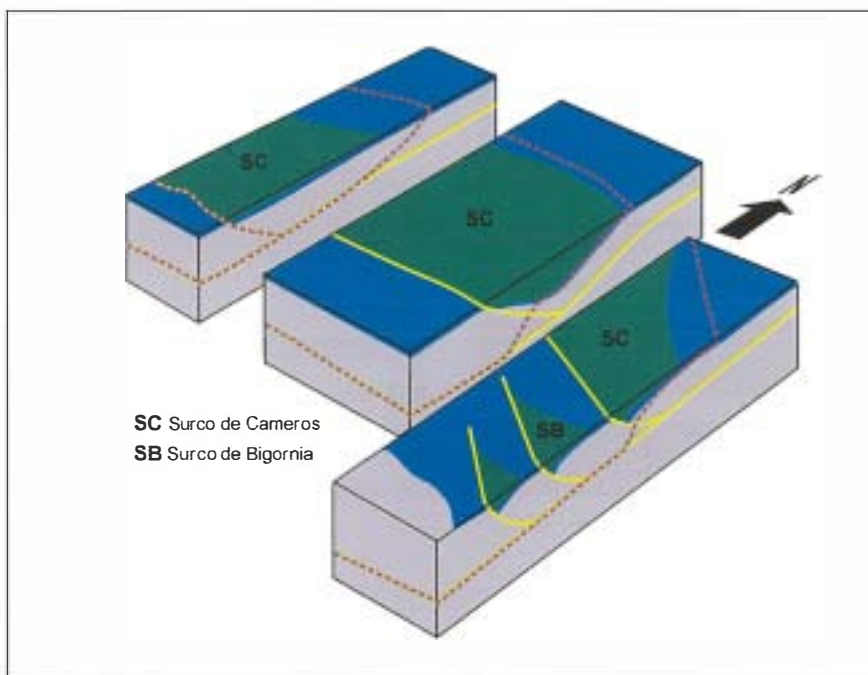


Fig. 25. Diagrama esquemático 3D que, según la hipótesis de Mas et al. (1993), muestra la forma general de la Cuenca de Cameros, la localización de los planos de falla principales durante la extensión (líneas de color claro) y la posición previa a la compresión del plano de cabalgamiento (línea discontinua oscura). Según la hipótesis de Mas et al., 1993 y Guimerà et al., 1995. (Modificada de Mas et al., 2003).

sistema menos importante de retrocabalgamientos. En el modelo propuesto, el monoclinal con buzamiento hacia el Sur que se localiza el borde Norte de la cuenca terciaria de Almazán al sur de Cameros (Fig. 26: I) se habría generado a consecuencia del desplazamiento hacia el N de la lámina de cabalgamiento a lo largo de una rampa que buzaba hacia el Sur. Esto implica que la cuenca terciaria de Almazán es un cuenca de *“piggy-back”* (Guimerà et al., 1995; Casas Sainz et al., 2000) sobre la lámina de cabalgamiento de Cameros en el interior de la Cordillera Ibérica (Fig. 2 A y B).

La figura 27 constituye una representación esquemática de la génesis y la evolución de la Cuenca de Cameros y de sus sub-cuencas satélites relacionadas, que se disponen al Norte y al Sur de la Cuenca principal (Fig. 28).

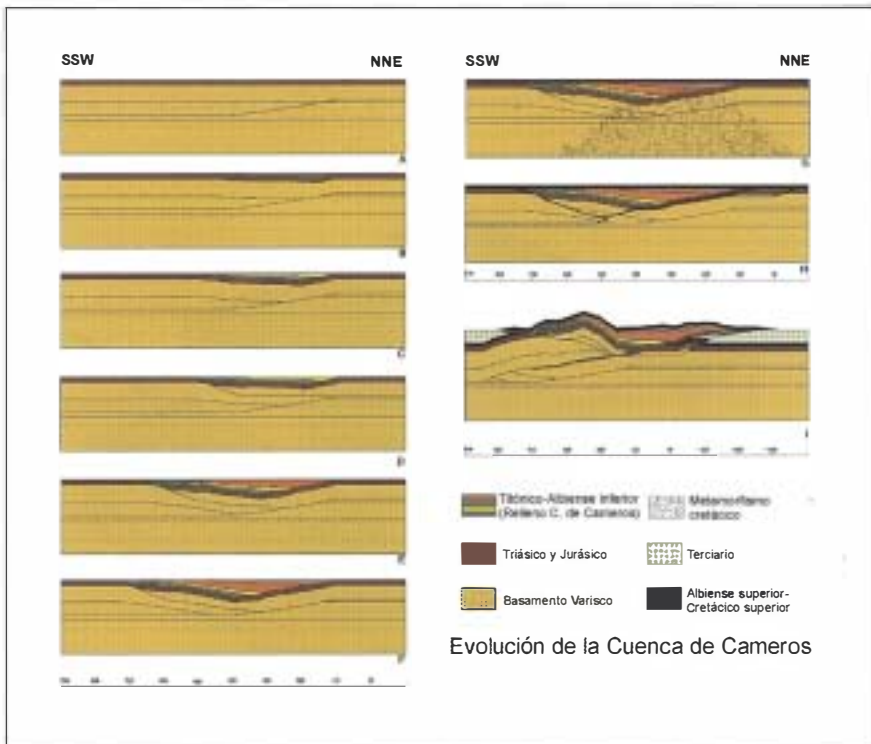


Fig. 26. Modelo realizado mediante el programa de ordenador *Fault!* de Wilkerson et al. (1989), que muestra la formación e inversión de la Cuenca de Cameros. **A:** perfil de la falla extensiva previamente a la formación de la cuenca. **B** (SD 1 y 2), **C** (SD 3), **D** (SD 4, 5 y 6), **E** (SD 7) y **F** (SD 8): diferentes estadios en los que se produjo la sedimentación de las ocho secuencias de depósito durante el Titónico-Albiense inferior. **G:** Cretácico superior (metamorfismo de la cuenca). **H:** fallas que dieron lugar a la inversión de la cuenca (antes de la inversión) **I:** situación después de la inversión terciaria que tuvo lugar del Paleógeno al Mioceno inferior-medio (tomada de Mas et al., 1993).

7. SISTEMAS PETROLÍFEROS POTENCIALES

En este apartado se indican las características principales de los Sistemas Petrolíferos potenciales del área estudiada, revisados recientemente por Mas et al. (2003) sobre la base del análisis de la Cuenca de Cameros, cuenca de rampa extensional que constituye el depocentro principal, y de dos subcuencas satélites vecinas de tipo semigraben, localizadas respectivamente al sur y al norte de la anterior (Figs. 27 y 28). Este análisis sigue la distribución S-N de surcos en el área de Cameros: Surco de Bigornia en el SE (Fig. 28), pequeña cuenca de semigraben, ligada a una falla antitética al accidente principal que dio origen a la Cuenca de Cameros; Surco de Cameros en el centro (parte Central y borde Sur) representado por la propia Cuenca; y Surco de Rioja en el Norte (Figs. 27 y 28), cuenca de semigraben ligada a una falla sintética al accidente principal.

7.1 SURCO DE BIGORNIA (al SE del Surco de Cameros ; semigraben invertido que aflora)

Status: Areniscas bituminosas (*tar sands*) y asfaltos rezumantes (*oil seeps*) en la Fm. Escucha (Cretácico inferior sin-rift, SD 8 = Fm. Escucha / Gr. Oliván).

Rocas madre:

Margas orgánicas y pizarras bituminosas (*black shales*) del Calloviense (tipo II).

Margas orgánicas lacustres del Cretácico inferior (tipo II/I).

Almacén: Canales fluviales y estuarinos de la Fm. Escucha (Cretácico inferior sin-rift, SD 8).

Sello: Lutitas interestratificadas.

Cocina (Kitchen): Surco de Cameros (zona del Moncayo).

Momento de la generación de hidrocarburos (Timing): Generación temprana o tardía.

Generación temprana: Cretácico superior (maduración de la materia orgánica: ¿flujo calórico anómalo -1er evento hidrotermal- y/o soterramiento?).

Generación tardía: Terciario (maduración de la materia orgánica: flujo calórico anómalo -2º evento hidrotermal).

Trampa: Trampa mixta estructural y estratigráfica asociada a elementos tempranos producidos durante el estadio de rifting del Cretácico inferior y/o a la estructura contractiva alpina.

Comentarios: La trampa perdió su integridad durante las últimas fases de la compresión alpina y la subsiguiente exhumación.

7.2. SURCO DE CAMEROS (Cuenca de rampa extensional que constituye el principal depocentro; situada en el bloque de techo del Cabalgamiento Norte de Cameros; Unidad estructural de Cameros)

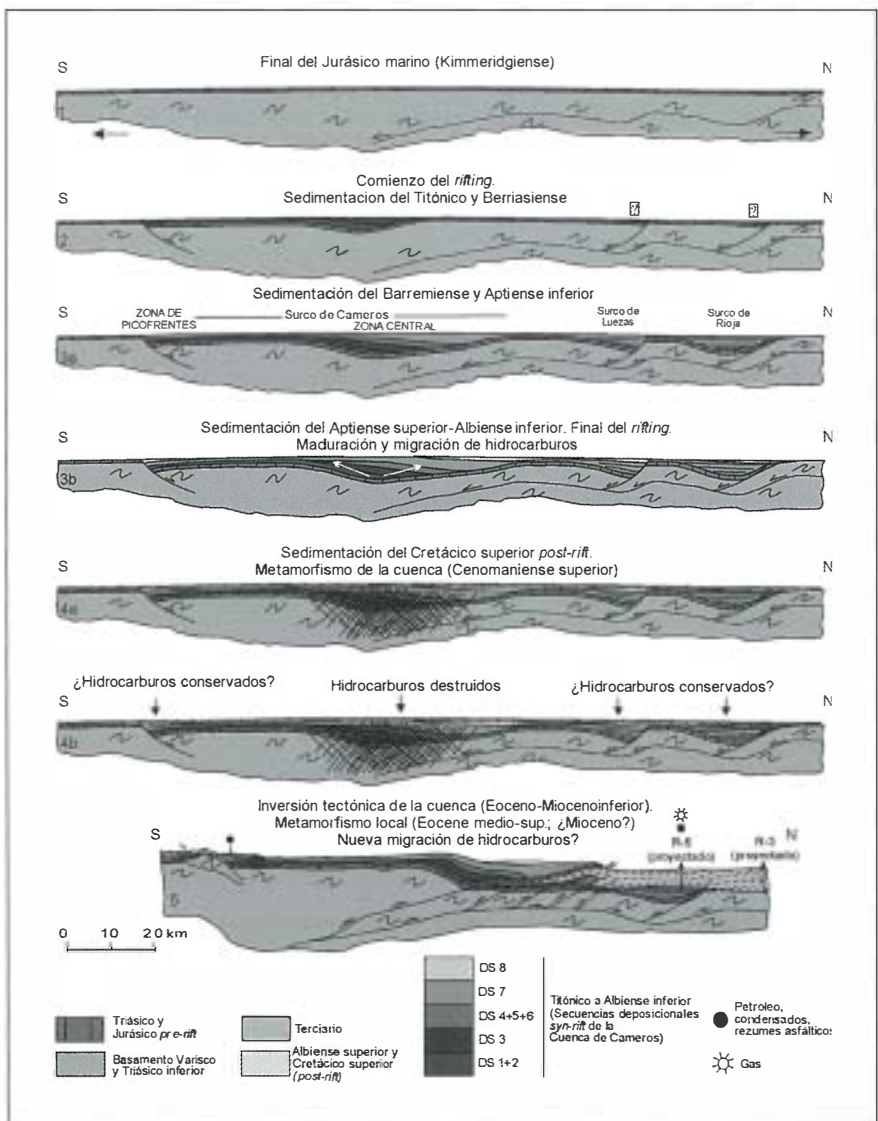


Fig. 27. Modelo evolutivo de la Cuenca de Cameros: (1) Al final del Estadio de Post-rift 1 (Jurásico marino) justo antes del comienzo del Ciclo de Rift 2 (registro esencialmente continental del Titónico al Albiense Inferior); (2) Del Titónico al Berriense empezó a formarse el surco de Cameros como una cuenca de rampa

7.2.1. PARTE CENTRAL DEL ÁREA DE CAMEROS (Aflorando)

Status: Área metamórfica

Rocas madre:

Margas orgánicas y pizarras bituminosas (*black-shales*) del Calloviense (tipo II; actualmente súper-madura).

Margas orgánicas lacustres del Cretácico inferior sin-rift (tipo II/I; actualmente súper-madura).

Lignitos y lutitas ricas en materia orgánica del Cretácico inferior sin-rift (tipo III; actualmente súper-madura).

Almacenes (actualmente carentes de porosidad):

Barras oolíticas del Bathoniense.

Arrecifes del Jurásico superior.

Cuerpos de arenisca canalizados de carácter fluvial del Cretácico inferior sin-rift (SD 4, 5, 6, 7 y 8?).

Sello: Lutitas interestratificadas.

Cocina (Kitchen): Surco de Cameros

Momento de la generación de hidrocarburos (Timing): Generación temprana.

Albiense (maduración de la materia orgánica: soterramiento).

extensional (*extensional ramp basin*) con el máximo depocentro situado en la zona central sobre la rampa; al mismo tiempo, en conexión con fallas antitéticas relacionadas con la rampa, hacia el Sur empezaron a desarrollarse depocentros secundarios (zona de Picofrentes) y cuencas satélite de tipo semigraben (surco de Bigornia, no cortado en la figura); (3) Del Barremiense al Albiense inferior tuvo lugar la máxima extensión en el área y la subsidencia se vio fuertemente acelerada en el surco de Cameros; al mismo tiempo, en conexión con fallas sintéticas a la rampa, al norte de este surco se formaron algunas sub-cuencas satélite de tipo semigraben (surcos de Luezas y Rioja). En la zona Central del surco de Cameros se alcanzó el máximo espesor, provocando la maduración de la materia orgánica en la cuenca y la migración de hidrocarburos hacia unidades permeables (3b); (4) Durante el Cretácico superior (Estadio de Post-rift 2) los ambientes marinos reocuparon el área de Cameros, desarrollándose extensas plataformas carbonatadas en el Estrecho Ibérico (Alonso et al., 1993) en respuesta a la subsidencia lenta y de amplio radio, de carácter térmico, que tuvo lugar durante el post-rift. Hacia el comienzo de este episodio (principalmente durante el Cenomaniense) el metamorfismo hidrotermal afectó a un importante volumen del relleno de la cuenca en la zona Central del surco de Cameros, destruyendo posibles almacenes de hidrocarburos; (5) Finalmente, tuvo lugar la inversión contractiva de la Cuenca de Cameros. Durante este episodio, nuevos eventos hidrotermales durante el Eoceno inferior-medio y el Mioceno (Mantilla, 1999; Benito, 2001) provocaron localmente metamorfismo y, posiblemente también, nuevas migraciones de hidrocarburos en relación con la maduración local de la materia orgánica en cuencas satélite (Surcos de Bigornia y Rioja) y áreas periféricas (zona de Picofrentes).

Cretácico superior (maduración de la materia orgánica: flujo calórico anómalo - 1^{er} evento hidrotermal).

Trampa: Trampa mixta estructural y estratigráfica asociada a elementos tempranos producidos durante el estadio de rifting del Cretácico inferior.

Comentarios: En esta parte central del Surco de Cameros sin duda hubo una generación temprana desde las rocas madre (en la actualidad súper-maduras) hacia los almacenes (en la actualidad «paleoalmacenes» impermeables). Las sucesivas fases hidrotermales que afectaron al Surco de Cameros, destruyeron los hidrocarburos y las porosidades de los almacenes tempranos. Sin embargo, aquellos hidrocarburos que migraron tempranamente desde la cocina de Cameros hacia los márgenes de la cuenca pueden estar preservados todavía ya que no fueron afectados por el hidrotermalismo.

7.2.2. BORDE SUR DEL ÁREA DE CAMEROS. ZONA DE PICOFRENTES (Aflorando; Sur de la Unidad estructural de Cameros)

Status: Areniscas bituminosas (*tar sands*) y asfaltos rezumantes (*oil seeps*) en la Fm. Utrillas (Cretácico inferior post-rift).

Rocas madre:

Margas orgánicas y pizarras bituminosas (*black-shales*) del Calloviense (tipo II; actualmente en ventana de petróleo).

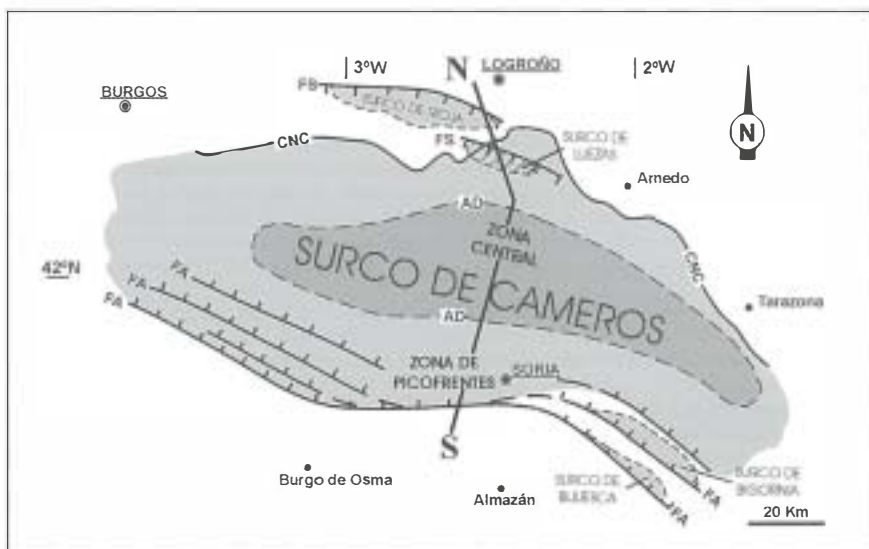


Fig. 28. La Cuenca de Cameros (Surco de Cameros) y sus cuencas satélite relacionadas (Surcos de Bigornia, Luezas y Rioja). AD: área clepocentral; FA: falla anti-tética; FS: falla sintética; CNC: Cabalgamiento Norte de Cameros. Se indica la posición del corte del modelo evolutivo de la Fig. 27.

Margas orgánicas lacustres del Cretácico inferior sin-rift (tipo II/I).

Lignitos y lutitas ricas en materia orgánica del Cretácico inferior sin-rift (tipo III).

Almacén: Fm. Utrillas (Cretácico inferior post-rift)

Comentarios: Su estado de biodegradación hace imposible establecer conclusiones definitivas respecto al origen del hidrocarburo. No ha existido correlación entre los asfaltos rezumantes en el área del Picofrentes y el bitumen extraído de muestras de lignito del Cretácico inferior sin-rift (Fm. Escucha, SD 8; muestras inmaduras correspondientes al borde norte del área de Cameros, que en la actualidad está cabalgada por la unidad estructural de Cameros).

Sello: Lutitas interestratificadas.

Cocina (Kitchen): Surco de Cameros.

Momento de la generación de hidrocarburos (Timing): Generación temprana o tardía

Generación temprana: Cretácico superior (maduración de la materia orgánica: ¿flujo calórico anómalo -1^{er} evento hidrotermal- y/o soterramiento?).

Generación tardía: Terciario (maduración de la materia orgánica: flujo calórico anómalo -2^o evento hidrotermal).

Trampa: Trampa mixta estructural y estratigráfica asociada a elementos tempranos producidos durante el estadio de rifting del Cretácico inferior.

Comentarios: La trampa perdió su integridad durante las últimas fases de la compresión alpina y la subsiguiente exhumación.

7.3. SURCO DE RIOJA (al N del Surco de Cameros; semigraben bajo la cobertera terciaria, en el bloque de muro del Cabalgamiento de Cameros, bloque de antepaís del Ebro)

Status: Petróleo ligero y gas en el pozo Rioja 4, gas y condensados en el pozo Rioja 5 en las unidades Fm. Escucha / Gr. Oliván (Cretácico inferior sin-rift). No comercial debido a la mezcla del petróleo con agua y a la muy baja permeabilidad.

Rocas madre:

Margas orgánicas y pizarras bituminosas (*black-shales*) del Calloviense (tipo II) si están presentes.

Margas orgánicas lacustres del Cretácico inferior sin-rift (tipo II/I) si están presentes.

Lignitos y lutitas ricas en materia orgánica del Cretácico inferior sin-rift (unidades Fm. Escucha / Gr. Oliván, SD8) (tipo III).

Almacén: Cuerpos de arenisca canalizados de carácter fluvial del Cretácico inferior sin-rift (SD 8 ¿ y 7?)

Sello: Lutitas de llanura de inundación interestratificadas.

Cocina (Kitchen): Surco de Rioja.

Momento de la generación de hidrocarburos (Timing): Generación temprana o tardía

Generación temprana: Cretácico superior (maduración de la materia orgánica: flujo calórico anómalo -1er evento hidrotermal).

Generación tardía: Terciario (maduración de la materia orgánica: flujo calórico anómalo -2º evento hidrotermal- ¿durante el Eoceno medio?).

Trampa: Trampa mixta estructural y estratigráfica asociada a elementos tempranos producidos durante el estadio de rifting del Cretácico inferior y/o a la estructura alpina (anticlinal de rampa -*ramp anticline*- relacionado con el estadio compresivo del Terciario).

Comentarios: La carga debida a los depósitos del Terciario fue la misma para los dos pozos: Rioja 4 y Rioja 5. Sin embargo, los datos geoquímicos muestran que en la actualidad, los materiales del Cretácico inferior sin-rift del pozo Rioja 4 se encuentran en ventana del petróleo temprana, mientras que los del pozo Rioja 5 se encuentran actualmente en ventana de gas. Por lo tanto, la carga terciaria no debió influir en la maduración de las rocas madre, siendo el hidrotermalismo el origen más aceptable de la maduración de la materia orgánica.

Los valores de porosidad de la arenisca del Cretácico inferior perforada en el Surco de Rioja son bajos (del 8% en el pozo Rioja 4 y de solo el 3% en el Rioja 5).

8. CONCLUSIONES

Como epílogo, a continuación se relacionan las principales conclusiones extraídas de este trabajo de síntesis:

La Cuenca de Cameros se formó en el contexto de la segunda fase de rifting intraplaca que, desde el Jurásico superior al Albiense inferior, tuvo lugar cuando Iberia se separó de Europa en relación con la apertura de la cuenca oceánica del Golfo de Vizcaya.

Hay varios hechos distintivos que la diferencian de las otras cuencas que componen el Sistema de Rift Ibérico: influencia marina muy escasa; retardo de los procesos de diastrofismo, sin embargo, fue la más subsidente de ellas; además, es una cuenca sinclinal que durante su formación no estuvo limitada por grandes fallas, lo que le confiere ciertos caracteres morfológicos de «sag».

El relleno de la Cuenca de Cameros (Titónico-Albiense inferior) corresponde a un gran ciclo o megasecuencia que está limitado por dos importantes discordancias en la base y en el techo.

Este Megaciclo Jurásico terminal - Cretácico inferior se organiza en ocho secuencias deposicionales (SD) limitadas por discontinuidades estratigráficas, que se sue-

len manifestar como discordancias. Su registro sedimentario es de carácter esencialmente continental, con sistemas aluviales y lacustres, y presenta sólo muy esporádicas incursiones marinas.

El contenido paleontológico ha permitido asignar las siguientes edades a las diferentes secuencias: Titónico - Berriasiense (SD 1 + SD 2.+ SD 3); Berriasiense terminal - Valanginiense (SD 4); Hauteriviense superior - Barremiense (SD 5); Barremiense (SD 6); Barremiense superior - Aptiense inferior (SD 7); y Aptiense superior - Albiense inferior (SD 8).

Los aportes siliciclásticos llegaban a la cuenca predominantemente desde su margen Suroeste. Los aportes desde el Norte fueron muy esporádicos, localizados y relacionados con abanicos aluviales con escasa capacidad de extenderse hacia la cuenca.

Las incursiones marinas que, a lo largo de la Cuenca Ibérica, llegaron a la Cuenca de Cameros procedentes del ámbito del Tethys, coinciden con los episodios de mayor desarrollo de las facies lacustres que tuvieron lugar durante el Titónico - Berriasiense y el Barremiense superior - Aptiense.

Las secuencias deposicionales que rellenan la cuenca se disponen de forma general en on-lap hacia el N sobre el substrato mesozoico previo, con migración progresiva en el mismo sentido de sus depocentros y de su distribución areal. La potencia vertical de sus depósitos es de unos 5 km, aunque el registro estratigráfico llega a los 9 km, como consecuencia de la migración de los depocentros aludida.

Se pueden diferenciar dos etapas de aceleración del rifting: la etapa Titónico-Berriasiense y la Barremiense-Albiense inferior, que guardan un neto paralelismo con las otras cuencas ibéricas contemporáneas del Maestrazgo e Ibérica Sur.

Otra peculiaridad de la Cuenca de Cameros es que, en el sector oriental, un volumen muy importante de sus materiales se ha visto afectado por metamorfismo de bajo y muy bajo grado. Los resultados recientes definen que es de carácter hidrotermal y aloquímico.

Otras conclusiones importantes que se extraen sobre el metamorfismo son: 1. muestra inversiones térmicas muy claras en las áreas depocentrales, 2. el grado metamórfico alcanzado por los materiales estuvo mucho más controlado por los cambios en la permeabilidad y composición de los sedimentos que por la profundidad de enterramiento; 3. fue posterior al relleno de la cuenca, con una edad de -106 a -86 Ma, es decir desde el Albiense superior al Coniaciense, y por tanto, claramente posterior a la etapa de rift 2 en la que se relleno la cuenca desde el Titónico al Albiense inferior; 4. condiciones del metamorfismo varían desde bajo grado o epizona a muy bajo grado o anquizona, con una temperatura máxima de 350° - 370° C en el pico metamórfico y una presión máxima de \approx 1kbar.

Los yacimientos de pirita del sector oriental de la Cuenca de Cameros son otro hecho distintivo genéticamente relacionado con este metamorfismo.

La Cuenca de Cameros se invirtió totalmente durante la compresión terciaria y está incluida en la lámina de cabalgamiento alpina de Cameros de mayor tamaño que la cuenca sedimentaria. La lámina de cabalgamiento incluye el relleno de la

cuenca finijurásica-eocretácica, su substrato mesozoico y el basamento varisco. También incluye la cuenca terciaria de Almazán que sería por tanto una cuenca de *piggy-back*, que es a su vez cabalgada desde el Norte por la Cuenca de Cameros.

El borde Norte es un cabalgamiento principal con traza orientada ONO-ESE y vergencia Norte (Cabalgamiento de Cameros), cuyo emplazamiento fue sincrónico con la sedimentación de los depósitos de edad Paleogeno a Mioceno medio de la Cuenca del Ebro que, a su vez, fueron plegados. El acortamiento total a través de la Cuenca de Cameros se ha estimado en 33 km.

La estructura contractiva del borde sur corresponde a un sistema de cabalgamientos de dirección aproximada E-O y vergencia hacia el S que está constituido por cabalgamientos imbricados y pliegues de propagación asociados. Los cabalgamientos y pliegues fueron sincrónicos con la sedimentación paleógena en la Cuenca de Almazán, que actuó a modo de cuenca de antepaís local. El acortamiento total a lo largo del margen sur de la Unidad de Cameros se ha cifrado en 5,4 km.

La dirección de transporte de la lámina de cabalgamiento es NNE - SSO y la deformación acumulada durante la inversión paleógena de la Unidad de Cameros se ha estimado que es del orden de 38,4 km.

La dirección de extensión regional durante la formación de la cuenca es también NNE-SSO. La extensión total obtenida mediante la modelización por ordenador es de 33,3 km. Sin embargo, un hecho a destacar es la continuidad del substrato mesozoico de la cuenca. Los carbonatos del Jurásico marino, que sólo muestran evidencias menores de una fracturación extensional sindeposicional, están presentes a lo largo de toda la Unidad de Cameros constituyendo, prácticamente siempre, el substrato del relleno de la cuenca.

La continuidad prácticamente total del substrato jurásico hace descartar la idea de que fuese una gran falla extensional, que alcanzase la superficie en el borde N, la que hubiese controlado su forma y la migración hacia el N de las sucesivas secuencias que la rellenan. Realmente, la migración hacia el N de las ocho Secuencias Deposicionales, desde el Titónico al Albiense inferior, y su *on-lap* sobre el substrato mesozoico previo, que casi siempre es el Malm, pueden explicarse si se considera que la cuenca se formó sobre una rampa, de buzamiento aproximado hacia el Sur, en una falla extensional con plano aproximadamente horizontal localizada en el basamento.

Así, la Cuenca se habría producido por el movimiento de una falla extensional profunda que contendría dos secciones prácticamente horizontales (rellanos «*flats*») separadas por una sección intermedia buzando hacia el sur (rampa «*ramp*»). El sentido de desplazamiento del bloque de techo («*hanging-wall*») sería hacia el S a SO, paralelo a la dirección de extensión deducida. Es por tanto un tipo de cuenca de bloque de techo («*hanging-wall basin*»), que constituye un buen ejemplo de cuenca de rampa extensional («*extensional-ramp basin*»).

La inversión de la Cuenca tuvo lugar durante el Paleógeno y el Mioceno inferior - medio debido a la compresión Pirenaica (Guimera et al., 1995). El cabalgamiento principal del Norte es una falla neoformada. El sistema de cabalgamientos del margen meridional de la cuenca se desarrolló a partir de la inversión de las fallas normales menores que limitaban la cuenca por el Sur.

La Cuenca de Cameros forma parte en la actualidad de una estructura de «*pop-up*» limitada al Norte por el cabalgamiento de Cameros, y al Sur por un sistema menos importante de retrocabalgamientos. La cuenca terciaria de Almazán al sur de Cameros es un cuenca de «*piggy-back*» sobre la lámina de cabalgamiento de Cameros en el interior de la Cordillera Ibérica.

Del análisis de las características principales de los Sistemas Petrolíferos potenciales del área estudiada se pueden destacar las siguientes conclusiones:

En la parte central del Surco de Cameros, dado el espesor de sedimentos, se debió producir una generación temprana de hidrocarburos desde las rocas madre (en la actualidad súper-maduras) hacia los almacenes (en la actualidad «paleoalmacenes» impermeables). Las sucesivas fases hidrotermales que afectaron a la Cuenca, destruyeron los hidrocarburos y las porosidades de los almacenes tempranos. Sin embargo, aquellos hidrocarburos que migraron tempranamente desde la cocina de Cameros hacia los márgenes de la cuenca podrían estar preservados todavía ya que no fueron afectados por el hidrotermalismo.

En el Surco de Rioja, cuenca semigraben bajo la cobertera terciaria en el bloque de muro del Cabalgamiento de Cameros (bloque de antepaís del Ebro), en las unidades del Cretácico inferior *sin-rift*, del pozo Rioja 4 se extrajo petróleo ligero y gas, y del pozo Rioja 5 gas y condensados. La carga debida a los depósitos del Terciario fue la misma para los dos pozos perforados en este Surco. Sin embargo, los datos geoquímicos muestran que en la actualidad, los materiales del Cretácico inferior *sin-rift* del pozo Rioja 4 se encuentran en ventana del petróleo temprana, mientras que los del pozo Rioja 5 se encuentran actualmente en ventana de gas. Por lo tanto, la carga terciaria no debió influir en la maduración de las rocas madre, siendo el hidrotermalismo el origen más aceptable de la maduración de la materia orgánica.

Las areniscas bituminosas (*tar sands*) y asfaltos rezumantes (*oil seeps*), que aparecen al Sur de la Cuenca de Cameros en el Surco de Bigornia y en el borde Sur de la propia Cuenca en la zona de Picofrentes, pueden tener dos orígenes distintos: una generación temprana, que tendría lugar durante el Cretácico superior, en la que la maduración de la materia orgánica estaría ligada a flujo calórico anómalo (1^{er} evento hidrotermal) y/o soterramiento; una generación tardía durante la compresión paleógena, en la que la maduración de la materia orgánica derivaría de flujo calórico anómalo (2^o evento hidrotermal).

AGRADECIMIENTOS

La mayor parte de este trabajo trata de resumir las contribuciones de un amplio equipo científico interdisciplinario constituido por investigadores procedentes de diversos organismos que han participado y participan en la actualidad en varios proyectos financiados (CICYT, DGICYT, DGESEIC-SGPICYT, ...). Un trabajo de estas características lógicamente recoge también aportaciones de otros componentes de los equipos científicos que han colaborado en esos proyectos y, a riesgo de olvidar a alguien, podemos citar a : Magdalena Rodas, José Fernández Barrenechea, Javier Luque y Rosana Artigas (Dpto. de Cristalografía y Mineralogía, UCM); César

Casquet, Carmen Galindo y María Ochoa (Dpto. Petrología y Geoquímica, UCM - Instituto de Geol. Económica, CSIC); Juliana Parras y Carlos Sánchez (Univ. de Castilla - La Mancha); Kyger C. Lohmann (Universidad de Michigan, EEUU); Simon Bothrell (Universidad de Leeds, RU); Amparo Tortosa (Univ. San Pablo - CEU); Enrique Díaz (IGME); Marta Pérez-Arlucea (Univ. de Vigo). Además, este equipo científico agradece las valiosas aportaciones procedentes de la discusión sobre el propio terreno con numerosos amigos y colegas de la geología durante las múltiples visitas realizadas a la Cuenca de Cameros. Finalmente, los autores quieren agradecer las valiosas observaciones y sugerencias de dos revisores anónimos que han servido para mejorar la calidad del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, A., Aurell, M., Mas, J.R., Meléndez, A., Nieva, S., 1989.- Estructuración de las plataformas del Jurásico superior en la zona de enlace entre la Cuenca Ibérica y el Estrecho de Soria. En: *Vol. Publ. XII Congreso Español de Sedimentología*. Bilbao. España. 175-178.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A., 1993.- Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution. Iberian Range. Spain. *In*: T. Simò, R.W. Scott y J.P. Masse (eds.), Cretaceous Carbonate Platforms. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 56, 297-316.
- Alonso, A., Mas, J.R., 1988 a.- El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Programa y resúmenes de comunicaciones*, 5-8.
- Alonso, A., Mas, R., 1988 b.- La transgresión aptiense al sur del Moncayo (límite de la provincia de Soria y Zaragoza). *In*: *Vol. Publ. II Congreso Geológico de España. Granada. España*. (1), 11-14.
- Alonso, A., Mas, J.R., 1990.- El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, (14), 173-198.
- Alonso, A., Mas, R., 1993.- Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de los Cameros, España. *Cuadernos Geol. Ibér.*(17), 285-310.
- Alonso, A., Mas, J.R., Meléndez, N., 1986-1987.- Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geol. Hisp.*, (21-22), 296-306.
- Alonso, A., Melendez, N., Mas, J.R., 1991.- Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica, España. *Acta Geológica Hispánica*, (26), 1, 35-54.
- Alonso-Azcárate, J., 1997.- *Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita en la Cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo Cretácico*. *La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, 544 págs.

- Alonso-Azcárate, J., Barrenechea, J.F., Rodas, M., Mas, R., 1995.- Comparative study of the transition between very low grade metamorphism and low grade metamorphism in siliciclastis and carbonate sediments. Early Cretaceous, Cameros Basin (North Spain). *Clay Minerals*, (30), 407-419.
- Alonso-Azcárate, J., Boyce, A.J., Macaulay, C., Rodas, M., Fallick, A.E., Mas, J.R., 1999 a.- Use of in situ laser sulphate-sulphur isotope analyses to establish temperature of precipitation of pyrite-anhydrite in the Cameros Basin, NE Spain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (63), 3-4, 509-513.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Raiswell, R., Velasco, F., Mas, R., 1999 b.- Pathways and distances of fluid flow during low grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *Journal of Metamorphic Geology*, (17), 4, 339-348.
- Alonso-Azcárate, J.; Rodas, M.; Fernández-Díaz, L.; Bottrell, S.H.; Mas, J. R., López-Andrés, S., 2001.- Causes of variation in crystal morphology in metamorphic pyrite deposits of the cameros basin (N Spain). *Geological Journal*, (36), 159-170.
- Alonso Millán, A., Floquet, M., Mas, J.R., Meléndez, A., 1989.- Origin and evolution of an Epeiric Carbonate Platform. Upper Cretaceous. Spain. *Vol. Publ. XII Congreso Español de Sedimentología. Simposios*. Bilbao, 21-32
- Alvaro, M., Capote, R., Vegas, R., 1979.- Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica, *Acta Geol. Hisp.*, (14), 172-181.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1996.- Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central eastern Spain. *Tectonophysics*, (266), 443-464.
- Arribas, J.; Alonso, A.; Mas, R.; Tortosa, A.; Rodas, M.; Barrenechea J. F.; Alonso-Azcárate, J. y Artigas, R. 2003.- Sandstone Petrography of Continental Depositional Sequences of an intraplate Rift Basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of Sedimentary Research*. (73), 309-327.
- Arthaud, F., Matte, P., 1977.- Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, (88), 1305-1320.
- Aurell, M., 1990.- *El Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel)*. *Análisis de cuenca*. Tesis Doctoral, Dpto. Geol., Univ. Zaragoza., 509pp. Inédita.
- Aurell, M., Mas, R., Meléndez, A., Salas, R., 1994.- El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuad. Geol. Iber.*, (18), 369-396.
- Aurell, M., Meléndez, A., 1993.- Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in central Iberian Chain, northeast Spain. En: Sequence stratigraphy and Facies Associations (Ed. Possamentier et al.), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, (18), 343-368.

- Aurell, M., Meléndez, G., Bádenas, B., Ramajo, J., 1998.- Sequence Stratigraphy of the Callovian-Tithonian (Middle-Upper Jurassic) of the Iberian basin (NE Spain). *Abstracts 5th Int. Symp. on Jurassic System, Vancouver, 1998*, 5-6.
- Aurell, M., Meléndez, A., San Román, J., Guimerá, J., Roca, E., Salas, R., Alonso, A., Mas, R., 1992.- Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Actas* (I), 50-54.
- Bádenas, B., 1999.- *La sedimentación en las rampas carbonatadas del kimmeridgiense en las cuencas del este de la Placa Ibérica*. Tesis Doctoral, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza, 256 pp. Inédita.
- Bádenas, B., Aurell, M., 2001.- Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology; Palaeoecology*, (168), 291-310.
- Barrenechea, F.J., Rodas, M., Mas, J.R., 1995.- Clay mineral variation associated to diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros basin, Spain. *Clay Minerals*, (30), 89-103.
- Barrenechea, F.J., Rodas, M., Frey, M., Mas, J.R., 1998.- Diagenesis and low-grade metamorphism in Tithonian-Berriasian sediments from the Cameros basin (NE Spain): Clay Mineral assemblages and crystallinity data. *Proceedings of the 2nd Mediterranean Clay Meeting, Aveiro*. (2), 6-10.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcarate, J., Mas, J. R., 2000.- Chlorite, Corrensite, and Chlorite-Mica in Late Jurassic Fluvio-Lacustrine sediments of the Cameros Basin of Northeastern Spain. *Clays and Clays Minerals*, (48), 2, 256-265.
- Benito, M.I., 2001.- *Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas carbonatados arrecifales (pre-rifting) de la Cuenca de Cameros. Kimmeridgiense. La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 410 p. Inédita.
- Benito, M.I., Mas, R., 2001.- Diagénesis temprana meteórica de la Formación arrecifal Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense inferior: prerift) y de los carbonatos de la base del Grupo Tera (Titónico: sinrift) en el sector de Soria. Cuenca de Cameros. N. España. *Geotemas*, (3), 1, 83-88.
- Benito, M.I., Mas, R., 2002.- Evolución diagenética de los carbonatos arrecifales de la Formación Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense inferior) y de los carbonatos de la base de la Aloformación Ágreda (Titónico) en el Sector de Soria. Cuenca de Cameros. N. España. *Journal of Iberian Geology*. (28), 65-92.
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R., 2001.- Discrimination of multiple episodes of meteoric diagenesis in a Kimmeridgian reefal complex, north Iberian Range, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, (71), 3, 380-393.
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R., 2005.- Late Jurassic paleogeography and paleoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: Constraints from diagenetic records in reefal and continental carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, (75), 82-96.

- Benito, M.I., Mas, R., Alonso, A., 1998.- Geometry of coral reef complexes of the late Jurassic Soria Seaway (N. Spain): An example of tectonically forced regression during a generalized sea level rise. En: *Sedimentology at the dawn of the third millenium* (Eds. J.C. Cañaveras, M.A. García del Cura, J. Soria). *Abstracts 15th International Sedimentological Congress, Alicante 1998*, 185-187.
- Beuther, A., 1965.- Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillas. Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestlich Iberischen Kette). *Geologisches Jahrbuch Biehefte*, (44), 103-121.
- Brenner, P., 1976.- Ostrakoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Palaeontographica*. (A, 152), 113-201.
- Bulard, P.F., 1972.- *Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. These Doct. Fac. Sc. Univ. Nice, 2 vol., 702 pp.
- Capote, R., 1983.- La fracturación subsecuente a la Orogenia Hercínica. En: *Libro Jubilar José María Ríos*. Ministerio de Industria, Madrid, (II), 17-25.
- Casas, A.M., 1992.- *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. *Zubía*, monográfico, (4), Instituto de Estudios Riojanos.
- 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., Cortes-Gracia A.L., Maestro-Gonzalez, A., 2000.- Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian Plate; origin and evolution of the Almazan Basin. *Tectonics*. (19), 2, 258-289.
- 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), 5, 521-530.
- Casquet, C., Galindo, C., Gonzalez-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., Garcia, E., Barrenechea, J.F., 1992.- El metamorfismo de la Cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, (11), 22-25.
- Clemente, P., Alonso, A., 1990.- Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la cuenca de Los Cameros. *Estudios Geológicos*, (45), 90-109.
- Clemente, P., Pérez-Arlucea, M., 1993.- Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain: *Journal of Sedimentary Petrology*, (63), 437-452.
- Díaz Martínez, E., 1988.- El Cretácico inferior del sector de Jubera (norte de la Sierra de Los cameros): relación entre tectónica y sedimentación. *II Congreso Geol. España*, Univ. de Granada. Vol. Com., (1), 67-70.
- Díaz-Molina, M., Goy, A., Yébenes, A., 1988.- Sedimentos de isla barrera-lagoon del Jurásico medio-superior (Talveila, Soria). III Coloquio de Estratigrafía y

- Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Guía de excursiones. *Ciencias de la Tierra (Inst. Estud. Riojanos)*, (11), 197-216.
- Elliott, D. (1976): Energy balance in thrust and deformation mechanisms of thrust sheets. *Proc. R. Soc. London*, (A 283), 289-312.
- García-Mondejar, J., Aguirrezabala, L.M., Aramburu, A., Fernández-Mendiola, P.A., Gómez-Pérez, I., López-Horgue, M.A., Rosales, I., 1996.- The Aptian-Albian tectonic pattern of the Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain). *Geol. Jour.* (31), 13-45.
- García-Mondejar, J., Fernández-Mendiola, P.A., Aguirrezabala, L.M., Aramburu, A., López-Horgue, M.A., Iriarte, E., Martínez de Rituerto, S., 2004.- El Aptiense-Albiense de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 291-296.
- Gibbs, A., 1987.- Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* (28), 19-33.
- Giner, J., 1980.- *Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Dpto. Geología, Univ. Barcelona. Inédita.
- Golberg, J-M., Guiraud, M., Maluski, H., Seguret, M., 1988.- Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, North Espagne). *C.R.Acad.Sci.Paris.*, 307 (II), 521-527.
- Gómez Fernandez, J.C., 1992.- *Análisis de la cuenca sedimentaria de Los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 343 pp. Inédita.
- Gómez, J.J., Goy, A., 1979.- Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, (35), 569-598.
- Goy, A., Gómez, J.J., Yébenes, A., 1976.- El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, (32), 391-423.
- Guimerà, J. 1984.- Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, (121), 413-420.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, R., 1995.- Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). In: J.G. Buchanan y P.G. Buchanan (eds.), Basin Inversion. *Geological Society Spec Publ.*, (88), 433-453.
- Guimerà, J., Alvaro, M., 1990.- Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (6), 2, 339-348.
- Guimerà J., Mas R., Alonso A. 2004.- Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society, London*. (161), 291-303.

- Guiraud, M., 1983.- *Evolution tectono-sedimentaire du bassin wealdien (Cretacé inferieur en relais de décrochement de Logroño-Soria (NE Espagne))*. Thèse 3ème Cycle. Université du Langedoc, Montpellier. Mémoire inédite.
- Guiraud, M., Seguret, M., 1985.- A realising solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *SEMP Special Publ.*, (37), 159-175.
- Haq, B.H., Handerbol, J., Vail, P.R., 1987.- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, (235), 1156-1167.
- Lanaja, J.M., 1987.- *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. IGME, Serv. Public. Industr. Energ., Madrid, 465 pp.
- Mantilla Figueroa, L.C., 1999.- *El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): Petrología, Geoquímica, Geocronología y contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca*. Tesis Doctoral, UCM, 361 pp. Inédita.
- Mantilla Figueroa, L.C., Casquet, C., Mas, J.R. 1998.- Los paleofluidos del Grupo Oncala, Cuenca de Cameros (La Rioja, España): Datos de inclusiones fluidas, isotopos de Oxígeno y SEM. *Geogaceta*, 24, 207-210.
- Mantilla-Figueroa, L. C., Casquet C., Galindo C., Mas R., en prensa.- El metamorfismo hidrotermal Cretácico y Paléogeno en la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubia* (este volumen).
- Martín-Closas, C., 1989.- *Els caròfïts del Cretacé inferior de les Conques perifèriques del Bloc de L'Ebre*. Tesis, Univ. Barcelona, 581 p., Inédita.
- Martín-Closas, M., Alonso Millán, A., 1998.- Estratigrafía y Bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (11), 253-269.
- Mas, J.R., Alonso, A., Benito, M.I., 1997.- Depositional and diagenetic evolution of late Jurassic coral reefs in Northern Iberian Ranges (North Sapin). *Bol. Real Soc. Hist. Nat. (Secc. Geol.)*, (92), 1-4, 143-160.
- Mas, J.R., Alonso, A., García, A., Arias, C., Vilas, L., Meléndez, N., Rincón, R. 1982.- Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). *9 Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Soc. Géol. de France, Paris*, 417.
- Mas, J.R., Alonso, A., Guimerá, J., 1993.- Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, (6), 3-4, 129-144.
- Mas, R.; Benito, M.I.; Arribas, J.; Serrano, A.; Guimerà, J.; Alonso, A. y Alonso-Azcárate, J. 2003.- *The Cameros Basin: From Late Jurassic-Early Cretaceous Extension to Tertiary Contractional Inversion-Implications of Hydrocarbon Exploration. Northwest Iberian Chain, North Spain*. Geol. Field Trip 11, AAPG

- International Conference and Exhibition; Barcelona*, Ed. Centr. Recherches. Elf-Total-Fina, 56 p.
- Mas, J.R., Guimera, J. y Alonso, A. 1997.- Evolution of a mesozoic intraplate extensional basin: the Cameros Basin (North Spain)». *Annual Meeting of IGCP Project No. 369 Comparative Evolution of Peri-Tethyan Rift Basins*, (1), 33-36.
- Mas, R., Guimerà y Alonso, A. 1998.- The Cameros Basin (North Spain): an atypical intraplate extensional basin in the Mesozoic Iberian Rift System. En: «*Sedimentology at the dawn of the third millenium*». 15th International Sedimentological Congress, Alicante, Spain. 539-540
- Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, M.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.
- Mauthe, F., 1975.- Paläokarst im Jura der Iberischen Ketten (Prov. Soria, Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, (150), 3, 354-372
- Mcclay, K.R., 1990.- Extensional fault systems in sedimentary basins: a review of analog model studies. *Marine and Petroleum Geology*, (7), 205-233.
- Meléndez, N., Vilas, L., 1980.- Las facies detríticas de la región de Picofrentes (Soria). *Boletín Soc. Española Hist. Natural (Geología)*, (78), 157-174.
- Mezcua, J., Gil, A., Benarroch, R., 1996.- *Estudio Gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. Ministerio de Fomento, Instituto Geográfico Nacional, 7 p., 11 figs., 2 mapas.
- Miegebielle, V., Hervouet, Y., Xavier, J.-P., 1993.- Analyse structurale de la partie méridionale du bassin de Soria (Espagne). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, (17), 1, 19-37.
- Muñoz Jiménez, A., 1992.- Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja). Tesis, Univ. de Zaragoza. *Instituto de Estudios Riojanos, Ciencias de la Tierra*, (15), 347 p.
- Navarro Vázquez, D.; Granados Granados, L.; Muñoz Del Real, J.K.; Gómez Fernández, J.J. et al. 7. 1991 a.- *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000, hoja 350 (Soria)*. IGME. Memoria 70 p.
- Navarro Vázquez, D.; Muñoz Del Real, J.K.; Granados, L.; Horvath, V.; Rosell Sanuy; et al. 15. 1991 b.- *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000, hoja 380 (Borobia)*. IGME. Memoria 96 p.
- Platt, N.H., 1990.- Basin evolution and fault reactivation in the western Cameros basin, Northern Spain. *Journal of the Geological Society*, London, (147), 165-175.
- Pujalte, V., Robles, S., García-Ramos, J.C., Hernández, J.M., 2004.- El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 288-291.
- Ramírez Merino, J.I., Olivé, A, Hernández, A., Álvaro, M, Agular, M.J., Ramírez Del Pozo, J, Anadón, P., Molina, E., Gallardo, J., Gabaldón, V. y Marín-Serrano, A.,

- 1990.- *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000, hoja 241 (Anguiano)*. IGME, Memoria.
- Rat, P., 1988.- The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates: some facts but still many problems *Rev. Soc. Geol. España* (1), 327-348.
- Riba, O., 1975.- Introduction. En: Le Bassin Tertiaire Catalan spagnol et les gisements de Potasse. *Livret de l'excursion, nº 20. IXe Congrès International de Sedimentologie, Nice*. Université Sofia-Antipolis, Nice: 9-13.
- Roca, E., Guimerá, J., 1992.- The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean) En: *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean* (Eds. E. Banda y P. Santanach). *Tectonophysics*, (203), 203-218.
- Roca, E., Guimerà, J., Salas, R., 1994.- Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Mag.*, (131), 2, 155-168.
- Roure, F., Brun, J.-P., Coletta, B., Driessche, J. Van Den, 1992.- Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, (14), 503-519.
- 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., 1987.- *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'espadañ. Anàlisi de conca*. Tesis, Universitat de Barcelona, 345 pp.
- Salas, R., 1989.- Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos Geol. Ibér.*, (13), 121-157.
- Salas, R., Alonso, A., Aurell, M., Carbó, A., Casas, A., Gómez, J.C., Guimerà, J., Martín-Closas, C., Mas, R., Meléndez, A., Meléndez, G., Meléndez, N., Rivero, Ll. y Serra-Kiel, J., 1992.- Sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Jurassic and Cretaceous in the Iberian basin (Iberian Range) Spain. *Sequence Stratigraphy of European Basins, CNRS-IFP Dijon, France*. Abstracts volume, 211.
- Salas, R., Guimerá, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. 2001.- Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic Inversion (Iberian Chain). En: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (Eds. W. Cavazza, A.H.F.R. Roberston and P. Ziegler). *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.*, (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), 101-107.
- Schudack, M., 1987.- Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzsichten mariner Jura/Wealden in der Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Paleontographica*. Abt. B, (204), 1-6, 108 p.

- Tischer, G., 1966.- Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Geologisches Jahrbuch Biebefte*, (44), 123-164.
- Vegas, R., Banda, E. 1982.- Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, (4), 320-343.
- Vera, J.A., 2001.- Evolution of the South Iberian Continental Margin. En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench basins and passive margins*. P.A. Ziegler; W. Cavazza; A.H.F. Robertson y S. Scrasquin-Soleau (Eds.). *Memoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*. (186), 109-143.
- Vilas, L., Alonso, A., Arias, C., García, A., Mas, J.R., Rincón, R., Meléndez, N., 1983.- The Cretaceous of the Southwestern Iberia Ranges (Spain). *Zitteliana*, (10), 245-254.
- Vilas, L., Mas, J.R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N., Rincón, R., 1982.- Capítulo 8. Ibérica suroccidental. En: *El Cretácico de España*. Ed. de la Univ. Complutense, 457-514.
- Virgili, C., Sopena, A., Ramos, A., Arche, A., Hernando, S., 1983.- El relleno post-terciario y el comienzo de la sedimentación mesozoica. En: *Libro Jubilar José María Ríos. Ministerio de Industria*, Madrid, (II), 25-36.
- Wilde, S., 1988.- El Bathoniense-Calloviense de Ágreda y el desarrollo del Dogger y del Malm marino del Madero-Moncayo. III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Guía de excursiones. *Ciencias de la Tierra (Inst. Estud. Riojanos)*, (11), 217-237.
- Wilkerson, M.S., Usdansky, S.I., 1989.- *Fault! A Cross Section Modeling Program for the IBM*, mem. 22 p.