

Evolución de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridionales: fallas del Segre y Pamplona

J. Vergés

Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Lluís Solé i Sabarís, s/n, 08028 Barcelona, España
E-mail: jverges@ija.csic.es

RESUMEN

Las estructuras más llamativas de los Pirineos meridionales son las grandes fallas oblicuas del Segre y de Pamplona. La Falla del Segre constituyó, durante la compresión terciaria, un sistema de rampas oblicuas que reactivaron el antiguo margen de la cuenca extensional mesozoica. Las rampas oblicuas del Segre fueron emergentes y erosivas, durante toda su prolongada evolución terciaria, mientras que la región de los anticlinales de Mediano y Boltaña constituyó una zona acrecional formada por cabalgamientos ciegos. La Falla de Pamplona muestra características similares a las de la Falla del Segre aunque tuvo un menor transporte tectónico hacia el S. La inversión tectónica de las potentes cuencas mesozoicas situadas al W de los márgenes del Segre y de Pamplona produjeron una inversión topográfica de tal forma que la sedimentación terciaria se produjo en las zonas de altos estructurales mesozoicos: las cuencas de Ripoll y del Ebro en el caso del Segre y la cuenca de Pamplona en el caso de Pamplona.

Palabras clave: evolución eocena-oligocena, inversión tectónica, Pirineos, rampa oblicua, sistema de cabalgamientos

South Pyrenean oblique thrust system evolution: Segre and Pamplona faults

ABSTRACT

The Segre and Pamplona oblique faults are the most prominent features of the southern Pyrenees. During the Tertiary compression, the Segre Fault constituted a system of oblique ramps, which formed by the reactivation of the previous margin of the Mesozoic extensional basin. The Segre oblique ramps were emergent at the synorogenic surface and erosive during its complete evolution in Eocene and Oligocene times. In contrast, the western margin of the South Central Unit constituted by the Mediano and Boltaña anticlines, was mostly accretional and blind. The Pamplona Fault evolved alike the Segre Fault but with much less Tertiary southward tectonic transport over the basal thrust of the system. The tectonic inversion of the thick Mesozoic basins located to the W of the Pamplona and Segre faults also produced a topographic inversion. As a product of this topographic inversion, the synchronous Tertiary deposition took place in the former Mesozoic structural highs: the Ripoll and Ebro basins to the E of the Segre Fault and the Pamplona basin to the E of the Pamplona Fault.

Key words: Eocene-Oligocene evolution, oblique ramp, Pyrenees, tectonic inversion, thrust system

Introducción: la división estructural del Pirineo

La división principal de los Pirineos se estableció en la década de los 70 principalmente por autores franceses (Mattauer y Séguret, 1971; Séguret, 1972; Mattauer y Henry, 1974; Choukroune, 1976). Estos distinguieron 5 grandes unidades tectónicas que conforman el orógeno alpino. De N a S se distinguen la cuenca de antepaís de Aquitania, la zona Norpirenaica, la zona Axial, la zona Surpirenaica y el antepaís del Ebro (Fig. 1). El orógeno pirenaico muestra una disposición del sistema de cabalgamientos con doble vergencia aunque el sistema vergente al sur es de mayor importancia y engloba a la cuenca de antepaís del Ebro, al sistema de cabalgamientos de

cobertera de la zona Surpirenaica y a la zona Axial con cabalgamientos alpinos que afectan rocas del basamento hercínico (Choukroune y ECORS Team, 1989; Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992).

En el sentido longitudinal de la cadena, la zona Surpirenaica presenta variaciones estratigráficas importantes que permitieron definir la Unidad Surpirenaica Central formada por los mantos de corrimiento de Bóixols, Montsec y Sierras Marginales (Séguret, 1972), (Fig. 1). En trabajos posteriores y basados en la comparación de las estratigrafías mesozoicas de las unidades Norpirenaica y Surpirenaica se dividió el Pirineo en 3 grandes compartimentos de E a O (Souquet *et al.*, 1975; Souquet y Mediavilla, 1976), separados por las grandes fallas

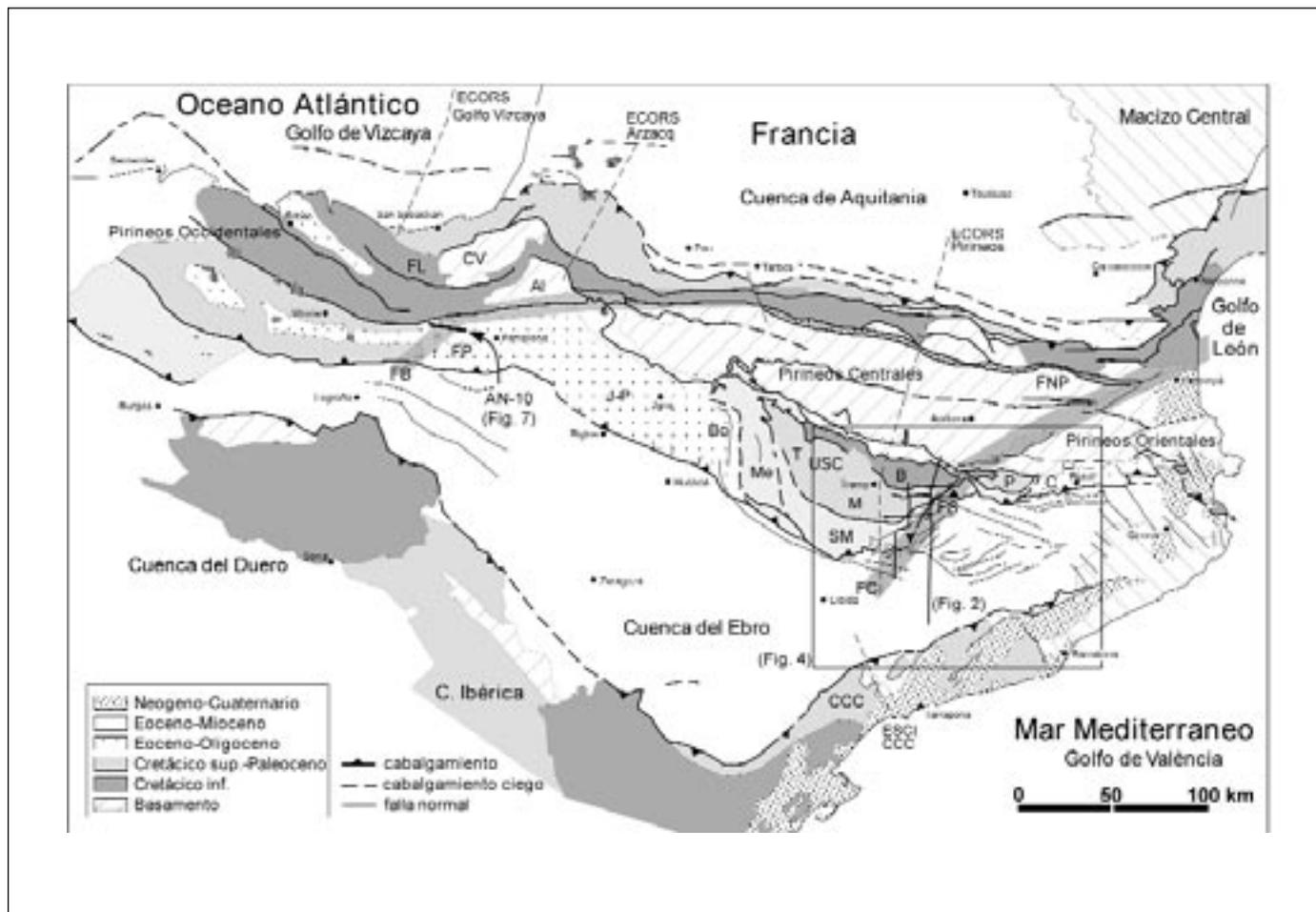


Fig. 1. Mapa estructural simplificado del NE de la península ibérica con los Pirineos, la Cadena Costero Catalana (CCC), and the Iberian Chain. The N boundary of the Southern Pyrenees is the North Pyrenean Fault (NPF), which continues along the Leiza Fault (FL). The boundary between the Eastern Pyrenees and the Central Pyrenees was related to the Catalunya Fault (FC), and the limit between the Central Pyrenees and the Western Pyrenees was related to the Bigorre Fault (FB). The Segre Fault (FS) and the Pamplona Fault (FP) are reactivated structures during the Tertiary compression. The Segre oblique ramp zone limits the South Central Unit (USC), formed by the Bóixols, Montsec and Sierras Marginales thrust sheets. The Bóixols thrust sheet continues to the E to the Pedraforca thrust sheet, which overthrusts the Cadí thrust sheet. The Mediano (Me) and Boltaña (Bo) anticlines formed along the Western boundary of the South Central Unit. These anticlines were located between the connected Tremp (T) and Jaca-Pamplona (J-P) basins. The map shows the location of cross-sections in Fig. 2 and the position of the Evolution map in Fig. 3. Seismic line AN-10 (Fig. 6) cuts through the Pamplona Fault

de Cataluña al E y de Bigorre al O (Fig. 1). Los extremos meridionales de las fallas de Cataluña y de Bigorre, definidas a partir de la configuración actual de la cadena del Pirineo y alineando diferentes estructuras tectónicas con diferentes edades y significados, son las fallas del Segre y de Pamplona, respectivamente.

En la década de los 70 se publicaron los primeros trabajos en los que se hacía mención de la alineación del Segre. Esta fue definida por Séguret (1972) como el desgarre siniestro del Segre y, constituye la terminación oriental de la Unidad Surpirenaica Central. Garrido-Megías (1972; 1973) determinó una edad eocena para el movimiento de la falla. Rosell y Robles

(1975) interpretaron la alineación del Segre como una falla de zócalo que separaba dos unidades estratigráficas terciarias distintas. Alvaro *et al.* (1979) continuaron la alineación del Segre hacia el dominio central de la Península Ibérica, y Simón (1981) hacia la Cadena Ibérica. En la década de los 80, el carácter alóctono de la Falla del Segre fue indiscutible a partir de la realización del sondeo de Comiols-1 (op., ENIEMSA, 1984), que juntamente con el anterior sondeo de Isona (op., VALDEBRO, 1963) cortaban Eoceno marino por debajo del lado oriental de la Unidad Surpirenaica Central (Lanaja *et al.*, 1987), (Fig. 1). El análisis de la información petrolífera permitió los trabajos de Cámara y Klimowitz (1985), que interpretaron la Falla del Segre como una zona de rampas laterales, y de Clavell *et al.* (1988) que la interpretaron como una zona de rampas oblicuas usando el mapa de isobatas de la base del Paleógeno.

El límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central está formada por un conjunto plegado de dirección aproximadamente N-S, en la que destacan los anticlinales de Mediano y Boltaña (Fig. 1). La calidad de los depósitos terciarios y su excelente continuidad lateral en la región occidental de la Unidad Surpirenaica Central permitieron reconocer el tránsito de sedimentos proximales continentales al E (cuenca de Tremp) a sedimentos marinos de profundidad al O (cuenca de Jaca-Pamplona), (e.g., Mutti *et al.*, 1972; Nijman y Nio, 1975; Puigdefàbregas, 1975).

El límite entre los Pirineos centrales y occidentales se sitúa en la Falla (alineación) de Pamplona. Esta falla muestra una dirección subparalela a la del Segre aunque su distintivo superficial más característico es la conocida alineación de diapiros, formados básicamente por evaporitas del Keuper (Kind, 1967; Brinkmann y Lögters, 1968; Feuillée y Rat, 1971), que separa la cuenca de Pamplona al E de la unidad Vasco-Cantábrica al O (Fig. 1).

El objetivo principal del trabajo es el de mostrar la evolución de una rampa oblicua utilizando la zona de rampas oblicuas del Segre, en la terminación oriental de la Unidad Surpirenaica Central, como un ejemplo bien documentado con buen control de geometría y edad de actividad de los cabalgamientos. Además, la zona de rampas oblicuas del Segre se compara con la terminación occidental de la Unidad Surpirenaica Central y con la Falla de Pamplona (límite entre los Pirineos centrales y occidentales).

Geometría de la zona de rampas oblicuas del Segre (Eoceno superior-Oligoceno)

La extensión de la zona de rampas oblicuas del Segre

está limitada a la extensión actual de la Unidad Surpirenaica Central, puesto que no afecta a la unidad subyacente del Cadí (Fig. 2).

La geometría del sistema aflorante de cabalgamientos que constituyen la zona de rampas oblicuas del Segre se determinó mediante la cartografía geológica mientras que su geometría en profundidad se precisó con la construcción de una red de cortes compensados y restituidos (Vergés, 1993 y 1999). El bloque diagrama de la Fig. 2 está compuesto por 2 cortes compensados de dirección N-S (cortes 1 y 2) y 2 cortes geológicos de dirección E-O (cortes 3 y 4). Los cortes se realizaron con información sísmica de profundidad y 4 sondeos de exploración de petróleo (Fig. 2). El estudio de la geometría actual del sistema de rampas oblicuas del Segre permitió determinar la evolución del sistema con posterioridad al depósito de las sales de la Fm. de Cardona en el límite entre el Eoceno medio y el Eoceno superior. La evolución anterior del sistema se analizó a partir de los datos regionales suministrados por los cortes compensados y restituidos.

Los cortes de dirección N-S están separados unos 10 km de distancia y sin embargo muestran una estructura tectónica alóctona completamente distinta. El corte occidental pasa enteramente a través de la Unidad Surpirenaica Central y el corte oriental atraviesa el anticlinal de Oliana, en el bloque inferior del cabalgamiento frontal de la Unidad Surpirenaica Central. La compleja geometría del sistema de cabalgamientos entroncados que componen la zona de rampas oblicuas del Segre se sitúa por encima del despegue principal emplazado en las sales eocenas de la Fm. de Cardona.

La estructura tectónica de la Unidad Surpirenaica Central está formada por un sistema imbricado de cabalgamientos con vergencia S (Montsec y Sierras Marginales). El cabalgamiento inferior del sistema se sitúa bajo los conglomerados terciarios de la cuenca del Ebro, y constituye una rampa de bloque inferior (el bloque superior es subparalelo a la rampa), con un ángulo bajo de corte. Esta rampa inferior aflora en la región de Artesa del Segre (c. de Artesa; Fig. 2), y cambia a una dirección frontal hacia el O. El cabalgamiento aflorante de Montargull se sitúa entre el cabalgamiento frontal de Artesa de Segre y el del Montsec. Hacia el N-NNE, el sistema imbricado del Montsec y Sierras Marginales aflora en el flanco NO del anticlinal de Oliana. El anticlinal de Oliana está formado por dos láminas tectónicas superpuestas y desplazadas hacia el S por encima del nivel principal de despegue (Fig. 2), (Vergés y Muñoz, 1990; Burbank *et al.*, 1992b).

Los cortes de dirección E-O muestran el cambio

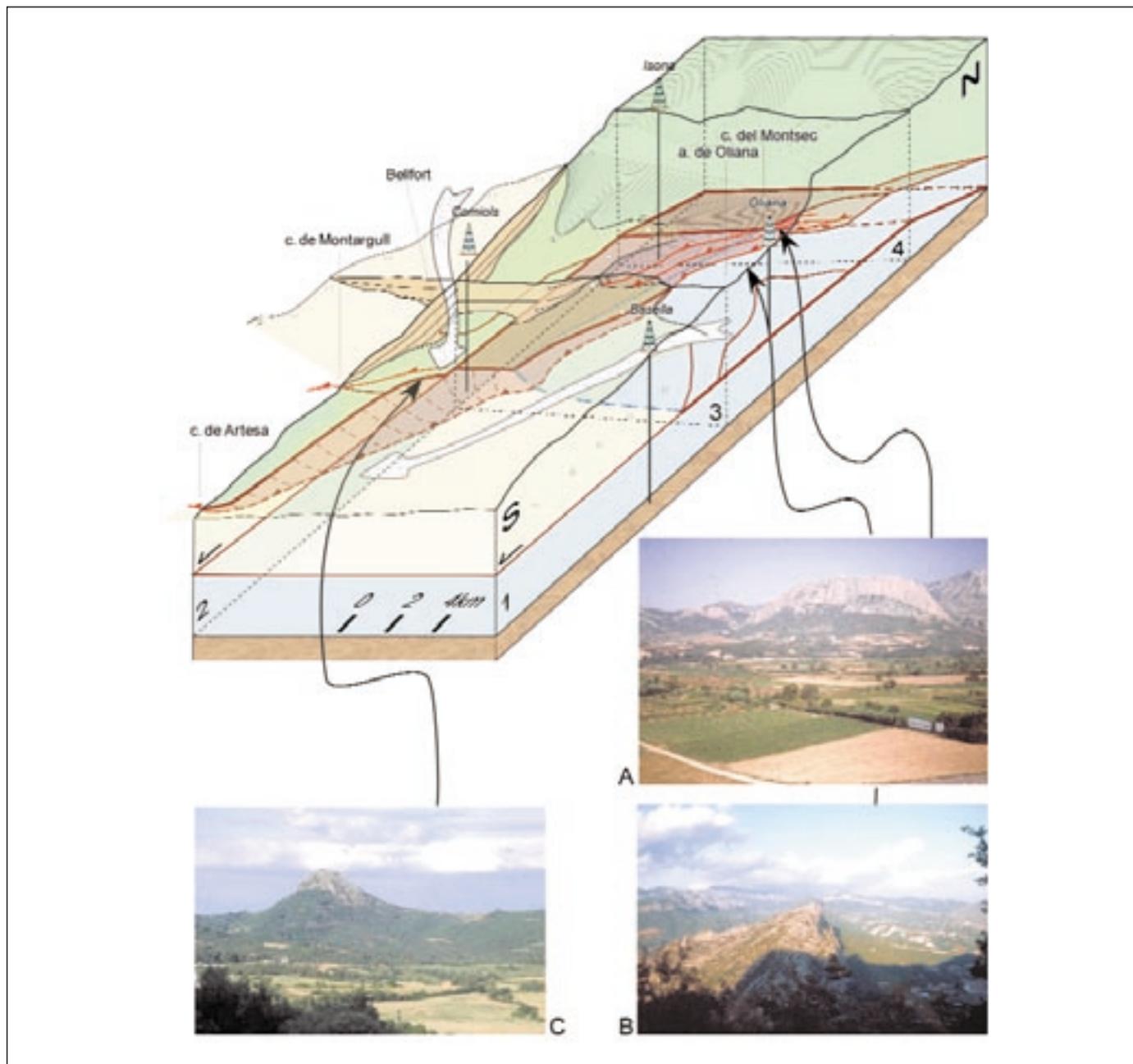


Fig. 2. Bloque diagrama a escala de la zona de rampas oblicuas del Segre visto desde el SE y construido a partir de información de superficie (cortes geológicos 1 y 2 de dirección N-S, y 3 y 4 de dirección E-O) y subsuelo (líneas sísmicas y sondeos). Las flechas blancas marcan la dirección de aportes del sistema aluvial transversal de Comiols y del sistema fluvial longitudinal y paralelo a las rampas oblicuas del Segre. En la foto A se observa el flanco NO del anticlinal de Oliana con el cabalgamiento frontal de la Unidad Surpirenaica Central cortando la parte alta de los conglomerados inferiores de antepaís (pared clara de la parte central del panorama). En la foto B se observa la geometría de la terminación NE del anticlinal de Oliana. Los conglomerados inferiores del primer término dan paso a conglomerados superiores menos inclinados (lado izquierdo de la foto). En la foto C se observa el afloramiento de Belfort en el bloque superior del cabalgamiento inferior de la Unidad Surpirenaica Central, rodeado de sedimentos fluviales de antepaís (menos resistentes a la erosión)

Fig. 2. Scale diagram of the Segre oblique ramp zone, constructed from surface information (N-S trending cross-sections 1 and 2 and E-W trending cross-sections 3 and 4), as well as subsurface data (seismic lines and oil wells). White arrows show the direction of paleoflow for the Comiols transverse alluvial deposits and for the paleo-Segre longitudinal fluvial system, parallel to the Segre oblique ramp zone. Picture A shows the NW flank of the Oliana anticline with the most external thrust of the South Central Unit cutting the lowermost synorogenic conglomeratic unit outcropping along the thick whitish cliffs of the centre of the panorama. Picture B shows the geometry of the NE termination of the Oliana anticline. The lower conglomerates are dipping steeply than the upper ones (to the left of the panorama) showing its growth character. Picture C shows the Belfort locality, in the hanging wall of the South Central Unit, delimited by foreland fluvial deposits (less resistant to erosion)

estructural desde la Unidad Surpirenaica Central a la zona del antepaís a través de la zona de rampas oblicuas del Segre (Fig. 2). El cabalgamiento inferior del anticlinal de Oliana se entronca con el cabalgamiento inferior de la Unidad Surpirenaica Central (ambos sobre el nivel de despegue regional), como se observa en el corte 3. El anticlinal de Oliana queda limitado por una línea de contorno (*tip line*) que sigue el flanco libre del anticlinal mientras que pasa a ser una línea de corte en el flanco NO en contacto con los cabalgamientos imbricados de la Unidad Surpirenaica Central (Sierras Marginales), (Fig. 2).

La propagación de la deformación hacia el S se realizó mediante dos mecanismos diferentes. La Unidad Surpirenaica Central se desplazó por encima de su cabalgamiento basal, poco inclinado, cortando toda la serie del Terciario continental de la cuenca de antepaís del Ebro (e.g., Meigs *et al.*, 1996). La deformación en el antepaís se realizó mediante plegamiento por encima del nivel regional de despegue situado en las sales de la Fm. de Cardona. El anticlinal de Oliana funcionó como una cuña propagándose entre el nivel de despegue y la serie continental situada por encima de dicho nivel. En el flanco SE del anticlinal de Oliana se observan pliegues con vergencia NO en la base de la serie continental, interpretados como indicadores de un cabalgamiento con vergencia NO, activo durante la propagación de la línea de contorno del anticlinal de Oliana hacia el S-SE (Vergés, 1993 y 1999).

A pesar de la variación lateral de la estructura tectónica en ambos bloques de la zona de rampas oblicuas se observa un acortamiento similar en los dos sectores a partir de la parte superior del Eoceno medio (posterior al depósito de las sales de la Fm. de Cardona). Así, en el E se produjeron 16.9 km de acortamiento por encima del nivel de despegue regional (Vergés *et al.*, 1992), incluyendo al anticlinal de Oliana mientras que sólo 1-2 km se produjeron ligados a la reactivación del sistema imbricado de cabalgamientos emergentes de la Unidad Surpirenaica Central (Burbank y Vergés, 1994). La partición del acortamiento para el mismo período de tiempo a lo largo del corte 2 se expresa con 14 km de desplazamiento en la rampa emergente, 1-2 km de deformación interna limitada al cabalgamiento de Alòs, y sólo 2-3 km por encima del nivel de despegue regional situado, en este sector, en los yesos de la Fm. de Barbastro (Vergés *et al.*, 1992; Sans *et al.*, 1996; Gil y Jurado, 1998). Por tanto, el acortamiento mínimo posterior a las sales de la Fm. de Cardona, medido en las dos transversales, es equivalente (17-19 km), y sincrónico aunque diferentemente distribuido.

La geometría general del sistema de cabalgamien-

tos de la zona de rampas oblicuas del Segre puede resumirse en: 1) el nivel basal de despegue pirenaico se sitúa en las evaporitas de la Fm. de Cardona y Fm. de Barbastro hacia el S; 2) el cabalgamiento basal del anticlinal de Oliana y el cabalgamiento inferior de la Unidad Surpirenaica Central coinciden con el nivel de despegue basal pirenaico hasta la línea de contorno del anticlinal de Oliana al S y la línea de corte al O del anticlinal, quedando entroncadas ambas estructuras; 3) al S de dicha línea de contorno, el cabalgamiento inferior de la Unidad Surpirenaica Central corta la serie completa de antepaís hasta emerger en la zona de Artesa del Segre donde cambia de rampa oblicua a rampa frontal de la Unidad Surpirenaica Central; 4) la deformación al sur del anticlinal de Oliana se realiza mediante una serie de pliegues despegados con diferentes orientaciones (Ramírez y Riba, 1975; Vergés *et al.*, 1992; Sans *et al.*, 1996).

Edad de la zona de rampas oblicuas del Segre (Eoceno superior-Oligoceno)

La geometría descrita de la zona de rampas oblicuas del Segre, desde el anticlinal de Oliana hacia el S-SSO, sólo permite conocer la evolución de las estructuras con posterioridad al depósito de las sales de la Fm. de Cardona en el límite Eoceno medio-Eoceno superior (Fig. 2). Para determinar la evolución del margen oriental de la Unidad Surpirenaica Central se integra la geometría descrita en un marco de mayor escala y se tiene en cuenta el tiempo de actividad de los diferentes segmentos de la zona de rampas oblicuas del Segre. La edad de la actividad tectónica se basa en relaciones de corte que definen la edad relativa y en resultados magnetostratigráficos de unidades sintectónicas asociadas al anticlinal de Oliana (Burbank *et al.*, 1992b; Burbank y Vergés, 1994; Vergés *et al.*, 1996), al frente de la Unidad Surpirenaica Central en Artesa de Segre (Meigs *et al.*, 1996), y a trabajos más regionales (Burbank *et al.*, 1992a; Vergés y Burbank, 1996).

La Fig. 3 muestra las edades determinadas para los diferentes cabalgamientos entroncados que forman la zona de rampas oblicuas del Segre. El cabalgamiento inferior del Pedraforca corta a la serie marina infrayacente de edad Eoceno inferior y medio. En la zona de estudio, los materiales más jóvenes del bloque inferior del cabalgamiento basal del Pedraforca son las evaporitas de la Fm. de Beuda, datada a los 47 Ma (Burbank *et al.*, 1992a; Vergés y Burbank, 1996). Las formaciones de Coubet y Bellmunt son sintectónicas al emplazamiento final del manto de corrimiento como se observa en el límite

oriental de dicho manto (Martínez *et al.*, 1988). El cabalgamiento de Vallfogona se sitúa por debajo del cabalgamiento del Pedraforca, es una estructura regional de gran continuidad lateral y emplazado a lo largo de algunos millones de años. Sin embargo, la traza meridional que aflora al S del cabalgamiento del Pedraforca tiene una edad de emplazamiento posterior a 34 Ma correspondiente a la edad de los sedimentos que corta en su bloque inferior (Mató *et al.*, 1994).

En la zona de rampas oblicuas del Segre, la actividad tectónica del cabalgamiento de Bóixols es anterior a 55 Ma (límite Paleoceno-Eoceno), puesto que muestra unidades de conglomerados sintectónicos, de edad Paleoceno alto, asociadas al frente de cabalgamiento (Garrido-Megías y Ríos, 1972). En la región de Oliana, el sistema de cabalgamientos de la Unidad Surpirenaica Central (Montsec y Sierras Marginales), es coetáneo al depósito de un conjunto de unidades de conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno que permiten deducir la secuencia de propagación de la actividad tectónica (Vergés y Muñoz, 1990). En esta

región, el cabalgamiento inferior de Sierras Marginales (e inferior de la Unidad Surpirenaica Central), aflora en el flanco caudal del anticlinal de Oliana (corte 1; Fig. 2), y queda fosilizado por la unidad 2 de conglomerados sintectónicos con una edad cercana a los 36.5 Ma (Burbank y Vergés, 1994). Este cabalgamiento representa la estructura más antigua del sistema de imbricados reactivados durante al crecimiento del anticlinal de Oliana siendo el cabalgamiento del Montsec el más moderno de la secuencia. Esta secuencia de propagación de la actividad tectónica hacia el traspais fue activa desde los 36.5 Ma hasta los 34 Ma, edad en la que el cabalgamiento del Montsec quedó fosilizado por los conglomerados de la unidad 4 (Fig. 2). El anticlinal de Oliana continuó creciendo con posterioridad a la fosilización del sistema imbricado de Sierras Marginales situado en su flanco NO. Este crecimiento está demostrado por el plegamiento de las 4 unidades de conglomerados en el flanco SE del anticlinal. La edad final estimada del crecimiento del anticlinal de Oliana se sitúa en los 29.5 Ma (Burbank y Vergés, 1994).

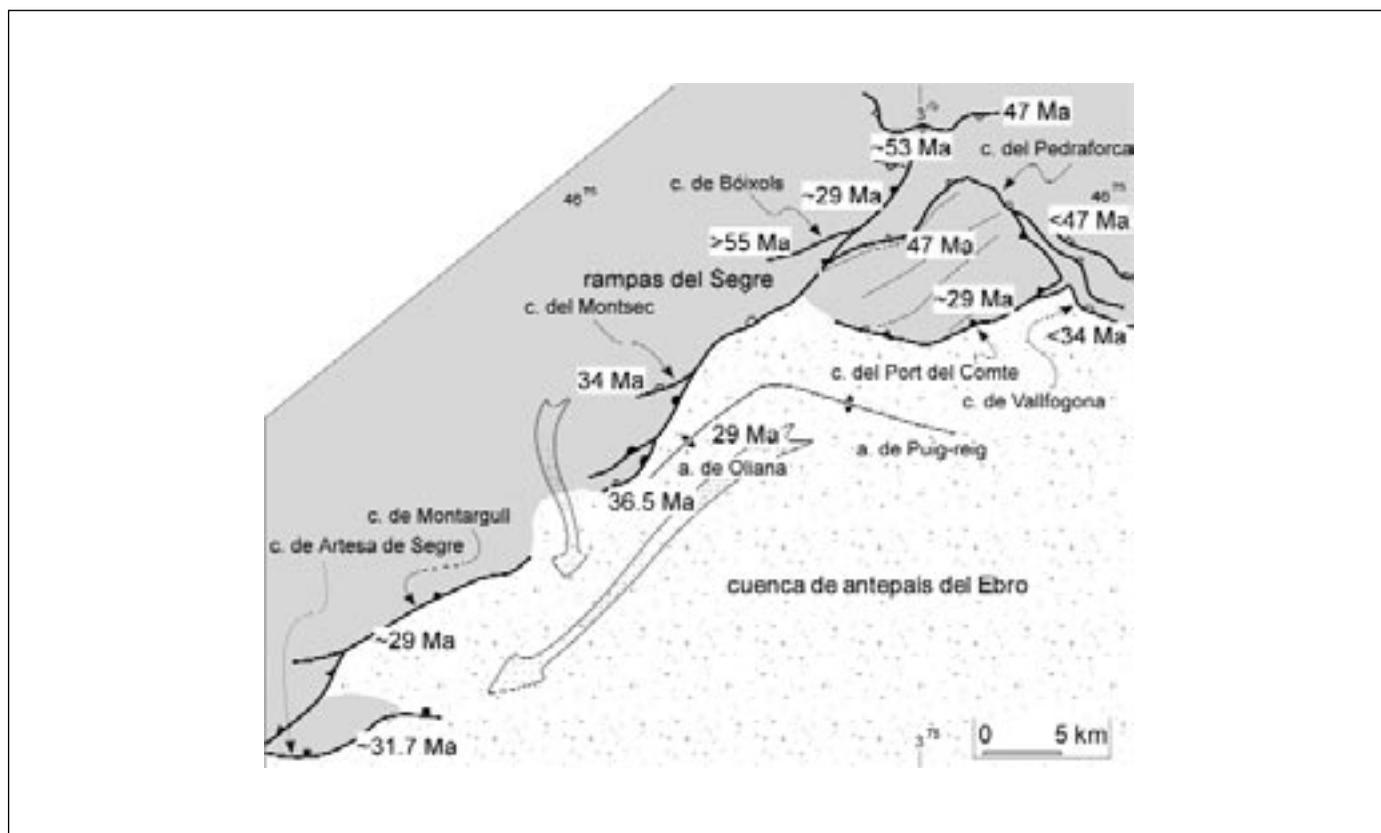


Fig. 3. Esquema estructural de la zona de rampas oblicuas del Segre (límite oriental de la Unidad Surpirenaica Central). Cada segmento de la rampa se ha dibujado mediante un símbolo distinto al que se ha asociado la edad final de la actividad tectónica, en millones de años.
 Fig. 3. Structural map of the Segre oblique ramp zone (E boundary of the South Central Unit). Each segment of the ramp is depicted with a different pattern corresponding to the age of its final tectonic activity

Los segmentos del sistema imbricado inactivo de Sierras Marginales y Montsec (enterrados bajo los conglomerados sintectónicos), situados al N del anticlinal de Oliana fueron transportadas pasivamente hacia el S a caballo del anticlinal emplazado encima del nivel de despegue regional (Fig. 2).

El movimiento hacia el S de la Unidad Surpirenaica Central originó la irrupción de su cabalgamiento frontal en la región de Artesa de Segre (Fig. 2 y Fig. 3). Al N de Artesa del Segre, el cabalgamiento inferior corta a una potente serie continental aluvial, fluvial y lacustre, de más de 1800 m de espesor, atribuidos a la Fm. de Solsona. Estos depósitos están involucrados en el sistema de pliegues despegados del antepaís. El cabalgamiento de Artesa fue inactivo a partir de los ~31.7 Ma, cuando los sedimentos continentales fosilizaron su traza (Meigs *et al.*, 1996). Sin embargo, una traza de cabalgamiento más moderna se desarrolló en el bloque superior del anterior y formó el cabalgamiento emergente de Montargull (Fig. 2 y Fig. 3). Su actividad tectónica es sincrónica con el depósito final de la sucesión medida en Artesa con una edad próxima a 29 Ma y por tanto sincrónica con el final del crecimiento del anticlinal de Oliana al NE (Meigs *et al.*, 1996; Meigs, 1997). La actividad tectónica de la parte frontal del sistema de pliegues y cabalgamientos del Pirineo oriental y central continuó mucho más atenuada al menos hasta el límite Oligoceno inferior-Oligoceno superior.

El transporte tectónico hacia el S del sistema de rampas oblicuas del Segre, con posterioridad al depósito de las sales de la Fm. de Cardona (Eoceno medio-Eoceno superior) se realizó conjuntamente y por tanto en el mismo período de tiempo. Sin embargo, las edades específicas de la actividad tectónica de los distintos segmentos que componen la zona de rampas oblicuas del Segre son diferentes y muestran una doble migración de la actividad tectónica: hacia el traspais y hacia el antepaís. Las diferentes trazas inactivas del sistema entroncado fueron transportadas pasivamente por encima de cabalgamientos activos más profundos al igual que los conglomerados que fosilizaron dichas trazas.

Evolución de la zona de rampas oblicuas del Segre (Paleoceno-Oligoceno)

La evolución completa del sistema de rampas oblicuas del Segre no puede abordarse sin la construcción de un sistema consistente de cortes compensados y restituidos que incorporen la edad de actividad tectónica basada en la información de los sedimentos sintectónicos. La Fig. 4 muestra la evolución de la

zona de rampas oblicuas del Segre y su relación con el sistema completo de cabalgamientos meridionales del Pirineo. Esta evolución está basada en 4 cortes compensados y restituidos principales (Vergés, 1993 y 1999). El corte A atraviesa el manto de corrimiento del Cadí, al E del límite oriental de la Unidad Surpirenaica Central. Abundante información sobre esta unidad tectónica se ha publicado recientemente (Muñoz *et al.*, 1994; Saula *et al.*, 1994; Martínez *et al.*, 1997; Vergés *et al.*, 1998). El corte B atraviesa las unidades superiores del Pedraforca (extensión E de la Unidad Surpirenaica Central) y la unidad del Cadí (e.g., Vergés *et al.*, 1995). El corte C cruza el límite oriental de la Unidad Surpirenaica Central y el anticlinal de Oliana. El corte 1 de la Fig. 2 representa una versión simplificada de la parte S del corte C. Información reciente sobre esta sección puede verse en (Sans *et al.*, 1996). El corte D corta la Unidad Surpirenaica Central a lo largo del río Noguera Pallaresa y es subparalelo al corte ECORS-Pirineos (Muñoz, 1992), (Fig. 1).

Las trazas de los límites de las diferentes unidades tectónicas (Unidad Surpirenaica Central, Pedraforca y Cadí) fueron restituidas de acuerdo al acortamiento interno calculado. Así, la Unidad Surpirenaica Central muestra mayores dimensiones en los primeros estadios evolutivos que en los finales debido al acortamiento interno perpendicular a los diferentes segmentos oblicuos y frontales. El transporte S del conjunto se ha utilizado por comodidad aunque un vector de desplazamiento tectónico entre el N-185°E y N-195°E concuerda mejor con los datos regionales (Vergés, 1993; Ford *et al.*, 1997). El transporte tectónico uniforme de las unidades a ambos lados de la zona de rampas oblicuas del Segre viene corroborado por los resultados paleomagnéticos que indican la no rotación de dichos mantos en la zona estudiada (Dinarès *et al.*, 1992).

La evolución del sistema de cabalgamientos surpirenaico puede dividirse en las siguientes etapas (Fig. 4 y Fig. 5):

La primera etapa, anterior a los 55 Ma, muestra la geometría de la cuenca sedimentaria mesozoica justo antes de su inversión tectónica durante la compresión terciaria. El límite entre la Unidad Surpirenaica Central y la unidad del Pedraforca se ha dibujado como una flexión de basamento aunque dicho límite podría corresponder a un sistema de fallas normales con buzamiento al O o NO (Fig. 5; corte >55 Ma).

Desde el Paleoceno superior hasta los 53 Ma, la Unidad Surpirenaica Central se deformó internamente por encima del nivel de despegue situado en las evaporitas del Keuper. Esta deformación se produjo perpendicularmente a las rampas paralelas y oblicuas

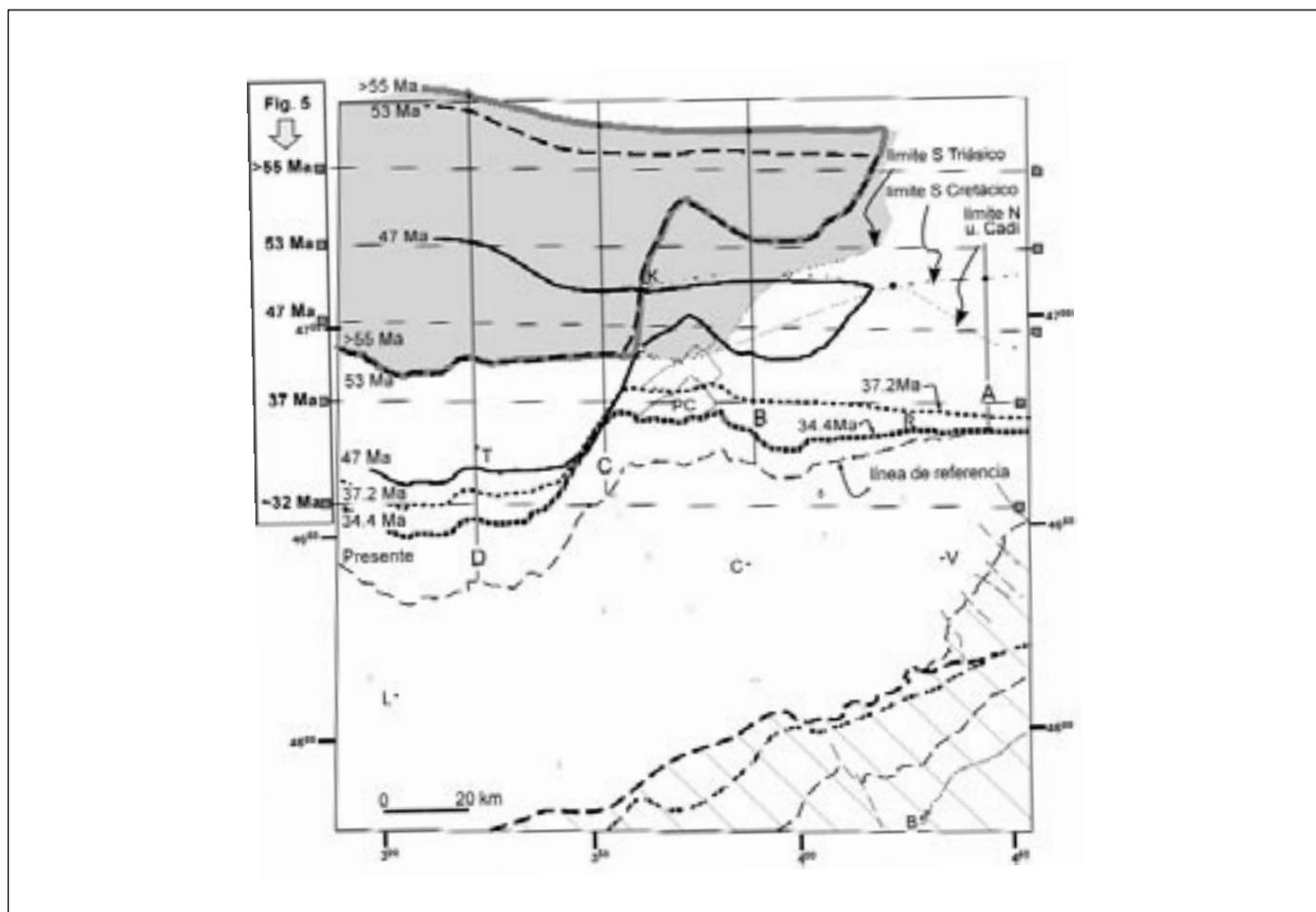


Fig. 4. Mapa evolutivo de la traza del cabalgamiento basal de la Unidad Surpirenaica Central basado en cortes compensados y restituidos y en mapas palinspásticos (Vergés y Burbank, 1996). La línea de referencia es el límite actual del cabalgamiento frontal de los Pirineos orientales y centrales. Las líneas de dirección E-O referenciadas en la parte izquierda del mapa corresponden a los cortes estructurales de la Fig. 5

Fig. 4. Evolution map of the tip line of the South Central Unit basal thrust based on balanced and restored sections and palinspastic maps (Vergés and Burbank, 1996). The reference line is the present boundary of the frontal thrust of the Eastern and Central Pyrenees. The E-W trending lines, referenced in the left hand side of the figure show the position of cross-sections in Fig. 5

de la unidad. El Triásico inferior y medio quedaron como tegumento del basamento. El frente de la Unidad Surpirenaica Central no avanzó o avanzó poco hacia el S durante esta etapa. El corte transversal a la dirección del transporte tectónico (Fig. 5; corte 53 Ma), muestra que el cabalgamiento del Segre utiliza el límite oriental de la potente cuenca mesozoica. La inversión tectónica de la cuenca de la Unidad Surpirenaica Central y su transporte hacia el S produjo una inversión de la topografía y localizó la cuenca terciaria importante al E (sinclinal de Ripoll y futura unidad de corrimiento del Cadi).

Una vez deformada internamente, la Unidad Surpirenaica Central y la unidad del Pedraforca avanzaron hacia el S desde los 53 Ma hasta los 47 Ma. El

transporte tectónico se realizó por encima del cabalgamiento basal del sistema. En la región del Pedraforca, la falta de evaporitas del Keuper en la base de la serie mesozoica motivó la formación de una rampa de bloque inferior de bajo ángulo por encima de los materiales terciarios de la cuenca de Ripoll (Fig. 5; corte 47 Ma). El avance de los frentes de la Unidad Surpirenaica Central y manto del Pedraforca se produjo en condiciones submarinas y caracterizado por velocidades rápidas de acortamiento del orden de 4 mm/a (Vergés *et al.*, 1995). El cabalgamiento inferior de la zona de rampas oblicuas del Segre muestra una rampa de bloque inferior que es la continuación de la rampa de la unidad del Pedraforca hacia el NE.

Entre los 47 Ma y 37.2 Ma, la unidad del Pedraforca dejó de ser activa y sus cabalgamientos quedaron fosilizados por conglomerados sintectónicos (Martínez *et al.*, 1988; Vergés *et al.*, 1994; Ramos *et al.*, en prensa). El transporte hacia el S de las unidades tectónicas del Pirineo oriental se transfirió hacia el cabalgamiento de Vallfogona, límite inferior del manto de corrimiento del Cadí. Este cabalgamiento transportó pasivamente a la unidad tectónica del Pedraforca y a las series sintectónicas asociadas a la unidad (Fig. 5; corte 37.2 Ma). El entroncamiento del cabalgamiento de Vallfogona con el cabalgamiento inferior de la Unidad Surpirenaica Central permitió el avance conjunto del sistema surpirenaico oriental.

La evolución más moderna, desde los 37.2 Ma hasta el final de la deformación a ~23 Ma, se ha repre-

sentado detalladamente en el bloque de la Fig. 2 debido a la mayor abundancia de registro geológico. La propagación final de la Unidad Surpirenaica Central se realizó conjuntamente con el plegamiento de la serie continental sedimentaria situada en el antepaís del Ebro puesto que ambos sistemas están entroncados. Los pliegues despegaron a partir de los diferentes niveles de evaporitas terciarias (Fig. 5; corte ~32 Ma), (Ramírez y Riba, 1975; Vergés *et al.*, 1992; Sans *et al.*, 1996; Gil y Jurado, 1998).

Terminación occidental de la Unidad Surpirenaica Central (Eoceno medio)

El margen activo occidental de la Unidad

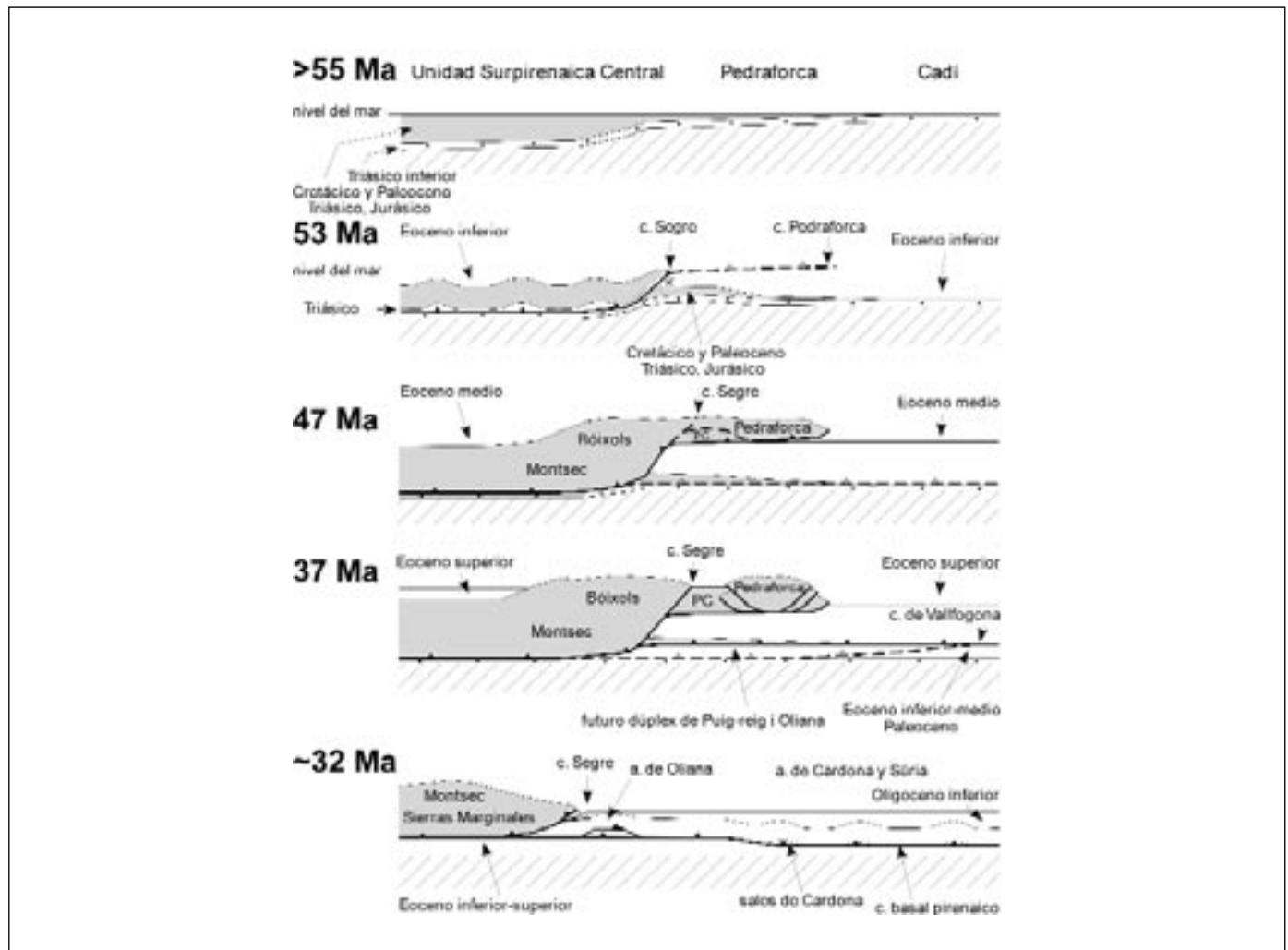


Fig. 5. Cortes estructurales esquemáticos a escala para 5 períodos de la evolución de la Unidad Surpirenaica Central y de su límite oriental (rampas oblicuas del Segre)

Fig. 5. Scale cross-sections showing 5 different periods of the evolution of the South Central Unit and of its eastern boundary (the Segre oblique ramps)

Surpirenaica Central se caracterizó por el crecimiento del sistema de pliegues de Mediano y Boltaña, separados por el sinclinal de Buil (Séguret, 1972; Cámara y Klimowitz, 1985; Poblet *et al.*, 1998), (Fig. 1). Estos anticlinales evolucionaron durante el Eoceno medio (Holl y Anastasio, 1995; Bentham y Burbank, 1996). Específicamente el anticlinal de Mediano lo hizo en el Luteciense y Bartonense desde los 50 Ma hasta los 38.6 Ma. Los anticlinales se interpretan como pliegues de despegue formados por encima del Keuper. Los cabalgamientos emergentes que afectan a las turbiditas del Eoceno medio se imbricaron en un nivel de despegue intermedio situado en el contacto de las turbiditas con las calizas pre-crecimiento del pliegue (Poblet *et al.*, 1998).

El margen O de la Unidad Surpirenaica Central funcionó como un margen acrecional y ciego (sólo pequeños cabalgamientos secundarios fueron emergentes) durante el Eoceno medio (Fig. 6). Estas características contrastan con las del margen E de la Unidad Surpirenaica Central, donde el sistema de cabalgamientos fue emergente durante toda la compresión terciaria, desde el Paleoceno superior hasta el Oligoceno. La emergencia del conjunto de cabalgamientos a la superficie sinorogénica produjo la erosión de las láminas tectónicas, principalmente mediante la caída de grandes bloques que fueron englobados en los depósitos sintectónicos situados en el bloque inferior de los distintos cabalgamientos (e.g., Burbank y Vergés, 1994), (Fig. 6).

Falla de Pamplona

El límite entre los Pirineos centrales y occidentales se ha dibujado a lo largo de la alineación de dirección NNE-SSO, definida por los diapiros formados mayoritariamente por rocas triásicas (e.g., Brinkmann y Lögters, 1968; Feuillée y Rat, 1971; Del Valle *et al.*, 1973). Estos diapiros afectan a los estratos del Eoceno y Oligoceno que recubren el límite entre el Pirineo central y occidental (Fig. 1).

La alineación de Pamplona, también llamada de Estella-Velate, ha sido interpretada como una falla profunda sobre la base de las características regionales de ambos bloques. Martínez-Torres (1991) continúa la Falla de Pamplona hacia el N entre los macizos paleozoicos de Aldudes y Cinco Villas (Fig. 1, A y CV respectivamente), y por tanto cortando al basamento. El acarreo de bloques de rocas de basamento entre materiales salíferos del Keuper es otra prueba del origen profundo de la Falla de Pamplona (Pflug, 1973). Finalmente, la Falla de Pamplona separa dos series mesozoicas muy diferenciadas. Al E, la serie mesozoica está formada principalmente por el Cretácico superior con potencias inferiores a 1400 m (e.g. sondeo de Aoz; Lanaja *et al.*, 1987; y Serrano *et al.*, 1994). El Triásico en este sector oriental es muy reducido y prácticamente no incluye evaporitas. Al O de la Falla de Pamplona se corta una serie de Cretácico inferior de más de 5500 m de potencia, con una potente serie del Triásico evaporítico en la base (e.g., E.V.E.-I.T.G.E.,

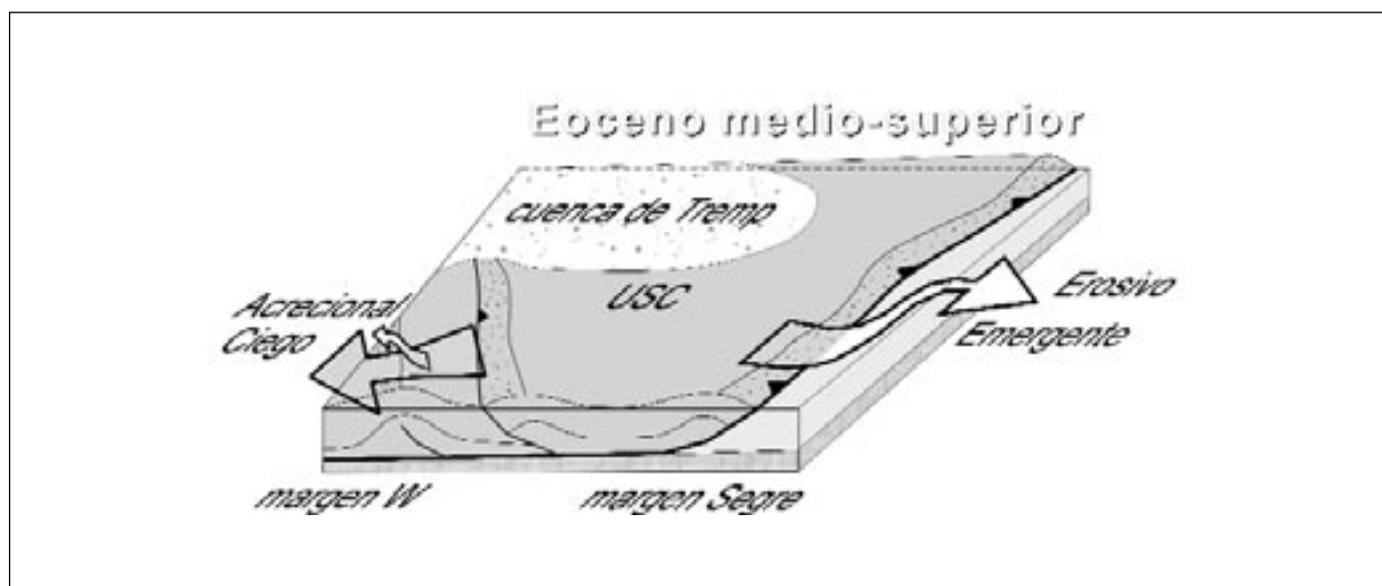


Fig. 6. Bloque diagrama esquemático de la Unidad Surpirenaica Central visto desde el SE, donde se observa las distintas características de los márgenes oblicuos del Segre y de Mediano-Boltaña durante el Eoceno medio y superior

Fig. 6. Diagram of the South Central Unit from the SE showing the differences between the Segre and the Mediano-Boltaña oblique boundaries during the middle-upper Eocene evolution. The Segre ramp was emergent and erosive whereas the Mediano-Boltaña margin was blind, accretional and buried

1991; Martínez-Torres, 1991). Las diferencias estratigráficas en ambos bloques de la falla condicionaron el estilo tectónico durante la orogenia pirenaica (Vergés, 1994).

La alineación de Pamplona ha sido también interpretada como una falla transcurrente mayor durante el Terciario (Fontboté y Virgili, 1983; Engeser y Schwentke, 1986; Rat, 1988) capaz de acomodar la aparente dirección opuesta de la subducción litosférica pirenaica. Al N en los Pirineos centrales, al S en los Pirineos occidentales (e.g., Boillot y Malod, 1988; Alvarez-Marrón *et al.*, 1997; Turner, 1996), o bien con doble vergencia en los Pirineos occidentales (Alvarez-Marrón *et al.*, 1997).

La geometría de la alineación de Pamplona se describe en este trabajo a partir del análisis de la línea sísmica AN-10 (no migrada), acotada por los sondeos petrolíferos de Urbasa-1 (op. CIEPSA, 1960) y Pamplona-1 (op. VALDEBRO, 1959), en los extremos O y E respectivamente (Fig. 7). La traza de los reflectores a través de la falla es continua en la parte alta de la serie mientras que es discontinua en su parte profunda. Las características más significativas de la línea sísmica son: a) el adelgazamiento significativo del Cretácico inferior y superior a través de la falla; b) la existencia de un pliegue anticlinal afectando a toda la serie Cretácica mientras que el Eoceno muestra una estructura monoclinial con vergencia E; y c) la posición más elevada del basamento en los Pirineos centrales (~2000 m más alto).

La evolución tectónica de la Falla de Pamplona se puede resolver mediante las restituciones parciales a la horizontal del techo del Cretácico superior (estadio previo a la compresión tectónica) y del techo del Cretácico inferior (final de la etapa extensional de rift), (Fig. 7).

La restitución al techo del Cretácico inferior muestra una geometría de margen de cuenca limitado por una o dos posibles fallas normales con buzamiento hacia el O. El Cretácico superior también se adelgaza hacia el E pero los reflectores son continuos y por tanto sugieren un carácter post-rift. Los diapiros de Keuper podrían iniciarse asociados a las etapas extensivas de la cuenca tal como ocurre en secciones más occidentales dentro de la cuenca Vasco-Cantábrica (Serrano y Martínez del Olmo, 1990; Serrano *et al.*, 1994).

El pliegue anticlinal y monoclinial, con vergencia E, observado en la línea sísmica se formó por la combinación de dos procesos simultáneos ocurridos por encima del cabalgamiento inferior pirenaico. El pliegue es de despegue por encima de las evaporitas del Keuper (posiblemente apretando una estructura diapírica previa), mientras que la estructura monoclinial

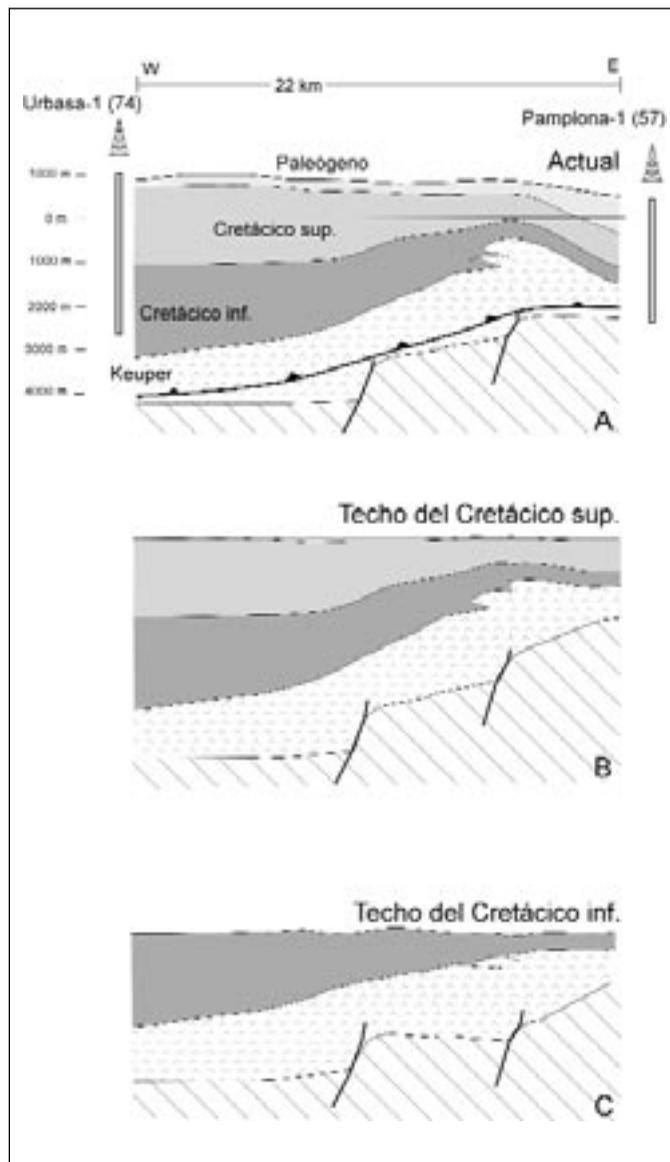


Fig. 7. Corte esquemático a escala a lo largo de la línea sísmica AN-10 (no migrada) de dirección E-O a través de la Falla de Pamplona (localización en Fig. 1). Los cortes B y C representan restituciones parciales al techo del Cretácico superior y al techo del Cretácico inferior (escala vertical doble)

Fig. 7. Schematic cross-sections ($V=2H$ scale) along the non migrated, E-W trending seismic line AN-10 crossing the Pamplona Fault (location in Fig. 1). Sections B and C show partial reconstructions of this boundary between the Central and Western Pyrenees at the top of Late Cretaceous and at the top of Early Cretaceous, respectively

de las capas terciarias se produjo por el transporte al S de las cuencas mesozoicas. El mayor grosor de la cuenca Vasco-Cantábrica en los Pirineos occidentales formó una inversión topográfica generando la estructura monoclinial con vergencia E.

La posición más alta del basamento oriental es heredada de la etapa de rift durante el Cretácico infe-

rior y posiblemente modificada durante la compresión terciaria. El cabalgamiento inferior pirenaico subió topográficamente unos 2000 m en sólo menos de 22 km (longitud de la línea), y cortó a una serie autóctona y delgada, con una edad Eocena.

Las geometrías mostradas para la Falla de Pamplona, tanto en la etapa pre-compresión como durante el acortamiento terciario muestran una gran similitud con la zona de rampas del Segre. En la etapa pre-compresión, las dos regiones muestran un margen de cuenca de dirección NNE-SSO (comparar la Fig. 5, >55 Ma y la Fig. 7, Techo del Cretácico). Durante la compresión, la inversión de la cuenca mesozoica con geometría de cuña motivó la inversión tectónica de la cuenca, la creación de estructuras de acomodación (sistema de fallas emergentes), y la inversión topográfica generando una mayor elevación en el bloque donde la cuenca era más potente (la cuenca Vasco-Cantábrica), (comparar la Fig. 5, 47 Ma y la Fig. 7, Actual).

Estructuras oblicuas

Finalmente, indicar que las variaciones de la geometría inicial de estos dos márgenes orientales de la cuenca de la Unidad Surpirenaica Central (Pirineos centrales) y de la cuenca Vasco-Cantábrica (Pirineos occidentales), junto con la disminución del acortamiento hacia la parte O del Pirineo produjeron las diferencias observadas en la geometría tectónica final de las dos estructuras (Falla de Pamplona y zona de cabalgamientos oblicuos del Segre).

Megías (1988) interpretó las fallas del Segre y de Pamplona (Falla de Roncesvalles) como fallas de escala cortical ligadas a un despegue de bajo ángulo que limitarían la placa superior europea con desplazamiento relativo N de la placa ibérica al S. En este esquema, la sedimentación se produjo en las cuencas de la Unidad Surpirenaica Central (Tresp) y Vasco-Cantábrica mientras que las unidades tectónicas de Ripoll-Olot (Cadí) y Jaca-Pamplona actuaban como altos estructurales con poco o nulo relleno sedimentario (Puigdefàbregas *et al.*, 1992).

Conclusiones

- Las fallas del Segre y de Pamplona tuvieron una evolución larga y compleja iniciándose durante la etapa de rift mesozoico y finalizando durante la compresión terciaria.
- Durante la compresión se produjo una inversión tectónica de las cuencas mesozoicas junto con

inversión topográfica: las nuevas cuencas flexurales de antepaís se situaron en los bloques de Olot-Ripoll y Jaca-Pamplona (bloques altos durante la fase extensional previa).

- Actualmente, ambas fallas se sitúan en el bloque superior del cabalgamiento basal surpirenaico. Esto es especialmente evidente para la zona de rampas oblicuas del Segre que han sufrido un mayor transporte tectónico hacia el S y se sitúan lejos de su región de formación inicial.
- La zona de rampas oblicuas del Segre constituyó la reactivación del margen oriental de la cuenca de la Unidad Surpirenaica Central mientras que la zona de pliegues de Mediano y Boltaña se formó por la inversión del margen O, mucho más atenuado.
- La zona de rampas oblicuas del Segre fue siempre activa durante la compresión. La rampa fue siempre emergente y erosiva.
- La historia más moderna de la zona de rampas oblicuas del Segre muestra que la actividad tectónica se transfirió constantemente a otros segmentos de cabalgamientos más apropiados en cada momento. Esta transferencia de la actividad tectónica produjo secuencias de propagación hacia el traspais de corta duración frente al transporte de mayor envergadura y duración hacia el antepaís.
- La geometría de las rampas oblicuas del Segre muestra un sistema de cabalgamientos entroncados con los de la cuenca de antepaís, en su bloque inferior, que actuaron sincrónicamente.
- La geometría emergente y erosiva del margen E de la Unidad Surpirenaica Central contrasta con la geometría acrecional y ciega de su margen O. Este margen se caracterizó por el crecimiento de los grandes anticlinales de Mediano y Boltaña sin cabalgamientos emergentes significativos. Esta diferencia se debió a que en el margen O el Mesozoico se atenúa pero no desaparece en el bloque inferior como ocurre en el margen del Segre.
- La estructura de la Falla de Pamplona muestra geometrías y evolución muy similares a las de la zona de rampas oblicuas del Segre. Diferencias en la geometría extensional original de los dos márgenes y sobre todo la posible existencia previa de diapiros en la zona de Pamplona junto al menor transporte tectónico de los Pirineos occidentales confieren las disposiciones finales de las dos zonas.
- La estructura preservada de las fallas del Segre y Pamplona en el bloque superior del cabalgamiento inferior pirenaico permite inferir la evolución última de estas estructuras oblicuas. Sin embargo, su evolución completa y su posición y posible con-

tinuación dentro del basamento sólo puede comprenderse mediante un análisis regional y la construcción de cortes geológicos compensados y res-tituídos que conforman la base de los mapas evolutivos a escala.

Referencias

- Alvarez-Marrón, J., Rubio, E. y Torné, M. 1997. Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal Geophysical Research*, v. 102, p. 22497-22511.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, Homenatge a Lluís Solé i Sabarís, v. 14, p. 172-177.
- Bentham, P. y Burbank, D. W. 1996. Chronology of Eocene Foreland Basin Evolution Along the Western Oblique Margin of the South-Central Pyrenees, in P. F. Friend & C. J. Dabrio, eds., *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, Cambridge University Press, *World and Regional Geology*, v. 6, p. 144-152.
- Boillot, G. y Malod, J. 1988. The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Revista Sociedad Geológica España*, v. 1, p. 295-316.
- Brinkmann, R. V. y Lögters, H. 1968. Diapirs in Western Pyrenees and Foreland, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 8, p. 275-292.
- Burbank, D. W., Puigdefabregas, C. y Muñoz, J. A. 1992a. The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1101-1120.
- Burbank, D. W. y Vergés, J. 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 20,281-20,297.
- Burbank, D. W., Vergés, J., Muñoz, J. A. y Bentham, P. A. 1992b. Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the central southern Pyrenees: timing and rates of shortening and deposition. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1-18.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geológicos*, v. 41, p. 391-404.
- Clavell, E., Martínez, A. y Vergés, J. 1988. Morfología del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geológica Hispánica*, v. 23, p. 129-140.
- Choukroune, P. 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne (analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale). *Mémoires de la Société Géologique de France*, v. 127, p. 1-116.
- Choukroune, P. y ECORS team 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, v. 8, p. 23-39.
- Del Valle, J., Riba, O. y Maldonado, A. 1973. *Memoria del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (Hoja de Irún-Pamplona)*, IGME, 44 p.
- Dinarès, J., McClelland, E. y Santanach, P. 1992. Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees, in K. R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, p. 265-275.
- E.V.E.-I.T.G.E. 1991. *Mapa Geológico del País Vasco a escala 1/200.000*
- Engeser, T. y Schwentke, W. 1986. Towards a new concept of the tectogenesis of the Pyrenees. *Tectonophysics*, v. 129, p. 233-242.
- Feuillée, P. y Rat, P. 1971. *Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques, Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, v. 2, 1: Paris, Technip, p. 1-48.
- Fontboté, J. M. y Virgili, C. 1983. Introducción de la evolución tardihercínica y ciclo alpino, *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, v. II, IGME, p. 13-17.
- Ford, M., Williams, E. A., Artoni, A., Vergés, J. y Hardy, S. 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, Special Issue on Fault-Related Folding, v. 19, p. 413-441.
- Garrido-Megías, A. 1972. Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, "el manto del Montsec". *Boletín Geológico y Minero de España*, v. 83, p. 242-248.
- Garrido-Megías, A. y Ríos, L. M. 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Boletín Geológico y Minero de España*, v. 83, p. 1-47.
- Gil, J. A. y Jurado, M. J. 1998. Geological interpretation and numerical modelling of salt movement in the Barbastro-Balaguer anticline, southern Pyrenees. *Tectonophysics*, v. 293(3-4), p. 141-155.
- Holl, J. E. y Anastasio, D. J. 1995. Kinematics around a large-scale oblique ramp, southern Pyrenees, Spain. *Tectonics*, v. 14, p. 1368-1379.
- Kind, H. D. 1967. Diapire und Alttertiar im sudostlichen Baskenland (Nordspanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, v. 66, p. 128-174.
- Lanaja, J. M., Querol, R. y Navarro, A. 1987. *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*, Instituto Geológico y Minero de España, 1-465 p.
- Martínez, A., Rivero, L. y Casas, A. 1997. Integrated gravity and seismic interpretation of duplex structures and imbricate thrust systems in the southeastern Pyrenees (NE Spain), in S. Cloetingh, M. Fernández, J. A. Muñoz, W. Sassi y F. Horváth, eds., *Structural Controls on Sedimentary Basin Formation*, v. 282 (1-4), *Tectonophysics*, p. 303-329.
- Martínez, A., Vergés, J. y Muñoz, J. A. 1988. Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geológica Hispánica*, v. 23, p. 119-128.
- Martínez-Torres, L. M. 1991. *El Manto de los Mármoles: geología estructural y evolución geodinámica*, Ed. Univ. País Vasco, 294 p.

- Mató, E., Saula, E., Vergés, J., Martínez-Rius, A., Escuer, J. y Barberà, M. 1994. *Mapa geológico de la hoja n. 293 de Berga a escala 1/50.000* (proyecto MAGNA, Segunda serie, Primera edición). Memoria, 1-92.
- Mattauer, M. y Henry, J. 1974. The Pyrenees, in A. M. Spencer, ed., Mesozoic and Cenozoic orogenic belts, data for orogenic studies, *Geological Society Special Publ.* N° 4, p. 3-21.
- Mattauer, M. y Séguret, M. 1971. *Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne, Histoire structurale du Golfe de Gascogne*: Paris, Technip, p. 1-24.
- Megías, A. G. 1988. La tectónica pirenaica en relación con la evolución alpina del margen noribérico. *Revista Sociedad Geológica España*, v. 1, p. 365-372.
- Meigs, A. J. 1997. Sequential development of selected Pyrenean thrust faults. *Journal of Structural Geology*, Special Issue on Fault-Related Folding, v. 19, p. 481-502.
- Meigs, A. J., Vergés, J. y Burbank, D. W. 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 1608-1625.
- Muñoz, J. A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section, in K. R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*: London, Chapman and Hall, p. 235-246.
- Muñoz, J. A., Vergés, J., Martínez-Rius, A., Fleta, J., Cirés, J., Casas, J. M. y Sàbat, F. 1994. *Mapa geológico de la hoja n. 256 de Ripoll a escala 1/50.000* (proyecto MAGNA, Segunda serie, Primera edición). Memoria, 1-103.
- Mutti, E., Luterbacher, H. P., Ferrer, J. y Rosell, J. 1972. Schema stratigrafico e lineamenti di facies del paleogene marino della zona centrale sudpirenaica da Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Memoria della Società Geologica Italiana*, v. 11, p. 391-416.
- Nijman, W. y Nio, S. D. 1975. The Eocene Montañana delta. (Tremp-Graus Basin, provinces of Lérida and Huesca, Southern Pyrenees, N. Spain). *IX Congreso de Sedimentología*, p. 1-18.
- Pflug, R. 1973. El diapiro de Estella. *Munibe*, v. 25, p. 171-202.
- Poblet, J., Muñoz, J. A., Travé, A. y Serra-Kiel, J. 1998. Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: Application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 111-125.
- Puigdefàbregas, C. 1975. La sedimentación molásica de la cuenca de Jaca. *Pirineos*, v. 104, p. 1-118.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A. y Vergés, J. 1992. Thrusting and Foreland Basin Evolution in the Southern Pyrenees, in K. R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, p. 247-254.
- Ramírez, A. y Riba, O. 1975. Bassin potassique catalan et mines de Cardona. *IX Cong. Intern. Sed., Nice, 1975*, Livret-guide, v. 20, p. 49-58.
- Ramos, E., Busquets, P. y Vergés, J. (en prensa). Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees), in M. Marzo, J. A. Muñoz y J. Vergés, eds., *Sedimentary Geology on Growth Strata, Sedimentary Geology*.
- Rat, P. 1988. The basque-cantabrian basin between the Iberian and European plates. Some facts but still many problems. *Revista Sociedad Geológica España*, v. 1, p. 327-348.
- Rosell, J. y Robles, S. 1975. Le Paleogène marin de la Catalogne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, XVII, p. 195-198.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J. A., Villien, A. M., Thereon, P., Bareyt, M., Séguret, M., Cámara, P. y Déramond, J. 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, v. 8, p. 41-50.
- Sans, M., Muñoz, J. A. y Vergés, J. 1996. Thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (Southern Pyrenees), in P. A. MacKay, T. E. Kubli, A. C. Newson, J. L. Varsek, R. G. Dechesne y J. P. Reid, eds., *Triangle Zones and Tectonic Wedges*, v. 44, 2, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, p. 375-384.
- Saula, E., Mató, E., Barnolas, A., Escuer, J. y Barberà, M. 1994. *Mapa geológico de la hoja n. 294 de Manlleu a escala 1/50.000* (proyecto MAGNA, Segunda serie, Primera edición). Memoria, 1-92.
- Séguret, M. 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Pub. Univ. de Sci. et Tech. de Langeduc, sér. Geol. Struct.*, v. 2, p. 155.
- Serrano, A., Hernaiz, P. P., Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. 1994. Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, v. 15, p. 131-134.
- Serrano, A. y Martínez del Olmo, W. 1990. Tectónica salina en el Dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas, in F. Ortí y J. M. Salvany, eds., *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*, p. 39-53.
- Simón, J. L. 1981. Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Teruel*, v. 65, p. 195-209.
- Souquet, P., Bilotte, M., Canerot, J., Debroas, E. J., Peybernés, B. y Rey, J. 1975. Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 281, p. 609-612.
- Souquet, P. y Mediavilla, F. 1976. Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 282, p. 2139-2142.
- Turner, J. P. 1996. Switches in subduction and the lateral termination of mountain belts: Pyrenees-Cantabrian transition, Spain. *Journal of the Geological Society*, London, v. 153, p. 563-571.
- Vergés, J. 1993. *Estudi geològic del vessant Sud del Pirineu Oriental i Central: Evolució en 3D*. Tesis Doctoral, Barcelona, 203 p.
- Vergés, J. 1994. Trias salino: control de primer orden del sistema de cabalgamientos Eoceno-Oligoceno. *II Congreso del Grupo Español del Terciario*. Jaca, 19-21 Sept., v. Comunicaciones, p. 221-224.
- Vergés, J. 1999. Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. *Col·lecció Monografies tècniques*, 7. Institut Cartogràfic de Catalunya, 194 p.
- Vergés, J. y Burbank, W. 1996. Eocene-Oligocene Thrusting

- and Basin Configuration in the Eastern and Central Pyrenees (Spain), in P. F. Friend y J. Dabrio, eds., *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, Cambridge University Press. World and Regional Geology, v. 6, p. 120-133.
- Vergés, J., Burbank, D. W. y Meigs, A. 1996. Unfolding: An inverse approach to fold kinematics. *Geology*, v. 24, p. 175-178.
- Vergés, J., Martínez-Ríus, A., Domingo, F., Muñoz, J. A., Losantos, M., Fleta, J. y Gisbert, J. 1994. *Mapa geológico de la hoja n. 255 de La Pobra de Lillet a escala 1/50.000* (proyecto MAGNA, Segunda serie, Primera edición). Memoria, 1-92.
- Vergés, J., Marzo, M., Santaerària, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D. W., Muñoz, J. A. y Giménez-Montsant, J. 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin., in A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher y M. Fernández, eds., *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, London, Geological Society Special Publications, v. 134, p. 107-134.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloetingh, S. 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections., in S. Cloetingh, B. Durand y C. Puigdefàbregas, eds., *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, p. 903-916.
- Vergés, J. y Muñoz, J. A. 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8, p. 265-271.
- Vergés, J., Muñoz, J. A. y Martínez, A. 1992. South Pyrenean fold-and-thrust belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry, in K. R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*: London, Chapman and Hall, p. 255-264.

Recibido: Abril 2001

Aceptado: Diciembre 2002