

Corte compensado del Pirineo oriental: Geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento

J. VERGÉS ⁽¹⁾ y A. MARTÍNEZ ⁽²⁾

(1) c/ Consell de Cent, 599, àtic, 1a. 08026 Barcelona

(2) c/ Enamorats, 132, 2on, 1a. 08026 Barcelona

RESUMEN

El manto del Pedraforca se ha dividido en dos unidades: el manto superior del Pedraforca predominantemente constituido por materiales del Cretácico inferior y el manto inferior del Pedraforca formado principalmente por una serie de Cretácico superior discordante por encima del Jurásico. La parte aflorante del manto superior del Pedraforca se ha interpretado como una rampa de bloque superior. Su edad de emplazamiento es Maastrichtiense terminal.

La dirección de transporte N-S de los mantos, en especial del manto inferior del Pedraforca puede deducirse de la disposición de sus rampas oblicuas con direcciones NNE-SSW y NW-SE. Estructuras frontales de dirección E-W pueden observarse en todo el manto. En el manto del Cadí, las estructuras tienen dirección E-W normal a la dirección de transporte.

El corte geológico se ha construido paralelamente a la dirección de transporte, a través de una zona en la cual no se presentan rampas oblicuas.

El acortamiento mínimo del Pirineo oriental es de 50 km para el conjunto de mantos. Esto representa el 68%. La velocidad media de desplazamiento del conjunto de mantos de corrimiento para esta zona del Pirineo fue de 1 mm/a., siendo 3.3. mm/a. la velocidad media establecida para el manto inferior del Pedraforca. La velocidad de migración de los depocentros aumenta hacia el antepaís, siendo 4.9 mm/a. la velocidad deducida para las secuencias deposicionales superiores (Milany-Solsona) de edad Bartonense-Oligoceno inferior.

Palabras clave: Pirineo. Corte compensado. Antepaís. Alpino. Manto de corrimiento.

ABSTRACT

The Pedraforca thrust sheet has been divided in two main structural units: the upper Pedraforca thrust sheet consisting of a lower Cretaceous and the lower Pedraforca thrust sheet where the upper Cretaceous directly overlying the Jurassic. The upper Pedraforca thrust sheet is interpreted as a hangingwall ramp. It was emplaced in the late Maastrichtian. The La Garrotxa thrust sheet formed by

lower Eocene is interpreted as the lowest thrust sheet outcropping in the Eastern Pyrenees. These thrust sheets have been incorporated into a N-S balanced cross-section between the Llobregat and the Segre rivers. The minimum shortening calculated is 50 km. The average rate of transport for the thrust sheets in this part of the Pyrenees was 1 mm/y and 3.3 mm/y for the lower Pedraforca thrust sheet. The rate of depocenters migration increases towards the foreland. The migration rate for the last depositional sequences was 4.9 mm/y (Milany-Solsona).

Key words: Pyrenees. Balanced cross section. Foreland basin. Alpine. Thrust sheet.

INTRODUCCIÓN

Recientemente se han realizado algunos cortes compensados (*balanced cross section*) de transversales completas o parciales de la cadena pirenaica (Hossack *et al.*, 1984; Williams y Fischer, 1984; Cámara y Klimowitz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986).

En el Pirineo oriental, al E del río Segre, el único corte geológico compensado existente se ha realizado al E de los mantos del Pedraforca (Muñoz *et al.*, 1986) en donde sólo aflora el grupo de los Mantos superiores.

El corte geológico motivo del presente artículo se situa al W del río Llobregat (fig. 1), y comprende desde el apilamiento antiformal de mantos (*antiformal stack*) con material Paleozoico en su extremo septentrional hasta la cuenca de antepaís (*foreland basin*), la cuenca del Ebro. El corte ha sido compensado mediante la técnica de conservación de las longitudes de las capas, basada en Dahlstrom (1970) y Hossack (1979) y se ha completado con información procedente de otros cortes parciales, para obtener así una visión de conjunto de las distintas unidades aflorantes en el Pirineo oriental.

Los distintos mantos de corrimiento (*thrust sheet*) se han agrupado en Mantos superiores y Mantos inferiores según su posición estructural y su serie estratigráfica.

La restitución del corte y las edades de desplazamiento y emplazamiento de los diferentes mantos permiten conocer: a) el acortamiento en esta zona del Pirineo; b) la geometría y la extensión mínima de las cuencas mesozoicas y cenozoicas; c) la relación de las cuencas sedimentarias con el sistema de cabalgamientos (*thrust system*) y d) la velocidad de propagación de los cabalgamientos y de los depocentros de las secuencias deposicionales de las cuencas de antepaís. Estos valores pueden ser comparados luego con los obtenidos por otros estudios en la unidad surpirenaica central (fig. 1).

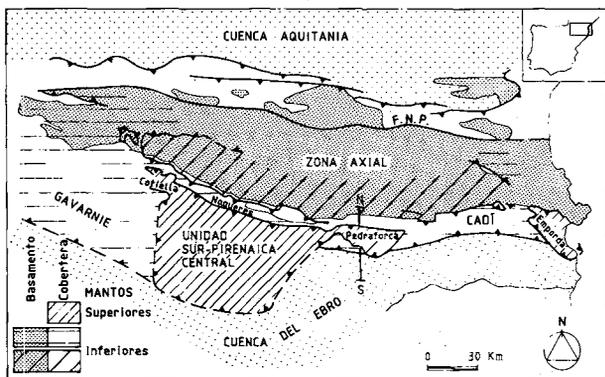


Figura 1.- Mapa esquemático estructural del Pirineo con la situación del corte N-S.

Figure 1.- Structural sketch showing the main structural units of the Central and Eastern Pyrenees.

UNIDADES ESTRUCTURALES

Las grandes unidades estructurales del Pirineo oriental, limitadas por cabalgamientos importantes, se diferencian por sus series estratigráficas (fig. 2). Los Mantos superiores (mantos del Pedraforca y del Empordà), están constituidos principalmente por materiales mesozoicos. Los Mantos inferiores están constituidos por rocas del basamento y de la cobertera. El manto del Cadí está formado por basamento devónico y carbonífero inferior cubierto por series stefanopérmicas, seguidas de Garumniense y Eoceno (fig. 2). Las láminas cabalgantes (*thrust sheet*) que forman el apilamiento antiformal del Freser (Muñoz, 1985) es-

tán constituidas principalmente por basamento cambro-ordovícico y ordovícico superior con una cobertera de Garumniense (Muñoz y Sàbat, 1982; Muñoz, 1985 y Domingo, 1986).

La disminución de la intensidad del plegamiento desde las láminas superiores a las inferiores en el apilamiento antiformal del Freser permite demostrar una secuencia de propagación de los cabalgamientos de bloque inferior (*piggy back thrusting sequence*) (Muñoz *et al.*, 1986).

La cuenca del Ebro está constituida por materiales del Eoceno inferior al Oligoceno, organizados en secuencias deposicionales (Puigdefàbregas *et al.*, 1986).

La estructura del Pirineo oriental ha sido hasta la actualidad poco conocida, tal como lo demuestra el hecho de que en numerosos trabajos recientes los mantos de corrimiento meridionales del Pirineo acabaran en el manto del Pedraforca.

MANTOS SUPERIORES: LOS MANTOS DEL PEDRAFORCA

El manto del Pedraforca (Seguret, 1972) se puede dividir en dos unidades con series estratigráficas completamente diferentes. El manto superior del Pedraforca, con materiales principalmente del Cretácico inferior y el manto inferior del Pedraforca con materiales predominantemente del Cretácico superior.

Manto superior del Pedraforca

El manto superior del Pedraforca está formado por materiales del Keuper, Jurásico y Cretácico, principalmente inferior. El Cretácico inferior que caracteriza al manto superior del Pedraforca está constituido por la Fm. de Prada (Mey *et al.*, 1968) que abarca hasta el Aptiense, con calizas y dolomias y brechas en la base, y por la Fm. de Lluçà (Mey *et al.*, 1968), con margas de edad albiense. La potencia total del Cretácico inferior es de 1000 m (fig. 2). El Cretácico superior está constituido por calizas poco potentes de la Fm. de Sta. Fé (Mey *et al.*, 1968) y probablemente de la Fm. de Alinyà (Mey *et al.*, 1968) con una edad que abarca desde el Cenomaniense hasta el Campaniense superior.

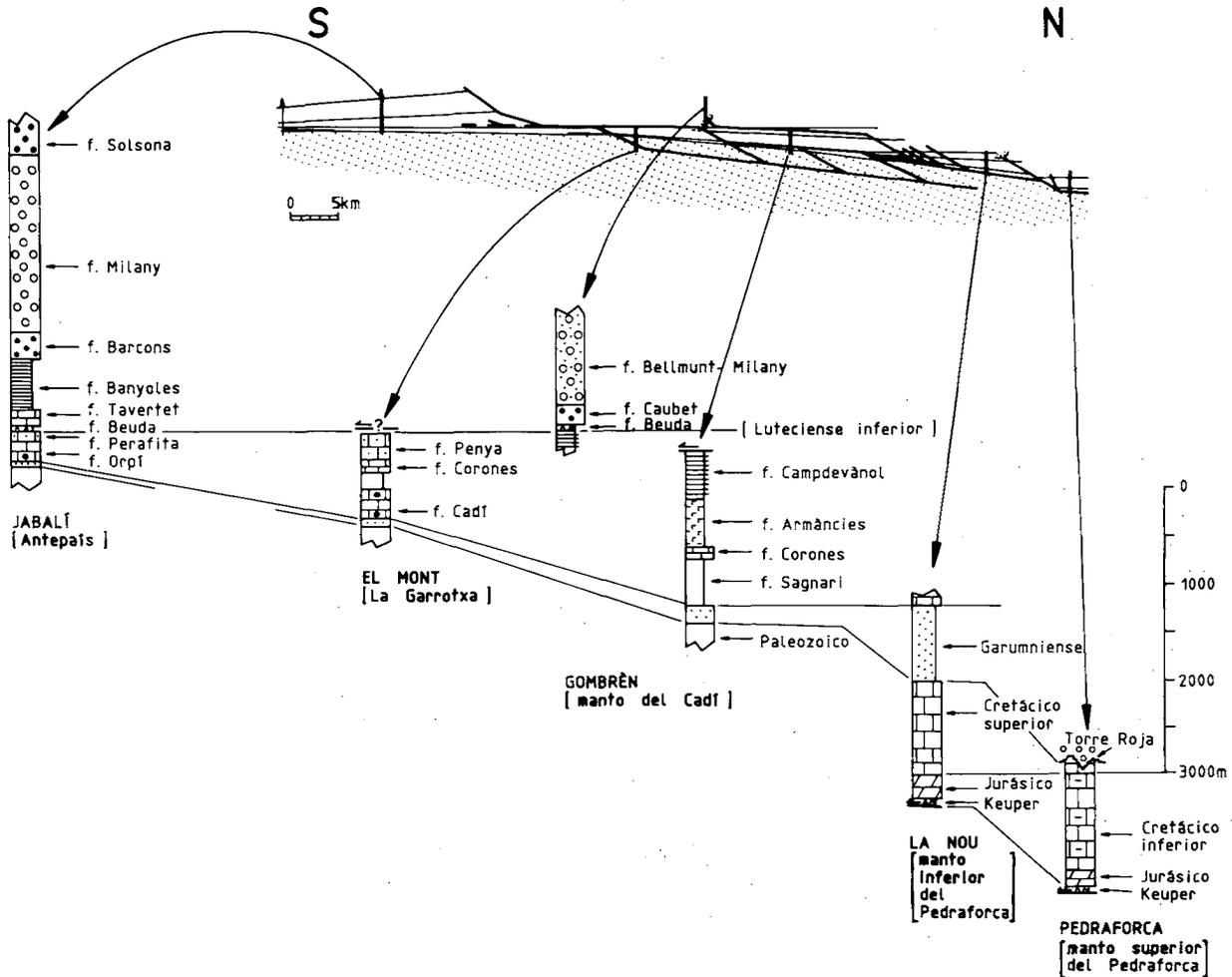


Figura 2.- Esquema de correlación de las series estratigráficas que constituyen los diferentes mantos del Pirineo oriental situadas sobre el corte restituido.

Figure 2.- Restored cross-section showing location of stratigraphic series of the eastern Pyrenees thrust sheets located on a restored cross-section. The foreland series corresponds to the Jabalí borehole.

Sobre las calizas del Cretácico superior se sitúan unos conglomerados discordantes y plegados con una datación incierta, debido a su poca extensión lateral y ausencia de fauna, denominados conglomerados de la Torre Roja (fig. 2 y 3, F). Son conglomerados sin estructura, desorganizados, heterométricos y poco rodados, en una matriz arcillosa. El tamaño máximo de los cantos es de 60 cm. La composición litológica es, prácticamente en su totalidad, caliza (del Cretácico) con algún canto de microconglomerados cuarcíticos ferruginosos (4 %) y con algún coral suelto poco rodado, que demuestra el poco transporte sufrido.

El manto superior del Pedraforca, que en su extremo oriental corresponde al Massís del Pedraforca, muestra a gran escala una estructura de rampa de blo-

que superior (*hangingwall ramp*) (fig. 3, F). El cabalgamiento inferior buza suavemente al S y se sitúa en los materiales plásticos del Keuper. La traza meridional del manto se puede continuar por Coll de Nargó y Serra de Boixols, puntos situados al W del río Segre (límite entre los mantos del Pedraforca y la unidad surpirenaica central).

Manto inferior del Pedraforca

La serie estratigráfica de este manto está formada por materiales del Keuper, Jurásico, Cretácico supe-

rior, Garumniense y Eoceno inferior (fig. 2). El Cretácico superior, que distingue dicho manto del suprayacente, se inicia con los conglomerados de la Fm. de Adraén (Mey *et al.*, 1968) de edad Santoniense (Moeiri, 1977) o Campaniense (Bilotte, 1978), seguidos de la Fm. de Bona (Mey *et al.*, 1968) que consiste en 800 m de calizas y margo-calizas, en conjunto arenosas. Al sur del área ocupada actualmente por el manto superior del Pedraforca y muy próximo a éste, la serie estratigráfica de la parte terminal de la Fm. de Bona consiste en varios niveles de 4 a 12 m de potencia de brechas con cantos de gran tamaño (máximo de 50 cm) y compuestas exclusivamente de cantos de calizas del Mesozoico. En la zona de Sallent d'Organyà, situada al W de la zona estudiada y en el frente de la continuación del manto superior del Pedraforca, aparecen depósitos de similares características (Willems, 1985). La edad de la Fm. de Bona es Campaniense-Maastrichtiense. La facies garumniense (Fm. de Tremp de Mey *et al.*, 1968) está formada por 800 m de materiales fluviales y lacustres. En la base predominan los materiales lagunares con varios niveles de carbón, seguidos por los conglomerados del Coll de la Trapa, con cantos de calizas y areniscas laminadas pertenecientes al Mesozoico con unas características muy similares a los conglomerados de la Torre Roja.

Las calizas lagunares de Vallcebre, visibles en casi todo el manto inferior del Pedraforca marcan el paso Maastrichtiense-Paleoceno (Solé Sugrañes, 1971). El Garumniense continua con niveles margosos y margocalizos. El Eoceno inferior está representado por un nivel de 40 m de calizas con Alveolinas de la Fm. del Cadí (Mey *et al.*, 1968).

En los límites meridionales del manto se observan series conglomeráticas del Eoceno inferior en Queralt (Solé Sugrañes y Clavell, 1973) y en La Nou (Seguret, 1972; Garrido-Megías, 1972; Busquets, 1981; Martínez *et al.*, 1988).

El cabalgamiento inferior del manto inferior del Pedraforca se sitúa entre los materiales del Keuper del bloque superior (*hanging wall*) y los materiales cretácicos y eocenos del bloque inferior (*footwall*), el manto del Cadí. Este cabalgamiento baja lateralmente hacia el oeste en la serie del bloque inferior en sus límites norte y sur. La estructura interna del manto inferior del Pedraforca se caracteriza por un sistema de cabalgamientos y pliegues asociados. Estos cabalgamientos constituyen un sistema imbricado (*imbricate system*) (fig. 3, D y E). La dirección de estas estructuras es principalmente N 45E, N 90E y N 135E. Algunas de las estructuras describen sobre el mapa una forma de arco, cuyas relaciones entre curvatura y

cuerda demuestran el desplazamiento mínimo de la lámina cabalgante y la dirección de este desplazamiento (Elliot, 1976), como se observa en la terminación oriental del manto (Martínez *et al.*, 1988).

Las estructuras con dirección E-W localizadas en todo el manto inferior del Pedraforca y no coincidentes con zonas de rampas laterales (*lateral ramp*), son perpendiculares a la dirección de transporte y tienen una vergencia sur (Seguret, 1972; Vergés y Martínez, 1988).

MANTOS INFERIORES

Manto del Cadí

El manto del Cadí está constituido por materiales del basamento (Devónico y Carbonífero inferior), una potente serie stefano-pérmica y materiales del Garumniense y del Eoceno inferior y medio (fig. 2). En su extremo occidental se observa un retazo de sedimentos mesozoicos (Keuper, Jurásico y Cretácico superior). Los materiales eocenos han sido agrupados recientemente en secuencias deposicionales por Puigdefàbregas *et al.*, (1986). La primera secuencia es la secuencia del Cadí (Fm. de Cadí, de plataforma caliza y Fm. de Sagnari con margas de mayor profundidad), seguida de la secuencia de Coronas (Fm. de Coronas deltaica), la secuencia de Armàncies (Fm. de Peña de plataforma caliza y Fm. de Armàncies de talud), la secuencia de Campdevàdol (Fm. de Campdevàdol, turbidítica), la secuencia de Beuda (evaporitas) y finaliza con la secuencia de Bellmunt y de Milany (transición y fluvial).

El límite norte del manto del Cadí es el cabalgamiento de Serra Cavallera (Muñoz, 1985). Tiene buzamiento sur y entronca en la misma dirección con el cabalgamiento basal (*sole thrust*) de los mantos del Pirineo oriental (cabalgamiento de Vallfogona). El cabalgamiento de Vallfogona se resuelve normalmente en un sistema imbricado de cabalgamientos con una dirección general E-W suavemente inflexionada en las proximidades de los mantos superiores (mantos del Pedraforca al oeste y mantos del Empordà al este). En las zonas donde existen Mantos superiores, la traza del cabalgamiento de Vallfogona puede coincidir con la del plano del cabalgamiento inferior de dichos mantos.

La estructura interna del manto del Cadí consiste en un gran sinclinal de dirección E-W con ligera ver-

gencia al sur (fig. 3). Este sinclinal pliega al manto del Pedraforca y es sincrónico con el apilamiento antiformal del Freser (Martínez *et al.*, 1988).

Apilamiento antiformal del Freser

El apilamiento antiformal del Freser está formado por distintas láminas cabalgantes constituidas por materiales del Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior con una cobertera garumniense en algunas de las láminas. Esta estructura se forma por el sucesivo desarrollo de nuevas láminas que tienen como límite superior meridional al cabalgamiento superior (*roof thrust*), el cabalgamiento de Serra Cavallera (fig. 3, A). Las láminas cabalgantes del apilamiento antiformal están cortadas al norte por un cabalgamiento con buzamiento hacia el norte. Éste es un cabalgamiento fuera de secuencia (*out of sequence thrust*) denominado de Ribes-Camprodon (Muñoz y Sàbat, 1983) que constituye el límite septentrional del apilamiento antiformal.

CUENCA DE ANTEPAÍS: LA CUENCA DEL EBRO

La cuenca del Ebro está constituida por una potente serie estratigráfica que abarca desde el Eoceno inferior hasta el Oligoceno, organizada en secuencias deposicionales (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Las secuencias inferiores son las de Cadí y de Corones (equivalentes a la Fm. de Orpí Ferrer, 1971), de Perafita (equivalente a la Fm. de Penya Estévez, 1973) y la secuencia evaporítica de Beuda con una potencia mayor que la observada en el manto del Cadí. Encima de la secuencia de Beuda se distinguen las secuencias de Bellmunt, de Milany y de Solsona, ésta última con las evaporitas de la Fm. de Cardona (Busquets *et al.*, 1985).

El límite norte de la cuenca del Ebro se sitúa en el cabalgamiento de Vallfogona y su límite sur es la Cadena Costero Catalana. Su estructura interna consiste en una serie de pliegues concéntricos muy suaves en la transversal estudiada ligados a la continuación hacia el antepaís del sistema de cabalgamientos (fig. 3).

MATERIALES SINOROGÉNICOS Y EDADES DE EMPLAZAMIENTO

El estudio de los materiales que fosilizan los diferentes mantos de corrimiento permiten datar su emplazamiento y por lo tanto calcular las velocidades de desplazamiento de dichos mantos y reconstruir la historia tectonosedimentaria.

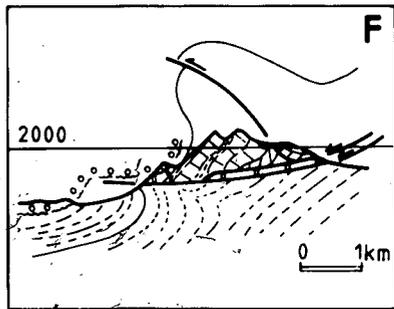
Manto superior del Pedraforca

Las brechas calizas submarinas de la parte terminal de la Fm. de Bona, localizadas en el manto inferior del Pedraforca inmediatamente al S del frente del manto superior del Pedraforca pueden ser interpretadas como abanicos deltaicos relacionados con el emplazamiento del manto superior del Pedraforca. Los conglomerados discordantes de la Torre Roja con características muy similares a los conglomerados garumnienses del Coll de la Trapa pueden ser interpretados como un paso lateral de éstos y representarían la fosilización del manto superior del Pedraforca con una edad Maastrichtiense terminal (fig. 3, F). Otros conglomerados con características similares y misma situación estructural que los de la Torre Roja han sido citados en el sinclinal de Santa Fé d'Organyà y Coll de Nargó. Éstos también han sido interpretados como conglomerados de fosilización de un cabalgamiento intra-Garumniense (Garrido y Ríos, 1972; Souquet, 1967 y Plaziat, 1984), continuación hacia el oeste del cabalgamiento inferior del manto superior del Pedraforca. En otras áreas del Pirineo se ha citado una tectónica compresiva de edad Maastrichtiense-Paleoceno inferior (Bilotte, 1978; Arthaud et Seguret, 1981; De Luca *et al.*, 1985 y Simó, 1985).

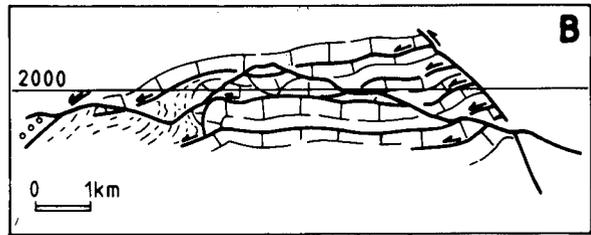
El emplazamiento del manto superior del Pedraforca tuvo lugar pues en el Maastrichtiense superior. Previamente dicho manto había tenido un desplazamiento, el inicio del cual no ha podido ser datado.

Manto inferior del Pedraforca

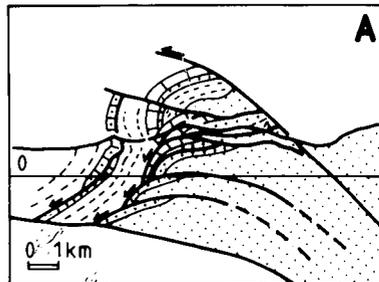
Después de la transgresión de las calizas con Alveolinas del Ilerdiense (secuencia del Cadí), se inició un desplazamiento del manto inferior del Pedraforca evidenciado por la secuencia de Corones de facies del-



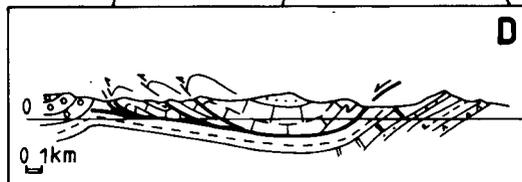
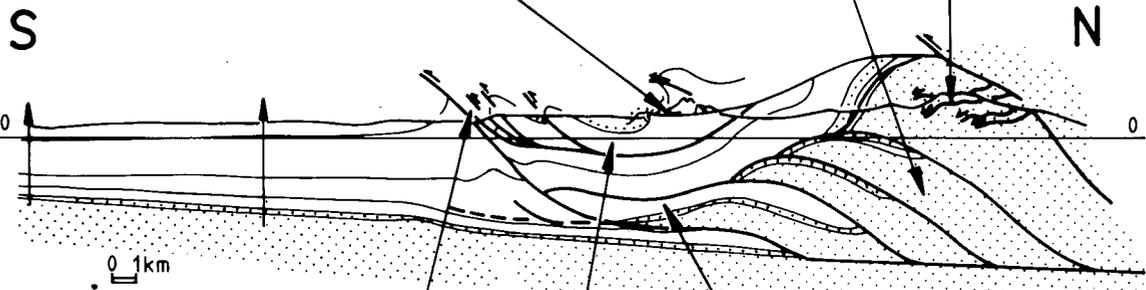
Vergés et al.
1984



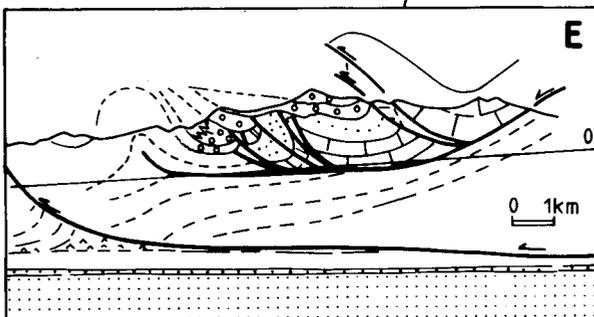
Domingo, 1985



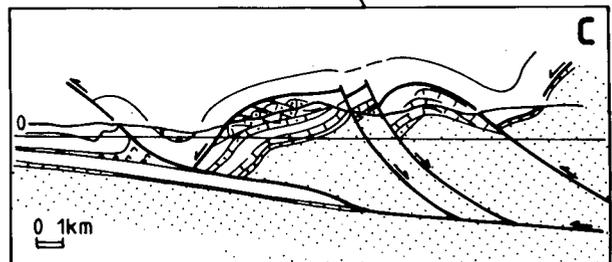
Muñoz, 1985



Seguret, 1970



Martínez et al., 1986



Martínez y Vergés [Inédito]

taica (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). El emplazamiento del manto coincide con la deposición de las evaporitas de la secuencia de Beuda. A partir de este momento empezó a depositarse un sistema de abanicos deltaicos y abanicos aluviales localizados en los bordes del manto inferior del Pedraforca (Queralt y terminación oriental del manto) que permiten la datación del emplazamiento como Luteciense inferior alto (Martínez *et al.*, 1988); (fig. 3, E).

Mantos inferiores

Los abanicos aluviales superiores aflorantes en la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca están asociados con el plegamiento de dicho manto debido al desplazamiento del manto del Cadí y desarrollo del apilamiento antiformal del Freser (Martínez *et al.*, 1988). Por lo tanto dichas estructuras son en parte sincrónicas y posteriores al emplazamiento del manto inferior del Pedraforca. La datación exacta del emplazamiento de dichos mantos es difícil de precisar aunque la deposición de las evaporitas de la Fm. de Cardona, episodio paralelo al de la Fm. de Beuda, marcaría el inicio del emplazamiento de los mantos inferiores (manto del Cadí y mantos más inferiores).

CORTE COMPENSADO Y RESTITUIDO

La dirección de transporte de los mantos de corrimiento del Pirineo oriental se deduce a gran escala

←

Figura 3.- Situación de los distintos cortes de detalle sobre el corte compensado general; A) Apilamiento antiformal del Freser (láminas cabalgantes con Paleozoico y Garumniense), B) detalle del apilamiento antiformal con diversas láminas cabalgantes de Paleozoico superior en la Tosa d'Alp, C) corte simplificado inédito de los mantos de La Garrotxa, D) corte de la zona central del manto inferior del Pedraforca, E) terminación oriental del manto inferior del Pedraforca, F) rampa de bloque superior del manto superior del Pedraforca.

Figure 3.- Detailed cross-sections of the balanced cross-section: A) Freser antiformal stack; B) detail of antiformal stack with Devonian and Carboniferous rocks in the Tosa d'Alp zone; C) schematic cross section of La Garrotxa thrust sheet; D) cross section through the central part of the lower Pedraforca thrust sheet; E) eastern termination of the lower Pedraforca thrust sheet and F) hangingwall ramp of the upper Pedraforca thrust sheet.

por la disposición de las rampas frontales (*frontal ramp*) y de las rampas oblicuas (*oblique ramp*) junto con sus pliegues asociados.

El manto inferior del Pedraforca muestra dos rampas oblicuas con direcciones diferentes. La terminación oriental del manto muestra una dirección NNE-SSW mientras que la dirección de su terminación occidental (río Cardener) es NW-SE (fig. 1). La dirección E-W, asociada a las estructuras frontales se observa en todo el manto. Otras evidencias que permiten deducir la dirección de transporte N-S son las estructuras que dibujan una forma de arco sobre el mapa y las fallas de bloque superior con dirección N-S que se observan en el manto inferior del Pedraforca (Martínez *et al.*, 1988) y que no afectan al manto del Cadí infrayacente.

Los pliegues que se observan, tanto en el manto del Cadí como en los Mantos inferiores, tienen una dirección predominante E-W, perpendicular a la dirección de transporte señalada además en el manto del Cadí por las estrías de pequeños cabalgamientos.

El corte geológico se ha construido siguiendo una dirección N-S paralela a la dirección principal de transporte y a través de una zona en la cual no se presentan rampas oblicuas (figs. 1 y 4). Al no aflorar todas las unidades estructurales sobre la línea del corte, se han proyectado los datos de una pequeña franja sobre el plano del corte geológico.

La inclusión en el corte compensado de un manto con una serie estratigráfica intermedia entre la serie del manto del Cadí y el autóctono puede justificarse puesto que soluciona algunos problemas planteados durante la construcción del corte tales como: a) cambio brusco de facies y potencias entre los materiales aflorantes en el manto del Cadí y los materiales observados a partir de sondeos y sísmica en la cuenca del Ebro (Clavell *et al.*, 1988) y b) exceso de espacio entre la base del manto del Cadí y el cabalgamiento de Vallfogona. Esta hipótesis puede apoyarse además en las siguientes observaciones de campo: a) el plegamiento de ciertas zonas del manto del Cadí situadas al sur del apilamiento antiformal permiten deducir la posible existencia de mantos infrayacentes no aflorantes y b) el que estos mantos infrayacentes puedan tener series eocenas ha sido observado en algunas láminas cabalgantes del apilamiento antiformal del Freser donde afloran margas de la secuencia del Cadí (Fm. de Sagnari; Gich, 1969) entre una repetición de Garumniense.

La línea de referencia (*pinline*) se ha situado en la transversal del sondeo de Puig-Reig, en la cuenca del

Ebro, mientras que el punto G (punto final del corte restituído) se ha situado en el afloramiento situado más al norte del manto más superior (manto superior del Pedraforca).

El corte compensado acaba, al N, en el cabalgamiento fuera de secuencia de Ribes-Camprodon (límite norte del apilamiento antiformal) a partir del cual la restitución es especulativa. La geología profunda se basa en los datos de los sondeos de la cuenca del Ebro y en el mapa de isobatas del basamento (Clavell *et al.*, 1988).

Para la construcción del corte restituído se han utilizado tres distintos niveles horizontales de referencia. Para la cuenca del Ebro y los Mantos inferiores (manto del Cadí) se ha tomado como nivel horizontal el techo de los yesos de la secuencia de Beuda, presente en todas estas unidades. Para la restitución del manto inferior del Pedraforca se ha utilizado la continuación desde el manto del Cadí del techo del Garumniense y para el manto superior del Pedraforca se ha utilizado la continuación de la base del Cretácico superior desde el manto inferior del Pedraforca.

La distancia entre la línea de referencia y el punto G es actualmente de 30.9 km mientras que en el corte restituído es de 81 km. Los 50.1 km de diferencia indican el acortamiento habido en la vertiente meridional del Pirineo oriental y representa un 68 %. Este acortamiento es mínimo debido a que: a) el cabalgamiento basal del sistema de cabalgamientos continúa hacia el sur en los materiales de la cuenca del Ebro, b) es difícil precisar el desplazamiento del cabalgamiento de Vallfogona ya que no hay los mismos niveles de referencia cortados en el bloque inferior y en el bloque superior; en el cabalgamiento entre el manto inferior y el manto superior del Pedraforca existe el mismo problema aunque a una menor escala, c) no se conoce la situación de la rampa de bloque inferior del cabalgamiento basal y d) existen pequeñas repeticiones en el Stefano-Pérmico aflorante desestimadas en el corte.

GEOMETRÍA DE LAS CUENCAS

En los materiales de la cobertera pirenaica se pueden diferenciar dos tipos de cuencas dependiendo de la etapa tectónica a la cual están ligadas. Durante la primera etapa, que abarca el Jurásico, el Cretácico inferior y parte del Cretácico superior, se producen cuencas ligadas a un régimen distensivo (Simó, 1985; Puigdefàbregas y Souquet, 1986). Durante la segunda etapa, desde el Maastrichtiense hasta el Oligoce-

no, se producen cuencas ligadas a un sistema de cabalgamientos denominadas cuencas de antepaís.

La restitución efectuada para el manto superior del Pedraforca muestra una ruptura brusca de los materiales del Cretácico inferior. Esta restitución implica la existencia de una falla sinsedimentaria extensional durante la deposición de los materiales del Cretácico inferior. La restitución del manto superior del Pedraforca, efectuada por el método del mínimo desplazamiento, podría hacerse más hacia el norte con lo que se suavizaría la inclinación de la supuesta falla sinsedimentaria o bien podría llegar a eliminarse. De todas maneras, la diferencia tan clara entre los materiales de los dos mantos del Pedraforca induce a pensar que el cabalgamiento límite entre ambos mantos fue producto de la reactivación de una falla anterior como ha sido demostrado para el Cretácico superior al oeste del río Segre (Simó, 1985).

Las cuencas de antepaís ligadas al sistema de cabalgamientos se formaron por la flexión litosférica debida a la carga de los mantos, sobrepuesta durante el desarrollo del sistema de cabalgamientos tal como se demuestra en numerosos trabajos (Jordan, 1981; Beaumont, 1981; Bally and Snelson, 1980; y otros...).

La geometría de estas cuencas es en forma de cuña, con una parte suavemente inclinada en su zona más pasiva y una parte fuertemente inclinada en su zona más activa ligada a la misma geometría del cabalgamiento que la forma.

Estas cuencas son alargadas y paralelas al contorno de los cabalgamientos que las forman y sus depocentros se sitúan próximos a dichos cabalgamientos migrando al frente de los mismos como se observa en otras cadenas (Ori & Friend, 1984). El desarrollo de un nuevo cabalgamiento hacia el antepaís implica una migración del depocentro de la cuenca en el mismo sentido. El fragmento de la cuenca localizado en el bloque superior se erosiona y rellena la nueva cuenca formada en el bloque inferior.

En el corte restituído (fig. 4) se observa la geometría de las diferentes cuencas a partir del Maastrichtiense (Garumniense). Estas tienen forma de cuña, con una parte poco inclinada hacia el norte representada por los sedimentos de plataforma carbonatada meridional y una parte septentrional más potente representada por sedimentos de talud con numerosos olistolitos, olistostromas y slumps intercalados en la serie y provenientes del norte. Estos se observan principalmente en los materiales del Eoceno inferior-medio del manto del Cadí.

S

N

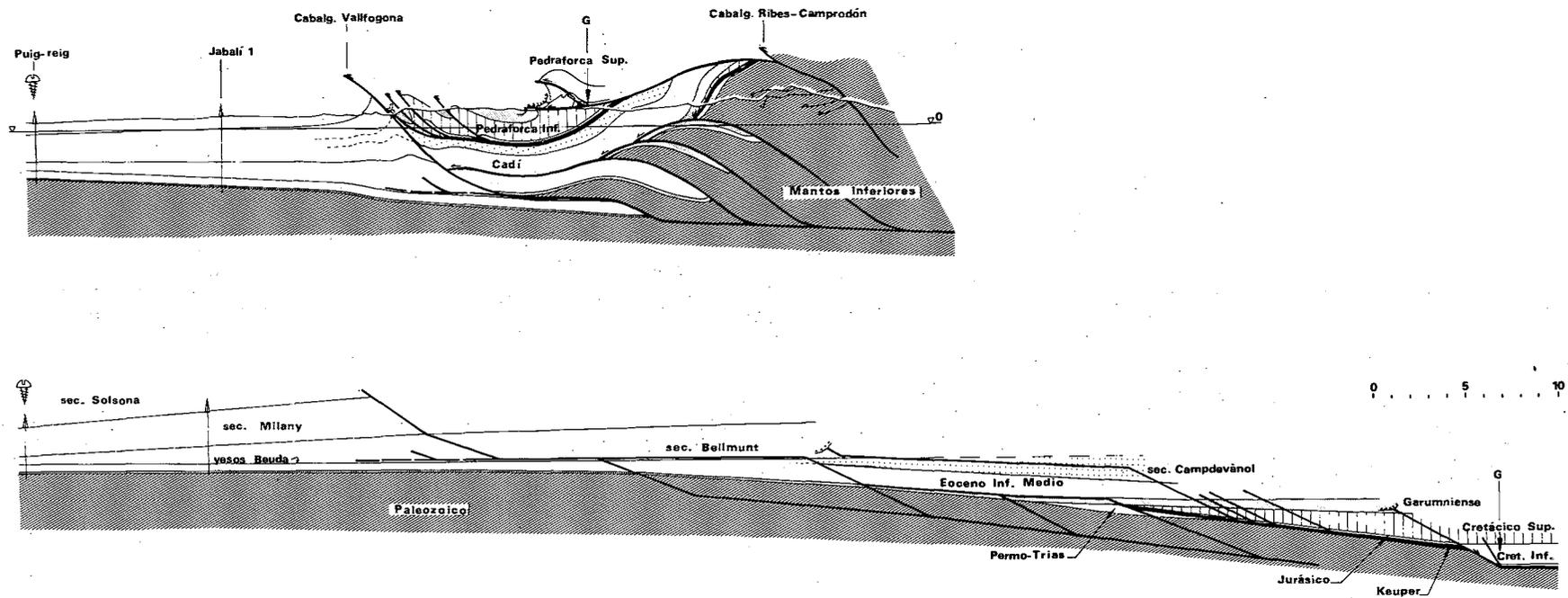


Figura 4.- Corte compensado del Pirineo oriental y versión restituida. El «pinline» se ha situado en el sondeo de Puig-Reig en la cuenca del Ebro y el punto G se ha situado en el afloramiento situado más al norte del manto superior del Pedraforca.

En el corte restituido se han utilizado tres distintos niveles horizontales de referencia. Para la cuenca del Ebro, los mantos de La Garrotxa y el manto del Cadi se ha tomado el nivel de yesos de Beuda, para el manto inferior del Pedraforca, el techo del Garumniense y para el manto superior del Pedraforca la base del Cretácico superior.

Figure 4.- Balanced and restored cross-section through the eastern Pyrenees. The pinline is situated in the Puig-Reig borehole in the Ebro basin and the G point is situated in the northernmost outcrop of the upper Pedraforca thrust sheet. On the restored cross section we can see three different horizontal reference levels. Beuda gypsum for the Ebro basin, La Garrotxa thrust sheet and the Cadi thrust sheet, top of Garumnian for the lower Pedraforca thrust sheet and the base of the upper Cretaceous for the upper Pedraforca thrust sheet. See fig. 1 for location.

En el Pirineo oriental, la dirección del eje mayor de las cuencas es E-W paralela al contorno de los cabalgamientos y sus depocentros tienen una migración hacia el S y SW.

DISCUSIÓN

Los acortamientos en kilómetros de la unidad surpirenaica central y del Pirineo oriental son similares, aunque el límite meridional de los mantos en la unidad surpirenaica central esté situado unas decenas de kilómetros más al sur que en el Pirineo oriental. El acortamiento en la unidad surpirenaica central es de unos 50 km. (Hossack *et al.*, 1984; Williams, 1985 y Cámara y Klimowitz, 1985). El acortamiento en el Pirineo oriental es del 68 % para el conjunto de los mantos y del 60 % para el apilamiento antiformal del Fre-ser (Muñoz, 1985). En el Pirineo central es del 42 % (Williams & Fisher, 1984).

La forma de cuña de las cuencas surpirenaicas en sentido N-S condicionada por la carga de los mantos asociados también puede observarse en sentido E-W en las proximidades de las zonas de rampas oblicuas. Esta geometría ha sido deducida de la comparación de columnas estratigráficas de detalle y mediciones de la paleopendiente en la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca.

La velocidad media del desplazamiento de los mantos de corrimiento obtenida para esta sección del Pirineo varía, dependiendo de las edades calculadas para el inicio y final del desarrollo de los mantos considerados. El inicio del desplazamiento del manto superior del Pedraforca puede ser de Santoniense a Campaniense debido a las discrepancias en la detección de los conglomerados de la Fm. de Adraén. El emplazamiento final del cabalgamiento de Vallfogona (cabalgamiento basal del sistema) tuvo lugar durante la deposición de la secuencia deposicional de Solsona de edad oligocena (Busquets *et al.*, 1985). Para calcular la velocidad media se han tomado las dos posibles edades de inicio y dos posibles edades finales (30 m.a. y 25 m.a.). Las cuatro posibles combinaciones dan medidas de velocidad dentro de los valores normales y tienen muy poca variación entre ellas, siendo 1.04 mm/a. el valor más alto y 0.82 mm/a. el valor más bajo. Este valor no es constante a lo largo del desarrollo del sistema de cabalgamientos puesto que la velocidad media de desplazamiento mínimo calculada para el manto inferior del Pedraforca es de 3.3 mm/a. Esta diferencia implica perio-

dos durante los cuales el desplazamiento de los mantos debe ser muy pequeño o nulo como pudo ocurrir durante la transgresión del Ilerdiense, por ejemplo.

La velocidad de migración de los depocentros de las secuencias deposicionales aumenta desde el Garumniense hasta las secuencias más modernas; es decir hacia el antepaís. La velocidad de migración del depocentro desde el inicio de la secuencia de Milany (Bartoniense alto) a la secuencia de Solsona (Oligoceno) es de 4.9 mm/a., velocidad muy similar a los 5 mm/a. calculados en el Pirineo occidental (Labaume et Seguret, 1984) para secuencias deposicionales similares.

BIBLIOGRAFÍA

- ARTHAUD, F. et SEGURET, M., 1981: Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe de Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 23(1); 51-63.
- BALLY, A.W. & SNELSON, S., 1980: Realms of subsidence: In facts and principles of world petroleum occurrence. *Canad. Soc. Petr. Geol.*, 6; 9-94.
- BEAUMONT, C., 1981: Foreland basins. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65; 291-329.
- BILOTTE, M., 1978: Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Cretacé, à l'est de la Garonne. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 10(5); 649-655.
- BUSQUETS, P., 1981: *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirineu entre els rius Llobregat i Ter*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona.
- BUSQUETS, P., ORTÍ, F., PUEYO, J.J., RIBA, O., ROSELL, J., SAEZ, S., SALAS, R. & TABERNER, C., 1985: Evaporite deposition and diagenesis in the saline (potash) catalan basin, Upper Eocene. Excursion Guide-book 6th European Meeting, Lleida, Spain. 13-59.
- CÁMARA, P. & KLIMOWITZ, J., 1985: Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geol.*, 41 (5-6).
- CLAVELL, E., MARTÍNEZ, A. i VERGÉS, J., 1988: Morfología del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geol. Hispànica*, 23 (2): 129-140.
- DAHLSTROM, C.D.A., 1970: Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18; 332-406.
- DE LUCA, P., DUÉE, G. et HERVOUET, Y., 1985: Évolution et deformation du bassin de flysch du Crétacé supérieur de la haute chaîne (Pyrenées Basco-béarnaises, region du Pic d'Orhy). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 8, 1(2); 249-262.
- DOMINGO, F., 1985: *Estructura geològica del Massís de la Tosa d'Alp (Berguedà - Cerdanya)*. Tesis Licenciatura, Univ. Barcelona.
- ESTÉVEZ, A., 1973: *La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del rio Fluvià*. Publi. Univ. de Granada, 519.

- FERRER, J., 1971: Le Paléocène et l'Eocène des Cordillères Co-tières de la Catalogne (Espagne). *Mém. Suiss. Paléont.*, 90; 1-70.
- GARRIDO-MEJÍAS, A., 1972: Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, «el manto del Montsec». *Bol. Geol. Min.*, 83(3); 242-248.
- GARRIDO, 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). *Bol. Geol. Min.*, 83(1); 1-47.
- GICH, M., 1969: Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 4(1); 5-8.
- HOSSACK, J.R., 1979: The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. *Geol. Soc. London*, 136; 705-711.
- HOSSACK, J., DERAMOND, J. & GRAHAM, R., 1984: The geological structure and development of the Pyrenees. Abstr. Chevauchement et Deformation, Toulouse France, 46.
- JORDAN, T.E., 1981: Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, Western United States. *A.A.P.G. Bull.*, 65(12); 2506-2520.
- LABAUME, P. & SEGURET, M., 1984: A section across a turbiditic basin developed in a compressive regime (Lower and Middle Eocene south-pyrenean basin, Aragon-Navarre, Spain). Abstr. Chevauchement et Deformation, Toulouse - France, 53.
- 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 Geol. Hispànica*, 23 (2): 119-127.
- MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C., ROBERTI, K.J. & HARTEVELT, J.J.A., 1968: Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41; 221-228.
- MOERI, von E., 1977: Oberkretazischen shelfsedimente in den zentralpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat. *Eclogae Geol. Helv.*, 70(1); 193-235.
- MUÑOZ, J.A., 1985: *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona.
- MUÑOZ, J.A. i SÀBAT, F., 1982: El Paleozoic prehercinià de la Serra Cavallera (Ripollès). *Rev. Inst. Invest. Geol. Diputació Provincial*. Uni. Barcelona, 35; 43-59.
- MUÑOZ, J.A., MARTÍNEZ, A. & VERGÉS, J., 1986: Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees: *J. Struct. Geol.*, 8(3/4); 399-405.
- ORI, G.G. & FRIEND, P.F., 1984: Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12; 475-478.
- PLAZIAT, J.C., 1984: *Stratigraphie et évolution paléogéographique du domaine pyrénéen, de la fin du Crétacé (phase Maastrichtienne) à la fin de l'Eocene (phase Pyrénéene)*. These Doctorat. Univ. Paris Sud., Centre d'Orsay.
- PUIGDEFÁBREGAS, C., MUÑOZ, J.A. & MARZO, M., 1985: Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: *Foreland basins* (Ed. by P.A. Allen & P. Homewood). Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 8; 229-246.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. & SOUQUET, P., 1986: Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Terra cognita*, 5: 119.
- SEGURET, M., 1972: *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Pub. USTELA, sér. Geol. Struct. n.2, Montpellier.
- SIMÓ, A., 1985: *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec (Pirineo Central)*. Tesis doctoral. Univ. Barcelona.
- SOLÉ SUGRAÑES, L. y CLAVELL, E., 1973: Nota sobre la edad y posición tectónica de los conglomerados eocenos de Queralt (Prepirineo oriental, Prov. de Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 8(1); 1-6.
- SOLÉ SUGRAÑES, L., 1971: Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat. *Acta Geol. Hispànica*, 6(1); 8-12.
- SOUQUET, P., 1967: *Le Crétacé supérieur sud-pyreneen en Catalogne, Aragon et Navarre*. These Doctorat Sc. Nat. Fac. Sc. Toulouse., 529 pp.
- WILLEMS, H., 1985: Marine uppermost Cretaceous and Garumnian facies in the region of Boixols - Coll de Nargó Anticline (prov. de Lérida, Spain). *Estudios Geol.*, 41; 17-24.
- WILLIAMS, G.D. & FISCHER, M.W., 1984: A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3(7); 773-780.
- WILLIAMS, G.D., 1985: Thrust tectonics in the south central Pyrenees: *J. Struct. Geol.*, 7(1); 11-17.

Recibido, enero 1987