

Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos

A. MARTÍNEZ ⁽¹⁾, J. VERGÉS ⁽²⁾ y J. A. MUÑOZ ⁽³⁾

(1) c/ Enamorats, 132, 2do, 1a. 08026 Barcelona. (2) c/ Consell de Cent, 599, àtic, 1a. 08026 Barcelona
(3) Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya. c/ Travessera de Gràcia, 56, 4t. 08008 Barcelona

RESUMEN

El mapa detallado de la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca muestra un sistema imbricado de cabalgamientos que constituye una zona de rampas oblicuas. La secuencia de propagación de este sistema imbricado es de bloque superior para los cabalgamientos superiores y más modernos, tal como lo demuestran las relaciones geométricas entre los cabalgamientos y los sedimentos asociados a éstos (abanicos deltaicos y aluviales). El cabalgamiento inferior del manto inferior del Pedraforca corresponde en superficie, casi en su totalidad, a un anticlinal de contorno oblicuo (anticlinal de Vilada-Lillet) situado en el manto infrayacente del Cadí. Este cabalgamiento inferior es intersectado, al oeste de Vilada, por el cabalgamiento de Vallfogona (cabalgamiento inferior del manto del Cadí). Los conglomerados sinorogénicos asociados al manto inferior del Pedraforca se depositaron durante la etapa de progresiva emersión del manto (emplazamiento) y determinan una edad Luteciense inferior alto-Luteciense medio (51 M.a.) para sus últimos movimientos (fosilización). La composición litológica de los conglomerados de los abanicos superiores y sus relaciones espaciales con el sinclinal de Ripoll (manto del Cadí) demuestran que el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca se produjo en parte sincrónicamente con el desplazamiento del manto del Cadí y el apilamiento antiformal del Freser.

Palabras clave: Pirineos. Alpino. Abanicos de conglomerados. Secuencia de cabalgamiento.

ABSTRACT

The eastern termination of the lower Pedraforca thrust sheet consists of an imbricate thrust system which forms a hangigwall oblique ramp zone. The relationships between thrusts and related deltaic and alluvial fans show that the upper and younger thrusts developed by an overstep thrusting sequence. The floor thrust of the lower Pedraforca thrust sheet is mostly a blind thrust. It corresponds to the Vilada-Lillet anticline which folds the Cadí thrust sheet located below the Pedraforca thrust sheet. This thrust is cut

by the Vallfogona thrust (floor thrust of the Cadí thrust sheet) west of Vilada. The deltaic and alluvial fans related to the lower Pedraforca thrust sheet emplacement were deposited during its progressive emersion at the synorogenic surface which took place between the Lower and Middle Lutetian (51 M.a.). The lithology of the conglomerates of the upper alluvial fans and their geometrical relationships with the Ripoll syncline (Cadí thrust sheet) show that the latest movements of the lower Pedraforca thrust sheet were synchronous with the Cadí thrust sheet and Freser antiformal stack development.

Key words: Pyrenees thrusting sequence. Alpine. Conglomerate fan.

INTRODUCCIÓN

Los modelos estructurales que recientemente se han elaborado para la interpretación de las partes más externas de los cinturones orogénicos (Boyer y Elliot, 1982) presuponen que los cabalgamientos forman sistemas conectados entre sí y que generalmente su secuencia de propagación es de bloque inferior (*piggy back thrusting sequence*) (Dahlstrom, 1970; Butler, 1982). No obstante, en la mayoría de los casos es difícil demostrar la secuencia de propagación de los cabalgamientos. Existen dos tipos de criterios: geométricos y estratigráficos. Los primeros son fácilmente observables en los apilamientos antiformales (*antiformal stack*). En estas estructuras, un plegamiento más intenso de las láminas cabalgantes (*thrust sheet*) superiores demuestra una secuencia de propagación de bloque inferior (Elliot y Johnson, 1980; Muñoz,

1985). En los sistemas imbricados de cabalgamientos (*imbricate thrust system*) es difícil localizar criterios geométricos para determinar la secuencia de propagación. Únicamente las relaciones entre cabalgamientos y materiales sincrónicos a su movimiento pueden suministrar evidencias de las relaciones cronológicas entre los cabalgamientos.

En la vertiente sur del Pirineo oriental pueden diferenciarse diversos mantos de corrimiento (*thrust sheet*) que se han desplazado hacia el sur (fig. 1). Los mantos de corrimiento superiores (Pedraforca, Empordà) están constituidos fundamentalmente por materiales mesozoicos. El manto del Cadí, situado por debajo de los mantos superiores se caracteriza por presentar rocas devónicas y carboníferas seguidas por una serie stefano-pérmica con una potente cobertera paleógena.

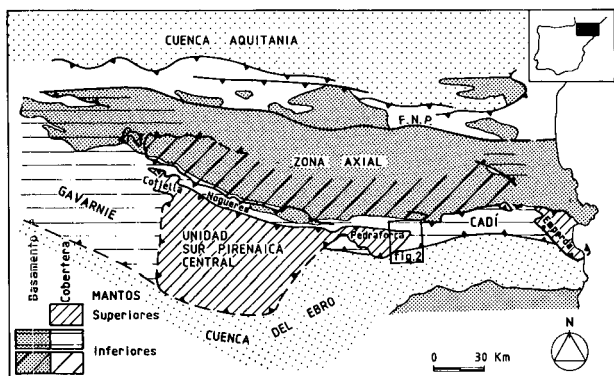


Figura 1.- Esquema estructural de las diferentes unidades del Pirineo central y oriental y situación del área estudiada.

Figure 1.- Structural units of the central and eastern Pyrenees. Situation of the studied area.

La secuencia de propagación de los cabalgamientos principales que limitan los mantos de corrimiento anteriormente citados es de bloque inferior (Muñoz *et al.*, 1986) de tal forma que el emplazamiento de los mantos del Pedraforca y Empordà es anterior al emplazamiento del manto del Cadí. En el Pirineo central, Seguret (1972) ha demostrado también una secuencia de bloque inferior para unidades estructurales análogas.

En el manto del Pedraforca pueden distinguirse dos unidades estructurales (Vergés y Martínez, 1988): una superior, situada al W del río Llobregat, en la que los materiales del Cretácico inferior ocupan una amplia extensión y una unidad o manto inferior cuyo extremo oriental es objeto del presente trabajo.

En la serie del manto inferior del Pedraforca están representados materiales del Keuper, Jurásico, Cretácico superior, Garumniense y Eoceno inferior (fig. 2). La serie del Cretácico superior está constituida en su parte basal por conglomerados cuarcíticos (Fm. de Adraén; Mey *et al.*, 1968) seguidos por calizas y margocalizas con 800 m de potencia y edad campaniense-maastrichtiense (Fm. de Bona; Mey *et al.*, 1968). El Garumniense aflorante (Fm. de Tremp; Mey *et al.*, 1968) está representado por materiales lacustres y continentales de aproximadamente 800 m de potencia que abarcan el paso Maastrichtiense-Paleoceno. Los materiales más modernos aflorantes son las calizas con Alveolinas (Fm. del Cadí; Mey *et al.*, 1968) de edad ilderdiense. En los bordes S y SE del manto (Queralt y Castell de l'Areny) aflora una serie conglomerática del Eoceno inferior y medio de distinta interpretación según los autores (Seguret, 1972; Garrido y Ríos, 1972; Solé y Clavell, 1973 y Busquets, 1981).

En el manto del Cadí, por encima de las calizas del Garumniense se encuentra una serie de secuencias deposicionales de edad eocena que representan gran parte del relleno de la cuenca de antepaís (*foreland basin*) surpirenaica (fig. 2). Las características sedimentológicas de estas secuencias así como la migración de su depocentro hacia el S pueden correlacionarse con el emplazamiento de los mantos de corrimiento surpirenaicos (Puigdefábregas *et al.*, 1986). Las primeras secuencias deposicionales relacionadas con el emplazamiento del manto del Pedraforca están constituidas por facies carbonáticas de talud (Fm. de Armàncies; Gich, 1969) y una serie turbidítica (Fm. de Campdevàdol; Gich, 1969) que representan el relleno de un surco formado delante del manto del Pedraforca (Puigdefábregas *et al.*, 1986; Vergés y Martínez, 1988). Estas secuencias deposicionales, de edad cui-siense, se encuentran por encima de las facies carbonáticas del Eoceno inferior (Fm. de Sagnari y Fm. de Coronas; Gich, 1969) y están recubiertas por un nivel evaporítico (yesos de Beuda; Pallí, 1972). Las secuencias deposicionales superiores representadas en el manto del Cadí (Fm. de Bellmunt y de Milany) corresponden a sistemas deltaicos, aluviales y fluviales asociados al estadio final del emplazamiento del manto del Pedraforca y al desarrollo del apilamiento anti-formal del Freser.

La zona estudiada se sitúa en la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca (figs. 1 y 3). En el presente trabajo se describen las relaciones geométricas entre los sistemas de cabalgamientos del manto del Pedraforca, manto del Cadí y apilamiento anti-formal del Freser y la relación entre los diferentes cabalgamientos del manto del Pedraforca y los depósi-

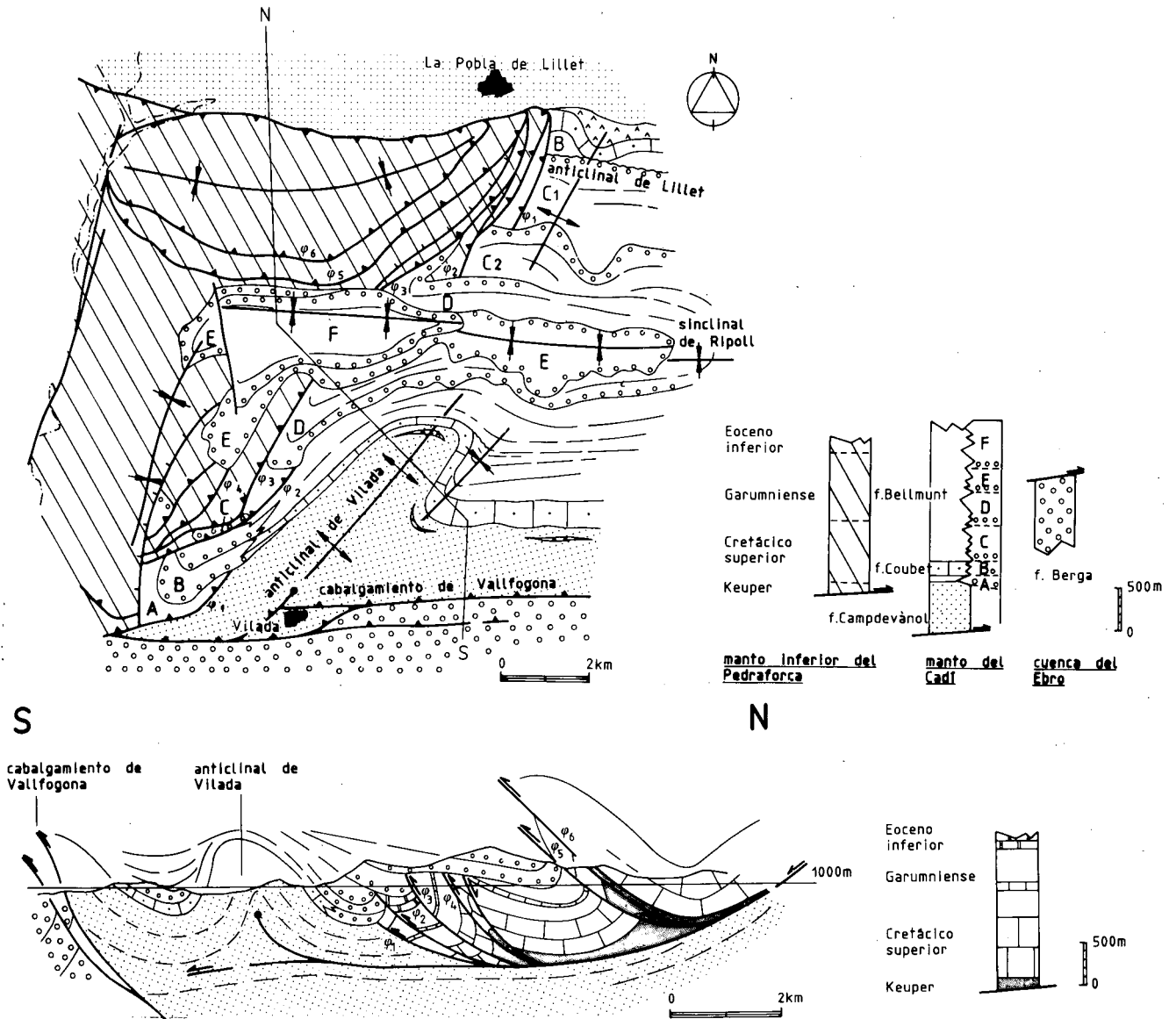


Figura 2.- Mapa y corte geológico de la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca. En el mapa se han situado los diferentes abanicos conglomeráticos (enumerados de la A a la F) así como los diferentes cabalgamientos (enumerados de 1 a 6). El corte geológico compensado muestra un acortamiento del 47%. El cabalgamiento inferior ciego y el 1 tienen una secuencia de propagación de bloque inferior mientras que los cabalgamientos restantes la tienen de bloque superior.

Figure 2.- Simplified geological map and cross-section of the eastern edge of the lower Pedraforca thrust sheet. The map shows alluvial and delta fans (labelled from A to F) and thrusts (numbered from 1 to 6). The balanced cross section shows 47% of shortening. The lower blind thrust and thrust 1 show a piggy back thrusting sequence. The upper thrusts (2 to 6) show an overstep thrusting sequence.

tos sinorogénicos asociados. Los materiales asociados al sucesivo emplazamiento de los cabalgamientos están excepcionalmente conservados en el área estudiada, motivo por el cual ha sido posible establecer en

detalle la secuencia de propagación de los sistemas de cabalgamientos y precisar la edad de los estadios finales de emplazamiento del manto del Pedraforca (fig. 2).

ESTRUCTURA

Manto inferior del Pedraforca

La estructura interna del manto inferior del Pedraforca se caracteriza por un sistema imbricado de cabalgamientos y pliegues asociados de bloque superior (*hangingwall*). El cabalgamiento inferior del sistema imbricado se sitúa entre los materiales plásticos del Keuper en el bloque superior y las turbiditas de la Fm. de Campdevànol en el bloque inferior (*footwall*) (fig. 2). Este cabalgamiento, en su límite norte, baja lateral y progresivamente hacia el oeste en la serie del bloque inferior y corta al oeste del río Llobregat las formaciones inferiores eocenas y el Cretácico superior del manto del Cadí.

En la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca (área que ocupa gran parte del sector cartografiado), los cabalgamientos y pliegues asociados tienen una dirección NE-SW (fig. 2 y 3). En esta zona se distinguen varios cabalgamientos que constituyen un sistema imbricado. Los pliegues de bloque superior tienen una vergencia hacia el SE, son concéntricos y no presentan esquistosidad asociada. Los dos cabalgamientos más septentrionales (5 y 6; fig. 2) describen sobre el mapa una forma de arco, cuyas relaciones entre curvatura y cuerda demuestran (Elliot, 1976) un desplazamiento mínimo, de la lámina cabalgante situada más al norte, superior a 2 km (fig. 2).

Al SE del sistema imbricado de cabalgamientos que limitan los materiales del manto inferior del Pedraforca se observa en las capas eocenas del manto del Cadí, al N de Vilada, un anticlinal de dirección NE-SW (figs. 2 y 3). Este anticlinal, denominado anticlinal de Vilada, presenta un eje con un buzamiento de 70 grados al NE (fig. 4). En el flanco E se observa un onlap (fig. 2) a la base de un conjunto de materiales de transición, por encima de los cuales se disponen discordantes unos conglomerados correlacionables con la Fm. de Bellmunt. Éstos fosilizan el anticlinal de Vilada. Un anticlinal de características similares (situación estructural equivalente, onlap en su flanco E y misma edad de fosilización) se observa al SE de La Pobla de Lillet. Las dimensiones de este anticlinal, denominado anticlinal de Lillet, son inferiores al de Vilada, en parte determinadas por la disposición subvertical de su eje (fig. 2).

Los citados anticlinales son sincrónicos con el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca, tal como demuestra su edad de fosilización y represen-

tan la continuación en superficie del cabalgamiento inferior de dicho manto en el antepaís relativo (manto del Cadí). El punto de contorno (*tip point*) de este cabalgamiento se observa en la charnela del anticlinal de Vilada al NW de dicha población (fig. 2).

De lo anteriormente expuesto puede deducirse que los anticlinales de Vilada y Lillet corresponden a un mismo anticlinal paralelo a las estructuras de dirección NE-SW observadas en el manto y posteriormente plegado y cubierto en su parte central por un conjunto de abanicos deltaicos y aluviales.

El plegamiento posterior del anticlinal por un sinclinal de dirección E-W habría dado lugar a la inclinación que actualmente presenta el eje del anticlinal y a la disposición cónica observada en el sector sur del anticlinal de Vilada (fig. 4).

La dirección de transporte del manto inferior del Pedraforca es difícil de precisar en el sector estudia-

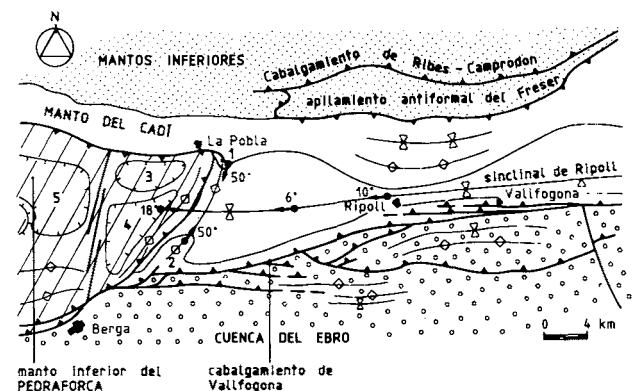


Figura 3.- Esquema estructural de los diferentes mantos aflorantes en la zona. De norte a sur se observa el apilamiento antiformal del Freser y el manto del Cadí (Mantos inferiores) y el manto del Pedraforca (Mantos superiores). Estas estructuras tienen una inclinación continuada hacia el W. Al sur, el límite septentrional de la cuenca del Ebro corresponde al sistema de cabalgamientos imbricados de Vallfogona.

La interferencia entre la dirección E-W, normal a la dirección de transporte y la dirección NNE-SSW, paralela a la zona de rampas oblicuas, condiciona la formación de domos y cubetas en el manto del Pedraforca.

1. Anticlinal de Lillet, 2. Anticlinal de Vilada, 3. Cubeta de St. Julià, 4. Cubeta de La Nou 6. Cubeta de Vallcebre.

Figure 3.- Structural sketch of the eastern Pyrenean thrust sheets. From N to S, this map shows the Freser antiformal stack, the Cadí thrust sheet and lower Pedraforca thrust sheet. Structures dip towards the W. To the south, the north boundary of the Ebro basin is the Vallfogona imbricate thrust system.

1) Lillet anticline, 2) Vilada anticline, 3) St. Julià syncline, 4) La Nou syncline and 5) Vallcebre syncline.

do debido a la existencia de cabalgamientos y pliegues con distintas direcciones. No obstante, la disposición en forma de arco de los cabalgamientos septentrionales (5 y 6; fig. 2) indica que la dirección de transporte ha de estar comprendida entre N-165E y N-225E. Además, en el río Llobregat se observa un sistema de fracturas con una dirección N-15E sin estructuras de plegamiento asociadas. Estas fracturas no afectan a los materiales del bloque inferior del cabalgamiento del Pedraforca (manto del Cadí al norte y cuenca del Ebro al sur), por lo que pueden interpretarse como fallas de bloque superior laterales (*tear faults*) y por lo tanto paralelas a la dirección de transporte. La dirección N-15E coincide con la bisectriz del arco anteriormente descrito.

Deducida la dirección de transporte, las estructuras descritas de dirección NE-SW que forman la terminación oriental del manto del Pedraforca corresponden a una zona de rampas oblicuas (*oblique ramp*). El anticlinal de Vilada-Lillet constituye igualmente un anticlinal de contorno oblicuo (*oblique tip anticline*). El corte realizado (fig. 2) se ha dibujado paralelo a la dirección de transporte en el sector septentrional y perpendicular a las estructuras oblicuas en la zona de rampas oblicuas (figs. 2 y 3). Este corte se ha compensado para construirlo geoméricamente posible, siendo la cantidad de acortamiento calculada (47%) superior a la mínima real.

Manto del Cadí

El manto del Cadí está limitado al sur por el cabalgamiento de Vallfogona, el cual representa el cabalgamiento basal (*sole thrust*) del sistema de cabalgamientos del Pirineo oriental (Muñoz *et al.*, 1986; Vergés y Martínez, 1988).

El cabalgamiento de Vallfogona tiene una dirección predominantemente E-W tendiendo a flexionarse en las proximidades de los Mantos superiores (fig. 1 y 3). Entre los pueblos de Vallfogona y Vilada (fig. 2 y 3) el cabalgamiento de Vallfogona se resuelve en un sistema imbricado de cabalgamientos de dirección media E-W. Este sistema imbricado intersecta en Vilada al cabalgamiento inferior del manto del Pedraforca. Al oeste de Vilada este último cabalgamiento y el de Vallfogona coinciden en una única superficie.

El límite norte del manto del Cadí se corresponde con el cabalgamiento superior del apilamiento antiformal del Freser, con buzamiento al sur, situado más al norte del sector cartografiado (ver corte esquemá-

tico de la fig. 6). La estructura interna del manto del Cadí se caracteriza por un amplio sinclinal (denominado sinclinal de Ripoll) de dirección E-W y ligera vergencia al S. Este sinclinal pliega al manto del Pedraforca y es sincrónico con el apilamiento antiformal del Freser.

CONGLOMERADOS SINOROGÉNICOS

Relacionada con el sistema imbricado de la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca se observa una serie de conglomerados de 1600 m de potencia en el tramo más continuo. Estos conglomerados constituyen un sistema de abanicos deltaicos y aluviales superpuestos que corresponden a algunas de las secuencias deposicionales definidas en la cuenca de antepaís surpirenaica (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Se distinguen 6 abanicos principales (enumerados de la A a la F en las figs. 2 y 5), cuyos límites están determinados por: a) discordancias; b) relaciones laterales con los sedimentos del manto del Cadí; c) variación de la composición litológica de los cantos y d) relaciones geométricas con el sistema de cabalgamientos.

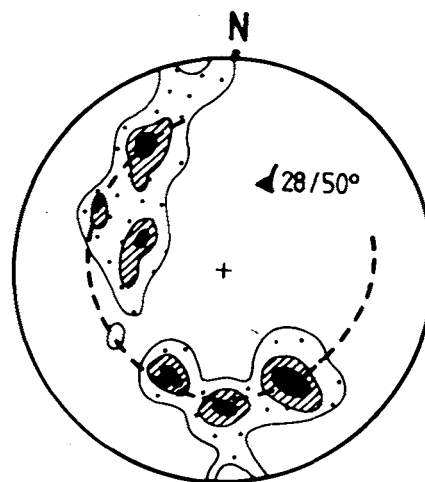


Figura 4.- Proyección equiareal de los polos de las capas del anticlinal de contorno oblicuo de Vilada. La disposición de los polos se sitúa en un círculo menor con un eje inclinado 70 al NNE. La forma cónica resultante es debida al plegamiento del anticlinal de Vilada por el sinclinal de Ripoll de dirección E-W (manto del Cadí).

Figure 4.- Poles to bedding of the Vilada anticline. The conical fold axis plunges 70 NNE. The plunge of this axis is due to folding of the Vilada anticline by the E-W Ripoll syncline (Cadí thrust sheet).

El abanico inferior A, está constituido por brechas, principalmente con bloques de calizas de Alveolinas y numerosos Nummulites en la matriz provenientes del desmantelamiento de las zonas más superficiales del manto inferior del Pedraforca (fig. 6). Este abanico aflora únicamente en el extremo meridional (fig. 2) entre los cabalgamientos 1 y 2 con una reducida extensión. Es interpretado como un abanico deltaico incorporado en el manto y desplazado hacia el sur. A pesar de que el contacto entre el abanico deltaico A y las turbiditas de la Fm. de Campdevànol es actualmente un cabalgamiento, ambas unidades pueden correlacionarse dado que en la parte superior de las turbiditas se encuentran intercalados pequeños canales de brechas con la misma composición litológica que el abanico deltaico A. Asociados con los canales se observan numerosos slumps de capas turbidíticas que indican una paleopendiente del talud hacia el SE.

En el abanico deltaico B predominan los bloques de materiales mesozoicos (fig. 6). Este abanico pasa lateralmente a la Fm. de Caubet con facies marinas y de transición. El abanico B se depositó sincrónicamente con el desarrollo del anticlinal de contorno oblicuo de Vilada-Lillet. La sedimentación del abanico B estuvo restringida principalmente al flanco NW del anticlinal, mientras que en el sinclinal situado al SE se depositaron una serie de materiales caracterizados por rápidos cambios laterales de facies debidos a la interacción de ambientes marinos al S y fluviales al NE. Estos materiales depositados en onlap por encima de las capas inferiores de la Fm. de Caubet en el flanco SE del anticlinal representan facies de playa, lagunares con carbón en la zona de tránsito y facies

fluviales distales. Los cambios de facies son consecuencia del continuo desarrollo del anticlinal como zona emergida y del sinclinal que favorece pequeñas transgresiones marinas.

El abanico C, de similares características litológicas al anterior pasa lateralmente a la Fm. de Bellmunt. La base de este abanico, discordante, se sitúa por encima de dos cuñas de materiales situadas a ambos lados del anticlinal: al NE, el abanico aluvial B y al SE los materiales de transición anteriormente descritos. En la zona de charnela del anticlinal, el abanico C se sitúa por encima del nivel basal de la Fm. de Caubet. La base de dicho abanico con una edad luteciense medio (Serra Kiel, 1984) marca el final del desarrollo del anticlinal de Vilada-Lillet.

Los abanicos aluviales superiores D, E y F pasan lateralmente al sistema fluvial de la Fm. de Bellmunt y a las secuencias deposicionales de Bellmunt y de Milany (Puigdefàbregas *et al.*, 1986).

La proporción de los cantos de material paleozoico aumenta progresivamente a partir del abanico C. Estos cantos son claramente predominantes en los abanicos superiores. En el abanico aluvial F, los cantos de granito son significativos (fig. 6).

El cambio en la composición litológica de los cantos a partir del abanico aluvial C indica el emplazamiento y erosión más al norte de unidades paleozoicas y consecuentemente el desarrollo del apilamiento antiformal del Freser. Las discordancias progresivas en la base de los abanicos aluviales superiores observadas tanto en el flanco norte como en el flanco sur del sinclinal de Ripoll demuestran además su deposi-

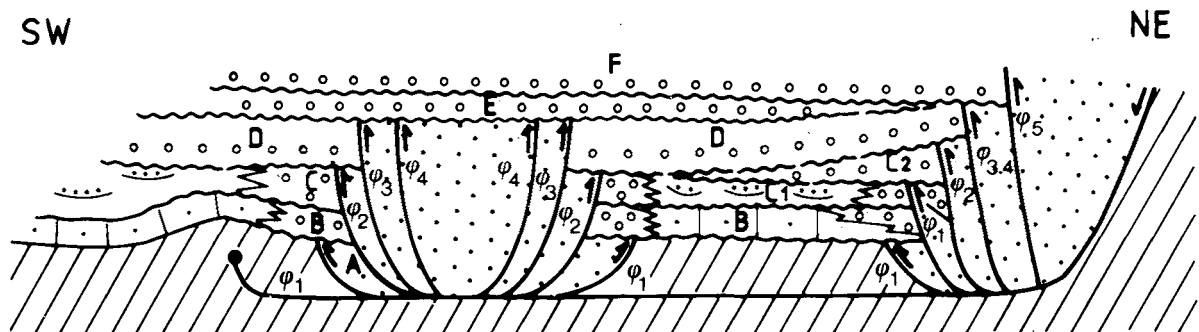


Figura 5.- Esquema en donde se muestran las relaciones geométricas entre los abanicos deltaicos y aluviales y los cabalgamientos del sector meridional (anticlinal de Vilada) y del sector septentrional (anticlinal de Lillet). Estas relaciones son distintas en los dos sectores debido a que tanto los abanicos conglomeráticos como los cabalgamientos no muestran continuidad a lo largo de toda la zona de rampas oblicuas.

Figure 5.- Schematic NE-SW cross section showing the geometrical relationships between the alluvial and delta fans and main thrusts of the southern part (Vilada anticline) and northern part (Lillet anticline). These geometrical relationships are not constant along the oblique ramp zone due to the lack of continuity of the alluvial and delta fans and to the anastomosing thrust geometry.

ción sincrónica con la formación del sinclinal de Ripoll (manto del Cadí).

Por tanto, el apilamiento antiformal del Freser, el sinclinal de Ripoll y los abanicos aluviales superiores son sincrónicos y se formaron a partir del Luteciense medio y durante gran parte del Bartonense.

La indentación de los abanicos aluviales superiores con el sistema fluvial de la Fm. de Bellmunt produce un cambio de las paleocorrientes en dicho sistema fluvial que pasan de una dirección ENE-WSW en la zona oriental a una dirección NE-SW en la zona de indentación, próxima al manto del Pedraforca. En los abanicos aluviales, la dirección de las paleocorrientes varía entre N170E y N 110E.

La posición que ocupan los abanicos aluviales superiores respecto al eje del sinclinal de Ripoll y las paleocorrientes de éstos, indican que los conglomerados pudieron ser transportados y depositados en un valle estructural coincidente con dicho sinclinal.

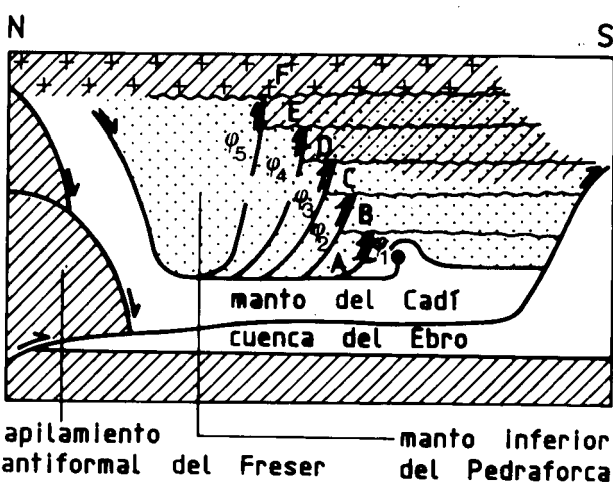


Figura 6.- Corte interpretativo del Pirineo oriental en la transversal de la terminación oriental del manto del Pedraforca. La trama de los abanicos de conglomerados representa la composición litológica de éstos asociada a la composición predominante de los diferentes mantos. En punteado, materiales mesozoicos provenientes del manto del Pedraforca (abanicos A, B y C), en rayado, los materiales provenientes de los mantos paleozoicos (apilamiento antiformal del Freser) y con cruces, materiales graníticos.

Figure 6.- Interpretative N-S cross section of the Eastern Pyrenees through the eastern ending of the Pedraforca thrust sheet. The ornamentation of conglomeratic fans represents the lithologic composition of pebbles. Dense stipple denotes mesozoic rocks correlated with the emplacement of lower Pedraforca thrust sheet (A, B and C fans), oblique stripped denotes palaeozoic rocks related with the emplacement of the Freser antiformal stack. Crosses denote granitic rocks.

RELACIÓN ENTRE LOS CABALGAMIENTOS Y LOS ABANICOS ALUVIALES: DISCUSIÓN E HISTORIA TECTONO-SEDIMENTARIA

La historia tectono-sedimentaria del emplazamiento del manto inferior del Pedraforca y desplazamiento del manto del Cadí se ha establecido gracias a la excelente conservación de los materiales sinorogénicos en el área estudiada.

Las relaciones geométricas entre los abanicos deltaicos y aluviales y los cabalgamientos suministran información sobre la edad y secuencias de propagación de éstos. Al detalle, la relación entre los abanicos aluviales y los cabalgamientos es distinta entre el sector meridional y el sector septentrional (fig. 5), debido a que tanto los abanicos aluviales como los cabalgamientos no muestran continuidad a lo largo de toda la zona de rampas oblicuas.

En el esquema de la fig. 5, se muestra la relación entre los abanicos aluviales y los cabalgamientos en el sector meridional (SW) y en el sector septentrional (NE). El cabalgamiento 1 y el cabalgamiento ciego (*blind thrust*) asociado al anticlinal de Vilada-Lillet sólo observables en el sector meridional se desarrollaron mediante una secuencia de propagación de bloque inferior: el abanico deltaico B fosiliza al cabalgamiento 1 y los materiales sincrónicos al abanico B (Fm. de Caubet) están plegados en el anticlinal de Vilada-Lillet. Por tanto el cabalgamiento ciego, situado por debajo del 1, asociado al anticlinal de Vilada-Lillet y que produce dicho anticlinal es más moderno. Los restantes cabalgamientos del sistema imbricado de la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca muestran una secuencia de propagación de bloque superior. En efecto, puede observarse como el cabalgamiento 2 corta a los abanicos inferiores A, B y C1 y C2 al norte y es fosilizado por el abanico D, que es cortado por el cabalgamiento 3 al que fosilizan los abanicos E y F. La disposición estructural de estos abanicos en su sector septentrional es debida a su cabalgamiento por 5, demostrando la secuencia de bloque superior (fig. 5).

El sistema imbricado del manto inferior del Pedraforca, desarrollado según una secuencia de bloque superior es, en parte, sincrónico con el sistema de cabalgamientos del manto del Cadí y apilamiento antiformal del Freser, desarrollado según una secuencia de propagación de bloque inferior.

La conservación de los conglomerados sinorogénicos asociados a la fosilización del sistema imbricado del manto del Pedraforca es debida a su secuencia de

propagación de bloque superior. En efecto, en un sistema imbricado de bloque inferior, los abanicos asociados más antiguos son sucesivamente erosionados y resedimentados en el bloque inferior de un nuevo cabalgamiento desarrollado hacia el antepaís. Sin embargo, en un sistema imbricado de bloque superior, los abanicos se conservan en el bloque inferior de los nuevos cabalgamientos desarrollados hacia zonas internas.

Las características sedimentológicas de los abanicos deltaicos y aluviales y secuencias deposicionales asociadas permiten deducir la evolución de la cuenca de antepaís asociada a los mantos de corrimiento descritos.

Durante el movimiento del manto inferior del Pedraforca pueden diferenciarse claramente dos etapas: la primera etapa, denominada de desplazamiento, se caracteriza por el hundimiento de la cuenca por carga del manto, con deposición de sedimentos de talud (Fm. de Armàncies) y de turbiditas (Fm. de Capdevànol) y durante la cual el manto se desplazó fundamentalmente según una trayectoria de rellano (*flat*) o de rampa (*ramp*) con poca inclinación. La segunda etapa, denominada de emplazamiento, con emersión del manto, tiene lugar cuando los cabalgamientos alcanzan la superficie topográfica sinorogénica. Esta segunda etapa se caracteriza por el desarrollo del sistema de abanicos.

Los abanicos inferiores (A, B y parte del C) se depositaron durante el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca en un medio submarino (abanicos deltaicos A y B) y en un medio subaéreo (abanico aluvial C). La base de este abanico aluvial C señala el final de la etapa de emplazamiento (fosilización) del manto inferior del Pedraforca. El paso de la etapa de desplazamiento a la etapa de emplazamiento coincide con una estabilización de la cuenca con deposición de las evaporitas de la Fm. de Beuda. Finalmente, los abanicos superiores (D, E y F) depositados en un medio continental registran el desarrollo del apilamiento antiformal de Freser dado que las numerosas discordancias progresivas entre estos abanicos señalan la continua formación del sinclinal de Ripoll sincrónico al desarrollo de dicho apilamiento antiformal.

Otras asociaciones análogas entre sistemas de abanicos y cabalgamientos, en zonas de rampas oblicuas, pueden observarse en el sector del anticlinal de Oliana más al oeste y en la terminación occidental de los mantos del Empordà, al este.

CONCLUSIONES

El sistema imbricado de cabalgamientos que determina la estructura interna del manto inferior del Pedraforca se desarrolló según una secuencia de propagación de bloque superior mientras que la secuencia de propagación de los cabalgamientos principales (límites de los mantos del Pedraforca, Cadí y apilamiento antiformal del Freser) fue de bloque inferior.

El sistema imbricado de cabalgamientos del manto inferior del Pedraforca constituye en su terminación oriental una zona de rampas oblicuas. Los cabalgamientos inferiores de este sistema imbricado están asociados al emplazamiento del citado manto, mientras que los cabalgamientos superiores son sincrónicos al plegamiento de este manto durante el desarrollo del manto del Cadí y apilamiento antiformal del Freser.

El anticlinal de contorno oblicuo de Vilada-Lillet es consecuencia de la continuación del cabalgamiento inferior del Pedraforca en el antepaís relativo (manto del Cadí).

Asociados al sistema de cabalgamientos de la zona de rampas oblicuas se depositaron diferentes abanicos conglomeráticos, submarinos los dos primeros y subaéreos los restantes. Es de destacar la continuidad en el desarrollo de los sistemas de cabalgamientos desde los más antiguos a los más modernos a pesar de que en los conglomerados sinorogénicos asociados se observen numerosas discordancias.

La edad de emplazamiento (fosilización) del manto inferior del Pedraforca es luteciense inferior alto-luteciense medio con una edad absoluta de aproximadamente 51 M.a. (Burbank, com. per.). Esta edad coincide con el inicio del desarrollo del sinclinal de Ripoll (manto del Cadí) y del apilamiento antiformal del Freser. En la zona estudiada se observa un sincronismo parcial entre el emplazamiento de un manto y el estadio inicial del desarrollo del siguiente manto más inferior y moderno. Esta sincronía puede ser total entre mantos análogos considerados en diferentes transversales del Pirineo.

BIBLIOGRAFÍA

- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D., 1982: Thrust Systems. *A.A.P.G. Bull.*, 66(9); 1196-1230.
- BUSQUETS, P., 1981: *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirinenc entre els rius Llobregat i Ter*. Tesi doctoral. Univ. de Barcelona.

- BUTLER, R.W.H., 1982: The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4(3); 239-245.
- DAHLSTROM, C.D.A., 1970: Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains: *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18; 332-406.
- ELLIOT, D., 1976: The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 238; 289-312.
- ELLIOT, D. & JOHNSON, M.R.W., 1980: Structural evolution in the northern part of the Moine Thrust Belt, NW Scotland. *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, 71; 69-96.
- 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.
- 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.
- MUÑOZ, J.A., 1985: *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona., 305pp.
- MUÑOZ, J.A., MARTÍNEZ, A. & VERGÉS, J., 1986: Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8(3/4); 399-405.
- PALLÍ, Ll. 1972: *Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes*. Publ. de Geología, 1. Univ. Autón. de Barcelona.
- PUIGDEFÁBREGAS, C., MUÑOZ, J.A. & MARZO, M., 1986: 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.
- 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.
- SERRA-KIEL, J., 1984: *Estudi dels Nummulites del grup N. perforatus (Monfort)*. Treballs de la Inst. Catal. d'Història Natural, 11; 1-244.
- SOLÉ SUGRAÑES, L. y CLAVELL, E., 1973: Nota sobre la edad y posición tectónica de los conglomerados eocenos de Queralt (Prepireneo oriental, Prov. de Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 8(1); 1-6.
- VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, A., 1988: Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hispànica*, 23 (2): 95-105.

Recibido, enero 1987