

Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment

E. CLAVELL (1), A. MARTÍNEZ (2) i J. VERGÉS (3).

(1) Unión Texas España, Inc. Madrid

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

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

RESUM

El mapa d'isobates de la base del Paleogen autòcton del Pirineu oriental mostra la topografia subterrània actual del basament. Aquesta topografia presenta una gran zona de culminació a la transversal de Banyoles. Les línies d'isopropunditats descriuen una forma còncava vista des del S, essent les màximes profunditats cap al NW amb més de 4.000 m i en menor importància cap al NE. Aquestes zones de màxima profunditat coincideixen, en superfície, amb els Mantells superiors: els del Pedraforca al NW i els de l'Empordà al NE constituïts principalment per sèries mesozoiques. En el sector occidental, les línies d'isobates de la base de l'Eocè tenen gran continuïtat per sota de l'anomenada alineació del Segre. A l'est de la zona estudiada hi ha un conjunt de falles amb enfonsament del bloc oriental amb una edat més moderna a mida que ens desplaçem a l'est i lligades a la formació de la depressió de l'Empordà. Els Mantells superiors es poden dividir en dos grans grups segons la seva sèrie cretàica: els mantells superiors del Pedraforca i de l'Empordà constituïts per Cretaci inferior i base del Cretaci superior i els mantells inferiors del Pedraforca i de l'Empordà constituïts per Cretaci superior a partir del Santonià.

L'evolució de la morfologia del basament en el Pirineu oriental està relacionada amb la formació de les conques sedimentàries i amb el posterior desplaçament d'aquestes cap al sud per mitjà d'un sistema d'encavalcaments. És probable que l'evolució de la culminació del basament s'iniciés en el Cretaci inferior.

Paraules clau: Pirineus. Alpí. Mantell de corriment. Mapa d'isobates. Perfil sísmic.

ABSTRACT

The isobath map of the base of the autochthonous Paleogene in the eastern Pyrenees shows the present day topography of the basement. The isobath curves show a concave shape facing south with two deep zones towards the NW and the NE; the first one, reaching 4.000 m. These deep zones coincide with the Upper Thrust

Sheets: Pedraforca thrust sheets at the NW and Empordà thrust sheets at the NE, both constituted by Mesozoic sediments. The uplifted zone lies at the Banyoles meridian. Four cross sections show changes in dip of the base of the autochthonous Eocene from the external zones (foreland) to more internal parts of the Pyrenees, specially in front of the emergent Vallfogona thrust (sole thrust of the eastern Pyrenees thrust system). Westwards, the isobath curves of the base of the Tertiary are continuous across the Segre-Lleida lineament. The upper Thrust Sheets are divided into two main groups depending upon the type of the Mesozoic sediments within the thrust sheet. One of them, the upper Pedraforca thrust sheet and the upper Empordà thrust sheet are formed by the Lower Cretaceous and basal part of Upper Cretaceous sediments. The second group, the lower Pedraforca thrust sheet and the lower Empordà thrust sheet, formed by Upper Cretaceous sediments from Santonian to Garumnian and Lower Eocene. The morphological evolution of the eastern Pyrenees basement is related to the evolution of the foreland basins and their later displacement towards the south by and overthrust system. This evolution probably began during the Lower Cretaceous.

Key words: Pyrenees. Alpine. Thrust Sheet. Isobath map. Seismic line.

INTRODUCCIÓ

La zona estudiada correspon al vessant meridional del Pirineu oriental que s'estén en direcció E - W a l'oest del riu Segre (límit occidental de la zona d'estudi) (fig. 1). Aquesta zona conté nombrosos mantells de corriment (*thrust sheet*) que són els anomenats mantells del Pedraforca, descrits per Guerin-Desjardins i Latreille (1962) i Seguret (1972), els mantells del Puig del Capell (Costoja), de Bac Grillera i de Biure descrits per Ashauer (1943) i a l'est els mantells del Montgrí (San Miguel de la Cámara i Solé Sabarís,

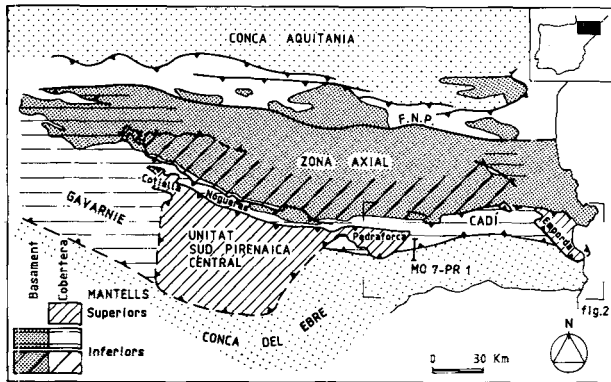


Figura 1.- Mapa esquemàtic de les diferents unitats estructurals del Pirineu. La zona estudiada en aquest treball és el vessant sud del Pirineu a l'E del riu Segre.

Figure 1.- Sketch-map showing the main structural units of the Pyrenees. The studied area corresponds to the eastern Pyrenees between the Segre river and the Mediterranean sea.

1933) i de Figueres (Solé Sabarís, 1933). Més modernament, aquestes unitats, principalment des del punt de vista estratigràfic, foren estudiades per Solé Sabarís *et al.* (1956), Casteras et Auriol (1958), Estévez (1968, 1973), Bilotte *et al.*, (1979) i Llopart *et al.*, (1984).

L'encavalcament (*thrust*) de Vallfogona, límit entre la zona de mantells al nord i l'avantpaís al sud, va ser considerat una estructura de poca importància durant molts anys. Ashauer l'observà per primer cop l'any 1934 i Ríos *et al.*, (1943) en presentaren la primera cartografia. Fontboté (Berga Permits, 1962) descriu un desenganxament en profunditat a l'anticlinal de Bellmunt, que de fet és la continuació del sistema d'encavalcaments sudpirinencs cap a l'avantpaís. A finals dels anys 60 i inicis dels 70 es realitzaren nombrosos treballs d'àmbit estratigràfic i sedimentològic de l'Eocè sudpirinenc: Gich *et al.*, (1967), Kromm, (1966, 1967), Gich (1969 i 1972), Rosell i Gich, (1971), Pallí, (1972), Estévez, (1973), Rosell i Robles, (1975) i Santiesteban i Taberner, (1979).

L'estudi de la microfauna, de les fàcies i dels mapes d'isopagues de les diferents formacions a ambdós costats de l'encavalcament de Vallfogona, juntament amb els sondatges realitzats a l'avantpaís començà a donar idea de la importància d'aquest encavalcament que es demostrà l'any 1972 amb els perfils de sísmica MO7 i PR1 realitzats per FINA IBÉRICA.

El treball de Puigdefàbregas i Soler (1980) sintetitzà per primer cop les litofàcies i l'estructura del Pirineu oriental. Posteriorment es realitzaren els treballs de Busquets (1981), Muñoz *et al.*, (1986) i Puigdefàbregas *et al.*, (1986).

En aquest treball presentem un mapa on es mostren les isobates de la base de l'Eocè autòcton elaborat amb dades dels sondatges realitzats a l'avantpaís i amb dades estructurals (eixos de plects i lineacions d'intersecció) de les unitats al·lòctones. Aquest mapa mostra la topografia subterrània actual del basament autòcton. A partir d'aquestes dades, dels coneixements dels mantells del Pirineu oriental i de les seves edats d'emplaçament s'intenta una reconstrucció paleotopogràfica del basament des del Cretaci fins ara.

Per això, a la primera part d'aquest article hi ha una descripció molt resumida de les principals característiques de les unitats al·lòctones del Pirineu oriental, la qual condueix a la separació de dos grups de mantells superiors (amb sèries essencialment mesozoïques). A la segona part es descriu el perfil sísmic que mostra l'encavalcament de Vallfogona, el mapa d'isobates i les principals estructures del Pirineu oriental. La integració de totes aquestes dades permetrà establir les relacions entre l'evolució de les conques sedimentàries, la geometria dels mantells i l'evolució de la topografia del basament.

UNITATS ESTRUCTURALS

El vessant meridional del Pirineu oriental (fig. 1) s'ha dividit en dos grans grups d'unitats estructurals: els Mantells superiors que engloben els mantells amb sèries estratigràfiques essencialment mesozoïques (mantells del Pedraforca i mantells de l'Empordà) i els Mantells inferiors formats per roques paleozoïques, estefano-pèrmiques, garumnianes i eocenes (mantell del Cadí i làmines encavalcants de l'apilament antiformal del Freser). Tant les edats de fossilització dels diferents mantells de corriments com el fet que, en l'apilament antiformal del Freser, el plegament més intens es dona a les làmines encavalcants (*thrust sheet*) més superiors demostra una seqüència de propagació dels encavalcaments de bloc inferior (*piggy back thrusting sequence*) (Muñoz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986) i per tant els mantells de corriments més alts són els més antics i els primers en haver-se emplaçat.

MANTELLS SUPERIORS

Mantells del Pedraforca

El mantell del Pedraforca (Seguret, 1972) ha estat dividit en dues unitats (fig. 2), clarament diferenciables per les seves sèries estratigràfiques, que anomenem mantell superior del Pedraforca i mantell inferior del Pedraforca (Vergés i Martínez, 1988).

El mantell superior del Pedraforca està constituït per Keuper, Juràssic i Cretaci inferior representats principalment per calcàries i dolomies (uns 1000 m de potència) i Cretaci superior des del Cenomanià fins al Santonià, constituït per calcàries i margues no massa potents. Aquest mantell té continuïtat a les Serres de Canelles i Boixols a l'W del riu Segre i mostra a gran escala una estructura interna de rampa de bloc superior (*hangingwall ramp*), almenys a l'E del riu Segre (Vergés i Martínez, 1988).

La sèrie estratigràfica del mantell inferior del Pedraforca està formada per Keuper, Juràssic, Cretaci superior, Garumnià i Eocè inferior (Fm. del Cadí, Mey *et al.*, 1968). El Cretaci superior està format, a la base, per Santonià, constituït per conglomerats (Fm. d'Adraén, Mey *et al.*, 1968) discordants sobre el Juràssic i segueix fins al Campanià - Maastrichtià representats per margo-calcàries (Fm. de Bona, Mey *et al.*, 1968). L'estructura del mantell inferior es caracteritza per un sistema d'encavalcaments imbricats (*imbricate thrust system*) que mostren una seqüència de propagació de bloc superior (*out of sequence*) observable en el seu límit oriental (Martínez *et al.*, 1988).

Mantells de l'Empordà

En la zona més oriental del Pirineu (Empordà) afloren diferents làmines encavalcants (fig. 2) amb sèries estratigràfiques mesozoïques, que en aquest treball anomenarem mantells de l'Empordà representant la primera denominació que els havia estat donada (Solé Sabarís, 1933).

Mantells superiors de l'Empordà

Amb aquest nom s'agrupen les làmines encavalcants de Figueres i del Montgrí amb una sèrie estratigràfica constituïda per Keuper, Juràssic (Lias), Cretaci inferior predominantment calcari i Cretaci superior des de les calcàries amb Prealveolina del Cenomanià fins a les calcàries del Senonià inferior en el mantell de Figueres (Vidal, 1886; Ashauer, 1943; Bi-

lotte *et al.*, 1979 i Llompart *et al.*, 1984) i fins a les calcàries amb Lacazina del Santonià en el mantell del Montgrí (Dalloni, 1930; San Miguel de la Cámara y Solé Sabarís, 1933; Ashauer, 1943; Ríos, 1956; Llompart *et al.*, 1984).

Els mantells superiors de l'Empordà ocupen l'extrem oriental de l'Alt Empordà amb una traça cartogràfica de direcció NW - SE a l'oest i E - W al sud. La direcció dels plecs i encavalcaments observats en el mantell coincideixen amb la direcció d'aquesta traça (fig. 2). Aquesta disposició geomètrica a l'avantpaís és molt similar a la que s'observa a la terminació oriental del mantell inferior del Pedraforca (Martínez *et al.*, 1988), fet que suggereix interpretar els plecs i encavalcaments de direcció NW - SE com a estructures associades a una zona de rampes obliqües (*oblique ramp*).

Mantells inferiors de l'Empordà

S'hi agrupen les làmines encavalcants del puig del Capell (Costoja), de Bac Grillera, de Biure i de Marsarac. La sèrie estratigràfica és molt similar a totes aquestes làmines i està constituïda per Keuper, Juràssic (Lias) en alguna làmina encavalcant, gresos del Santonià, calcàries amb Hippurits i radiolaris del Campanià inferior, calcàries sorrenques amb *Ostrea* del Campanià superior, Maastrichtià i Garumnià (Ashauer, 1943; Casteras et Auriol, 1958; Estévez, 1968; Bilotte *et al.*, 1979).

L'estructura del mantell de Bac Grillera consisteix en un apilament de cinc làmines encavalcants (Estévez, 1968).

L'encavalcament inferior (*floor thrust*) dels mantells de Bac Grillera i de Biure se situa per sobre el Garumnià i l'Eocè inferior del mantell del Cadí (mantell infrajacent). Aquest últim presenta una estructura de rampa de bloc inferior sota els mantells de l'Empordà.

Relacions entre els mantells superiors

Els Mantells superiors del Pirineu oriental es poden agrupar per tant en dos grans grups. El primer format pels mantells superiors del Pedraforca i de l'Empordà. Aquests representen els primers mantells emplaçats en el Pirineu oriental (Vergés i Martínez, 1988). El segon grup, constituït pels mantells inferiors del Pedraforca i de l'Empordà (làmines encavalcants del puig del Capell, de Bac Grillera i de Biure), tenen

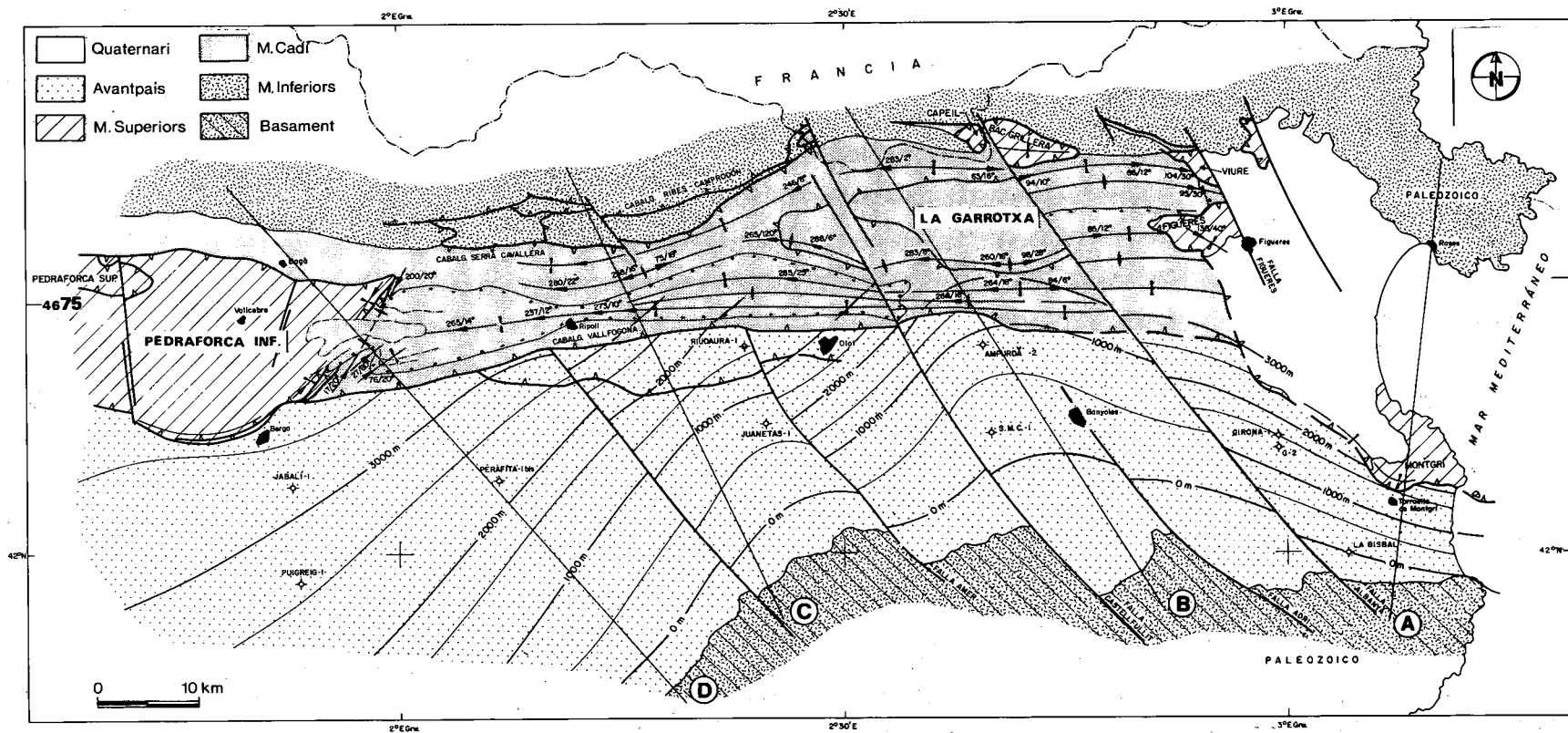


Figura 2.- Mapa d'isobates de la base de l'Eocè. En la zona de l'avantpaís s'han utilitzat les dades dels sondatges i en la zona al·lóctona les dades d'estructures tectòniques (eixos i lineacions).

S'observa que la topografia subterrània actual forma una culminació de direcció NNW-SSE a la transversal de Banyoles i la Garrotxa, tant a l'avantpaís (línies d'isobates) com en els mantells (canvi d'inclinació de les estructures).

A la figura hi ha senyalada la posició dels talls esquemàtics de la fig. 5.

Figure 2.- Isobath map of the base of Tertiary. This map shows a NNW-SSE big culmination zone in La Garrotxa. La Garrotxa thrust sheet and Cadi thrust sheet are folded by underlying lower and younger thrust sheets.

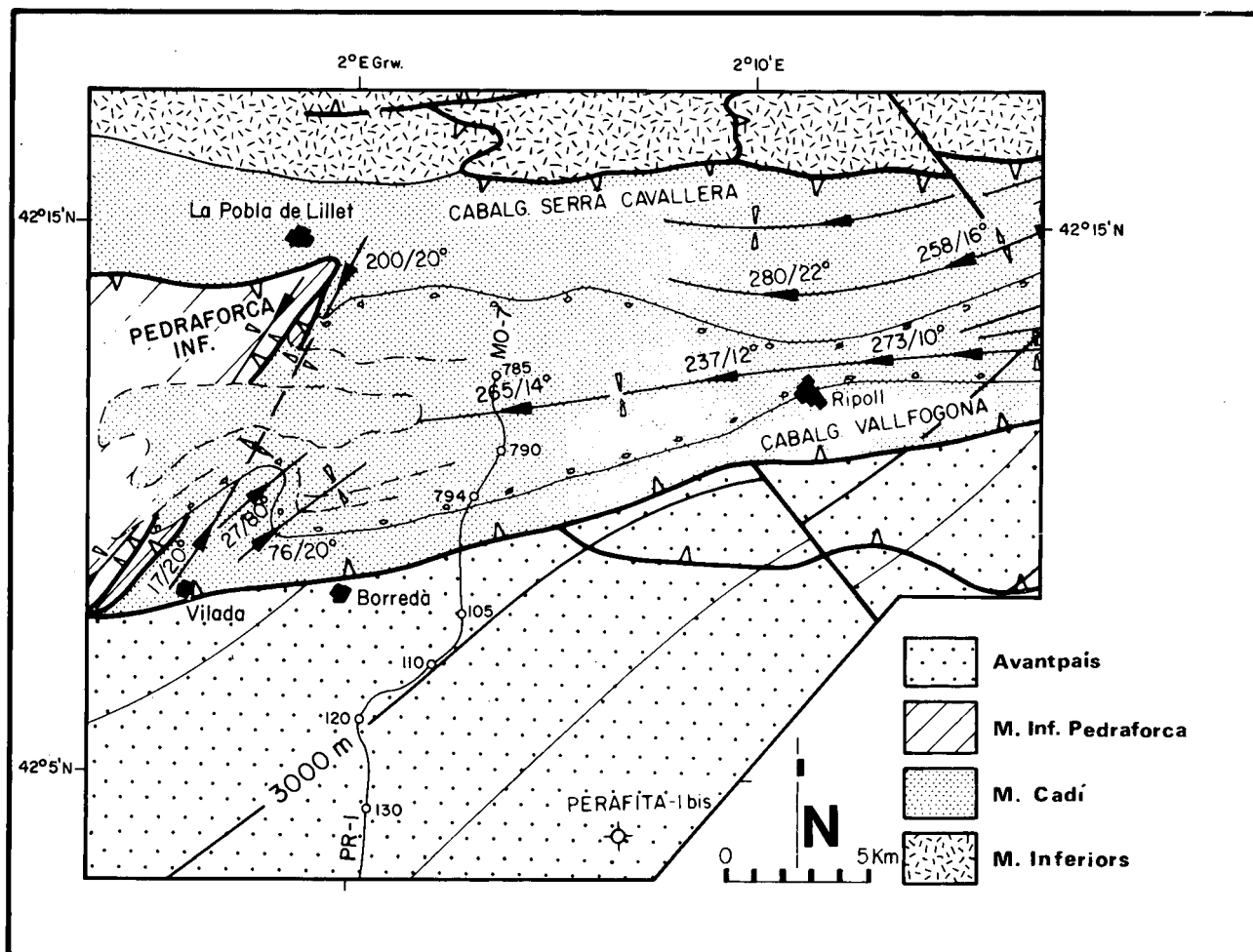


Figura 3.- Situació del perfil sísmic MO-7 i PR-1 en el mapa d'isobates del basament. El perfil amb una direcció aproximada N-S comença en el sinclinal de Ripoll (mantell del Cadí) al N i acaba a l'avantpaís a l'alçada del sondeig de Perafita.

Figure 3.- Detail of the isobath map of the basement with location of the seismic lines MO-7 and PR-1. This cross section with N-S direction runs from the Ripoll syncline (Cadí thrust sheet) to the foreland (Perafita borehole).

una sèrie estratigràfica comparable a la que aflora als Banys d'Arles (Amélie les Bains) a França.

Aquesta divisió en mantells superiors i mantells inferiors ve determinada per: a) un canvi en les sèries estratigràfiques, ja que mentre en els mantells superiors el Cretaci que aflora comprèn el Cretaci inferior i el superior fins al Santonià, en els mantells inferiors aflora solament el Cretaci superior discordant a partir del Santonià i b) la disposició estructural i la relació d'edats d'emplaçament entre els dos mantells del Pedraforca. A l'Empordà aquestes relacions no són tan clares i estan menys estudiades.

MANTELLS INFERIORS

Mantell del Cadí

La sèrie eocena del mantell del Cadí ha estat dividida recentment en seqüències deposicionals per Puigdefàbregas *et al.* (1986). De base a sostre són: seqüència del Cadí (calcàries de plataforma i margues d'offshore), seqüència de Coronas (deltaic), seqüència d'Armànies (talús), seqüència de Campdevàrol (turbidites), seqüència de Beuda (evaporites) i seqüències de Bellmunt i de Milany (transició i fluvials).

El límit nord del mantell del Cadí és l'encavalcament de Serra Cavallera (Muñoz, 1985). Aquest, amb un cabussament cap al sud representa l'encavalcament superior (*roof thrust*) de l'apilament antiformal del Freser. L'encavalcament de Vallfogona representa el límit meridional dels mantells del Pirineu oriental. Aquest té una direcció general E - W, la qual s'inflexiona suaument a les proximitats dels mantells superiors (mantells del Pedraforca a l'W i mantells de l'Empordà a l'E). En aquesta zona oriental, l'encavalcament de Vallfogona és ben visible fins aproximadament a la transversal de Banyoles (fig. 2). Més a l'E d'aquest punt no aflora degut al recobriment miocè i pliocè. Tampoc es coneix, a l'aflorament, la relació entre l'encavalcament de Vallfogona i l'encavalcament inferior dels mantells de l'Empordà, encara que aquests podrien coincidir en un sol pla tal com passa a la terminació oriental del mantell inferior del Pedraforca (Martínez *et al.*, 1988). L'estructura interna del mantell del Cadí en la seva part meridional consisteix principalment en un sinclinal, anomenat de Ripoll, de direcció E - W amb vergència al sud.

Mantells de la Garrotxa

A la Garrotxa (N. de Banyoles) (fig. 2) aflora una extensa unitat constituïda per basament (Paleozoic inferior i granit), Garumnià i les seqüències deposicionals del Cadí (plataforma carbonàtica), de Coronas (deltaic), d'Armàncies (Fm. de la Peña, Estevez, 1973) i evaporites de la Fm. de Beuda. Aquestes unitats tenen una sèrie estratigràfica bàsicament carbonàtica representada per les plataformes de la seqüència del Cadí i de la seqüència d'Armàncies a diferència de les sèries del mantell del Cadí situades més a l'oest on l'equivalent de la Fm. calcària del Cadí (Mey *et al.*, 1968) és la Fm. de Sagnari amb margues *d'offshore* i on l'equivalent de la Fm. de la Peña es la Fm. d'Armàncies amb margues de talús.

L'estructura interna de la unitat de la Garrotxa està formada per una superposició de duplexs. Aquests tenen a grans trets els encavalcaments superior i inferior coincidint amb els límits estratigràfics de les seqüències deposicionals. Els encavalcaments cabussen cap a l'avantpaís i es formen culminacions degut a l'apilament de nombroses làmines encavalcants.

AVANTPAÍS: LA CONCA DE L'EBRE

La sèrie terciària de la conca de l'Ebre comprèn des del Paleocè fins a l'Oligocè. Està estructurada en se-

qüències deposicionals. Les calcàries més inferiors equivalents a les de la Fm. del Cadí són les de la Fm. d'Orpí (Ferrer, 1971). Al damunt, les calcàries de la Fm. de Perafita són equivalents a les de la Fm. de la Peña (Estévez, 1973). Per sobre dels guixos de la Fm. de Beuda continuen les seqüències deposicionals de Bellmunt i de Milany (fluvials i deltaics) i la seqüència de Solsona (fluvial) amb les evaporites de la Fm. de Cardona (Busquets *et al.*, 1985) al capdamunt.

PERFIL SÍSMIC

El perfil sísmic MO-7 i PR-1 se situa a 12 km a l'W de Ripoll amb una direcció aproximada N-S (fig. 3). El perfil sísmic va des del flanc N del sinclinal de Ripoll, travessant l'encavalcament de Vallfogona cap al sud, aproximadament fins a l'alçada del sondatge de Perafita. Les calcàries de la sèrie eocena autòctona de les Fm. d'Orpí i de Perafita donen dos bons reflectors amb una gran continuïtat, tant a l'avantpaís com a sota del mantell del Cadí (fig. 4).

L'encavalcament de Vallfogona, no visible en el perfil sísmic, es dedueix pel canvi d'estructura que dibuixen els reflectors a ambdós costats de l'encavalcament. Al nord s'observa el sinclinal de Ripoll, principalment assenyalat pel nivell de guixos de Beuda, i al sud es veuen reflectors que cabussen al S en les proximitats de l'encavalcament de Vallfogona i passen a ser subhoritzontals cap a l'avantpaís. La situació de l'encavalcament de Vallfogona, en part per sobre els guixos de la Fm. de Beuda es pot deduir per la gran acumulació d'aquests al front de l'encavalcament com es veu al sondeig de Ridaura (vegeu localització a la fig. 2). La continuació de l'encavalcament basal de Vallfogona dins de l'avantpaís es dedueix pels plecs i encavalcaments observats en els materials de l'Eocè superior de l'avantpaís (Muñoz, 1985). S'aprecia molt bé com els reflectors de l'avantpaís es flexionen just al davant de la zona d'emersió de l'encavalcament de Vallfogona.

MAPA D'ISOBATES

Les línies d'isopropunditats de la base de l'Eocè descriuen una forma cóncava vista des del S, essent la màxima profunditat cap al NW i en menor importància cap al NE de l'àrea considerada (fig. 2).

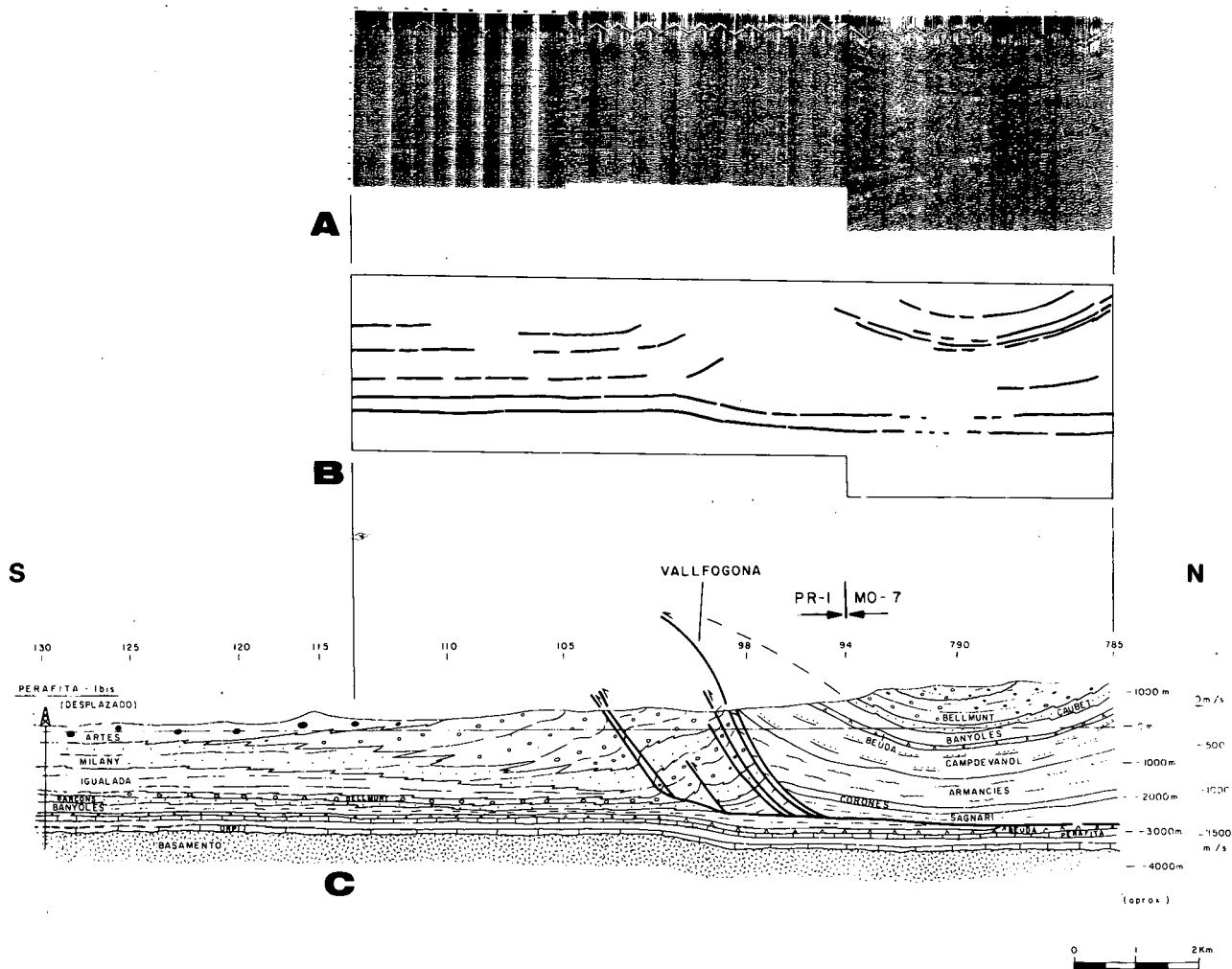


Figura 4.- A) Perfil sísmic MO-7 i PR-1 realitzat per FINA IBERICA l'any 1972; B) Traça dels principals reflectors observats. A l'autòcton, els reflectors corresponen a les calcàries de la Fm. d'Orpí i de Perafita i als guixos de Beuda. Aquests reflectors tenen una bona continuïtat tant a l'avantpaís com sota el mantell del Cadí i sofreixen una flexió per davant de la zona d'emersió de l'encavalcament de Vallfogona. L'estructura del sinclinal de Ripoll és clarament visible. C) Interpretació del tall de sísmica amb la projecció del sondeig de Perafita desplaçat paral·lelament a les línies d'isobates.

Figure 4.- A) Reflection profiles MO-7 and PR-1 (FINA IBERICA, 1972). B) Line drawing of seismic data. In the autochthonous, the two main reflectors are the Orpí Fm., Perafita Fm. and Beuda Fm. (carbonates and gypsum). These reflectors are continuous in the foreland and under the Cadí thrust sheet but they have an important flexure in front of the emersion zone of Vallfogona thrust. C) Simplified tectonic cross section based on seismic data, surface geology and Perafita borehole data.

Aquestes zones de màximes profunditats del basament coincideixen en superfície i a grans trets amb la posició actual dels Mantells superiors. Al NW hi trobem els mantells del Pedraforca i al NE els de l'Empordà. La línia d'unió dels límits meridionals d'aquests Mantells superiors també té forma còncava vista des del S. La forma geomètrica actual d'aquest límit no és producte d'una erosió sinó que correspon

els límits cartogràfics frontals i oblics són paral·lels a estructures frontals i obliques tant en el bloc superior (*hanging wall*) com en el bloc inferior (*foot wall*). D'altra banda, algunes d'aquestes estructures estan fossilitzades per materials sinorogènics com a la zona de rampes obliques de direcció SW-NE de la terminació aproximadament a la forma dels mantells superiors un cop emplaçats, com sembla confirmar-ho el fet que

oriental del mantell inferior del Pedraforca (Martínez *et al.*, 1988). La terminació occidental dels mantells de l'Empordà de direcció SSE-NNW és probablement similar a la terminació oriental del mantell inferior del Pedraforca. La zona menys profunda del basament coincideix amb la situació de la unitat de La Garrotxa. Aquesta zona presenta una gran culminació que produeix un canvi de direcció del cabussament de les estructures del vessant meridional del Pirineu oriental (mantell del Cadí i mantells de la Garrotxa). A l'W de la transversal de Banyoles (fig. 2) tant els eixos de plects com les lineacions d'intersecció produïdes per una esquistositat de pressió i dissolució associada als estadis inicials dels encavalcaments (Muñoz, 1985) s'inclinen cap a l'W. A l'E de Banyoles totes les estructures cabussen a l'E. A la zona de La Garrotxa trobem a més canvis d'inclinació locals deguts a les petites culminacions existents.

Aquesta zona de culminació està afectada per grans fractures d'orientació NNW-SSE que tallen materials progressivament més moderns de l'oest cap a l'est des de Ridaura (falla d'Amer) cap a la mar Mediterrània (fig. 2). Els materials més moderns afectats per la falla d'Amer són els de la Fm. de Tossa (Ferrer, 1971), en el autòcton, d'edat eocena superior. En el sector septentrional, la falla d'Amer pràcticament no talla el mantell del Cadí. La falla de Castellfollit-Oix talla clarament l'autòcton i el mantell del Cadí i mostra un sistema de falles associades a la zona d'Oix. La falla d'Albanyà limita amb els mantells de la Garrotxa i marca un canvi paleogeogràfic important durant l'Eocè inferior i mitjà. La falla de Figueres talla materials del Miocè.

Els talls esquemàtics de la fig. 5 són aproximadament perpendiculars al pendent màxim del basament i per tant tenen una direcció N-S en el sector oriental, i NW-SE en el sector central i occidental. El pendent del basament observat en els talls no és uniforme. Presenta una inclinació de 5-6 graus en la part més meridional, fora de la influència directa dels mantells. Aquesta inclinació augmenta a 9-11 graus sota de la zona emergent de l'encavalcament de Vallfogona i torna a fer-se menys inclinada en la zona de replà (*flat*) de l'encavalcament, on assoleix valors de 4-7 graus. En el tall A, no tenim representada la primera zona poc inclinada meridional, donada la proximitat entre els afloraments al·lòctons i el basament autòcton.

El límit N del mantell del Cadí és l'encavalcament de Serra Cavallera (Muñoz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986) únicament visible, en el camp, en el tall C. En els altres talls aquest límit s'ha suposat.

RELACIÓ ENTRE ELS ENCAVALCaments I LA MORFOLOGIA DEL BASAMENT

L'evolució de la morfologia del basament autòcton en el Pirineu oriental està relacionada amb la formació de les diferents conques sedimentàries i amb el posterior desplaçament d'aquestes cap al S per mitjà d'un sistema d'encavalcaments.

L'encavalcament inferior dels mantells superiors del Pedraforca i de l'Empordà podria correspondre a una antiga fractura sinsedimentària tal com sembla demostrar-ho l'augment bruscat de la potència del Cretaci inferior cap al N a partir de l'encavalcament (Vergés y Martínez, 1988). Més a l'oest, l'estudi de les fàcies sedimentàries també sembla confirmar-ho (Simó & Puigdefàbregas, 1985). La traça de l'encavalcament inferior del mantell superior de l'Empordà està molt desplaçada cap al S, segurament degut a posteriors desplaçaments en aquesta direcció per encavalcaments més inferiors i moderns. Els materials aflorants en els mantells més superiors són més proximals i menys potents a mida que anem cap a l'W durant el Cretaci inferior.

A partir del Santonià comença a individualitzar-se una nova conca formada al davant dels mantells superiors del Pedraforca i de l'Empordà. Aquesta conca està representada en els mantells inferiors del Pedraforca i de l'Empordà amb un Cretaci superior des del Santonià fins al Garumnià i l'Eocè inferior. La potència dels sediments i les fàcies més detríctiques a l'E també indiquen una subsidència més forta a l'W. L'emplaçament del mantell superior del Pedraforca a sobre de l'inferior, del superior de l'Empordà a sobre l'inferior i l'emplaçament de tot el conjunt de mantells superiors sobre el mantell del Cadí amb un front meridional cóncav cap al S inicià o bé accentuà la flexió del basament (continuació cap al N de l'actual culminació) degut a les càrregues addicionals que representaven els mantells i els seus productes d'erosió. Aquesta càrrega va ser més gran al NW que al NE.

La conca sedimentària d'avantpaís de l'Eocè inferior i mitjà formada al davant d'aquests últims mantells és la representada en el mantell del Cadí. Els estudis sedimentològics indiquen una subsidència clara cap a l'W determinada per les fàcies, potències i paleocorrents que s'observen a les Fm. d'Armàncies, de Campdevànol i de Bellmunt. Les paleocorrents tenen una direcció ENE-WSW aproximadament paral·lela a l'eix màxim de la conca.

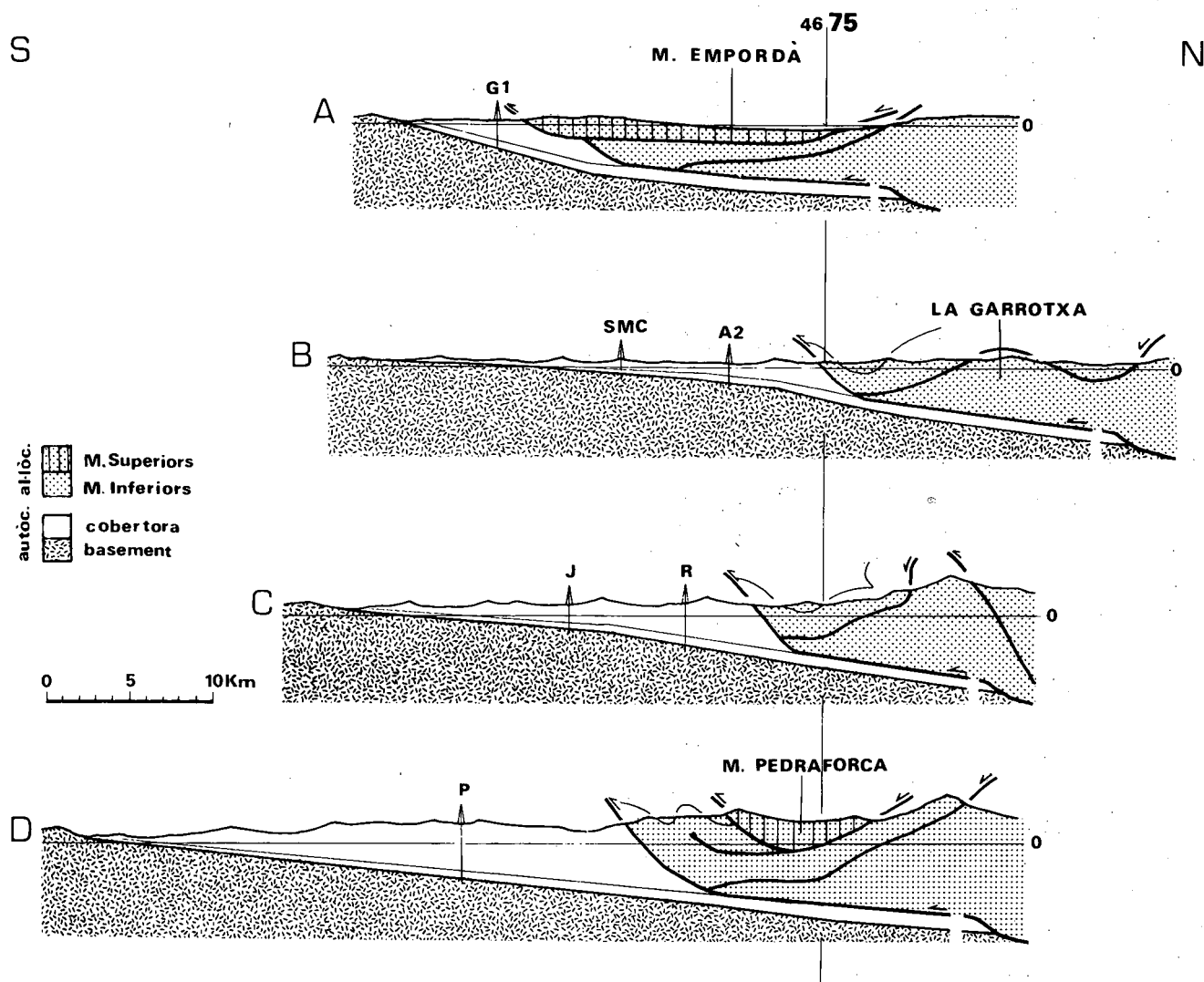


Figura 5.- Talls geològics esquemàtics perpendiculars a l'estructura del basament que en mostren la inclinació. El més oriental és aproximadament N-S i els altres varien entre NNW-SSE i NW-SE. La inclinació del basament cap al N està lligada a les zones de rampes i replans de l'encavalcament de Vallfogona (disposició dels mantells). S'observa que a l'avantpaís hi ha un pendent uniforme de 4-7 graus que passa a 9-11 graus a la zona d'emersió del sistema d'encavalcaments de Vallfogona i que torna a suavitzar-se per sota dels mantells. El límit N del mantell del Cadí s'ha suposat en els talls A, B i D ja que no s'ha vist en el camp.

Figure 5.- Simplified cross section showing the dip of the basement structure. The easternmost cross section has a N-S direction and the others have a direction between NNW-SSE and NW-SE. See fig. 2 for location.

DISCUSSIÓ

Les línies d'isobates de la base del Terciari autòcton del Pirineu oriental descriuen una forma còncava al S essent les màximes profunditats cap al NW i cap al NE coincidint amb la posició actual dels Mantells superiors. Aquestes línies d'isopropfunditats tenen to-

tal continuïtat a través de l'anomenada Falla del Segre (Garrido, 1973) o Falla de Catalunya (Souquet *et al.*, 1977) (fig. 6) invalidant les interpretacions que l'associen a una fractura profunda. El mapa d'isobates de la fig. 6 i les dades de camp fan pensar en una possible zona de rampes laterals per a la terminació oriental de la unitat sudpirinenca central (alineació del Segre) com suggereixen Simó i Puigdefàbregas (1985) i Càmera i Klimowitz (1985).

És probable però, que pogués ser una línia paleogeogràfica durant el Mesozoic, ja que per sondatges s'han descobert conques amb Triàsic, Juràssic i Cretaci. El mapa d'isopaques del Mesozoic de l'avantpaís (fig. 7) mostra una d'aquestes conques molt restringida amb el límit oriental coincidint aproximadament amb l'actual alineació del Segre. A la transversal de Banyoles hi ha la zona més culminant del vessant S del Pirineu oriental amb canvi d'inclinació de les estructures en direcció E-W a banda i banda de la culminació. Aquesta zona coincideix amb l'aflorament dels mantells de la Garrotxa. El mantell del Cadí i els mantells de la Garrotxa estan plegats en aquesta zona i possiblement aquest fet indiqui l'existència d'altres mantells no aflorants situats inferiorment i emplaçats més modernament. La zona de culminació està trençada com a conseqüència del colpsament de l'estruc-

tura per fractures de direcció NNW-SSE. Aquestes tenen una llarga història ja que comencen a funcionar a l'Eocè mitjà, abans de l'emplaçament del mantell del Cadí i estan relacionades finalment amb la formació de la fossa de l'Empordà i per tant lligades a l'obertura del Rift europeu (Julivert *et al.*, 1974) amb una edad del Miocè-Pliocè. Algunes d'aquestes falles són actives actualment com ho demostra la seva activitat sísmica.

Sembla haver-hi continuïtat en el temps en la relació entre els mantells de corriment i l'evolució de la morfologia del basament des del Cretaci superior fins a l'actualitat, encara que és probable que ja durant el Cretaci inferior una incipient zona culminant controlés la sedimentació. La topografia subterrània actual és deguda a l'emplaçament de tot el conjunt de man-

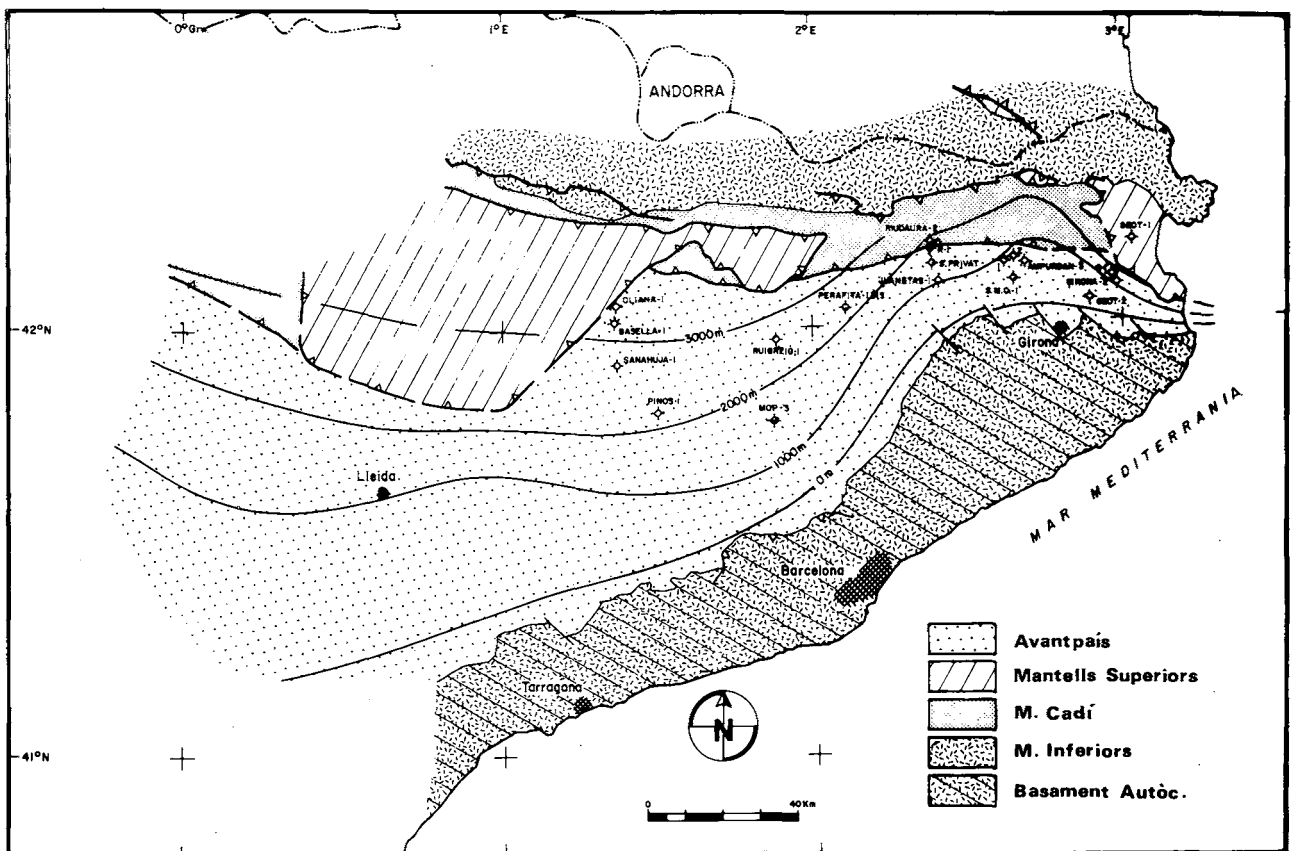


Figura 6.- Mapa d'isobates de la base de l'Eocè. La continuïtat de les línies per sota de la unitat sudpirinenca central invalida les interpretacions que associen l'anomenada falla del Segre a una fractura profunda.

Figure 6.- Isobath map of the base of the Tertiary. The continuity of lines under the South central unit indicates no existence of the Segre deep fault.

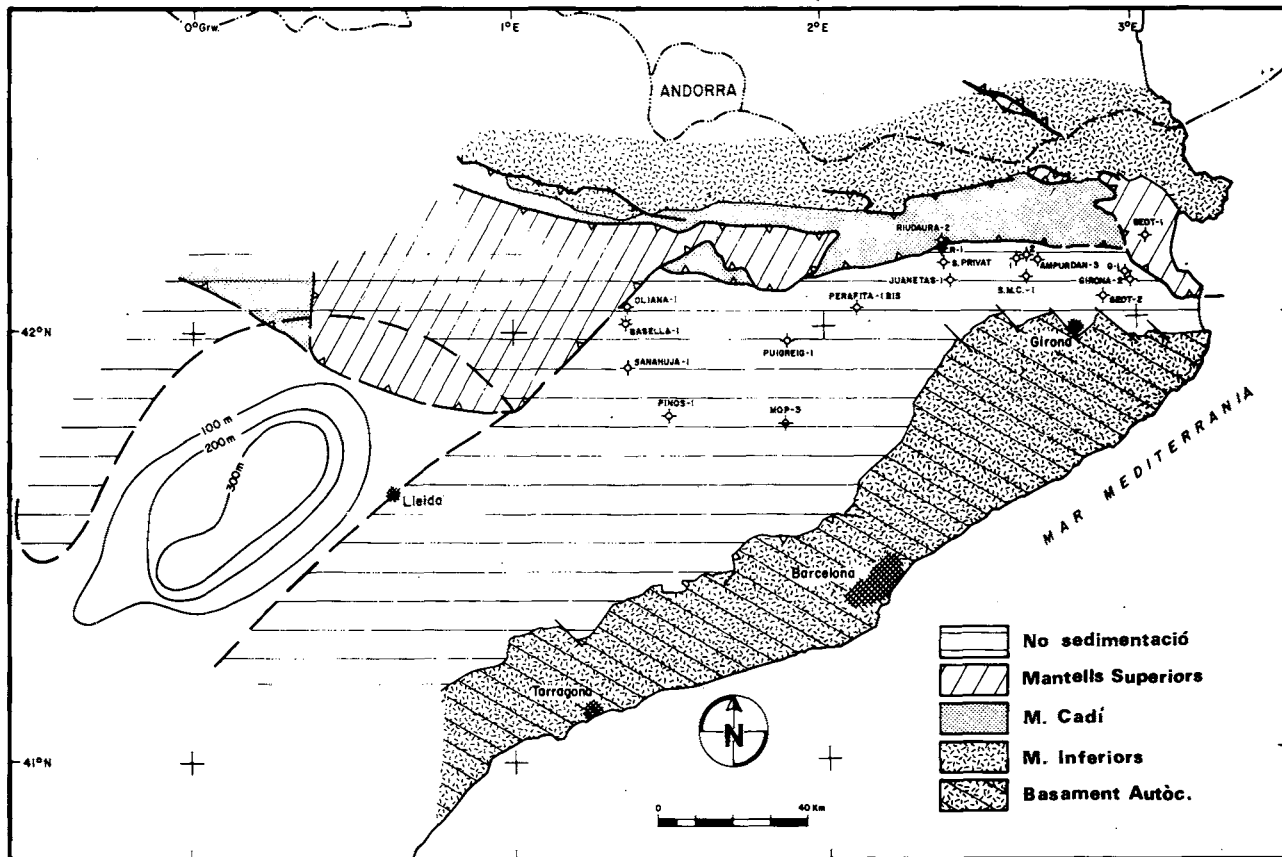


Figura 7.- Mapa d'isopaques del Juràssic i Cretaci sota la conca de l'Ebre. El límit oriental de la conca coincideix aproximadament amb la continuació cap al S de l'alineació del Segre, fet que indica que aquesta alineació hauria tingut un paper paleogeogràfic durant el Mesozoic.

Figure 7.- Jurassic and Cretaceous insopack map under the Ebro basin. The eastern boundary of the basin runs parallel to the Segre lineation.

tells, tant dels que veiem en superfície com dels que no afloren.

La inclinació constant cap a l'W tant del basament (4.500 m de profunditat als voltants del riu Segre) com del mantell del Cadí indiquen que un bon punt on poden aflorar els mantells més inferiors és a la zona de culminació de La Garrotxa.

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A y RÍOS, J.M. 1943: Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. *Boletín I.G.M.E.*, 56; 391-451.
- ASHAUER, H. 1943: La terminación oriental de los Pirineos. Traducc. española por J. M. RÍOS en: *Publ. Alem. Geol. Esp.*, 2; 236-336.

BILOTTE, M., PEYBERNÈS, B. et SOUQUET, P. 1979: Les Pyrénées Catalanes dans la région de l'Empordà. Relations entre zones isopiques crétacées et unités structurales. *Acta Geològica Hispànica*. Homenatge a Lluís Solé Sabarís, t. 14; 280-288.

BUSQUETS, Pere 1981: *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirinenc entre els rius Llobregat i Ter*. Tesi doctoral. Univ. de Barcelona.

BUSQUETS, P., ORTÍ, F., PUEYO, J. J., RIBA, O., ROSELL, J., SÁEZ, A., 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).

CASTERAS, M. et AURIOL, L. 1958: Les témoins de la couverture posthercynienne de la zone axiale à l'Est et Sud-Est du Canigou. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 6ème sér. (8); 871-880.

- DALONI, M. 1930: Étude géologique des Pyrénées Catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, t XXVI; 373 p.
- ESTÉVEZ, A. 1968: Estratigrafía y paleogeografía de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geológica Hispánica*, 3; 93-96.
- ESTÉVEZ, A. 1973: *La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del río Fluvià*. Publi. Univ. de Granada.
- FERRER, J. 1971: Le Paléocène et l'Eocène des Cordillères Cotières de la Catalogne (Espagne). *Mém. Suiss. Paleont.*, 90; 1-70.
- FONTBOTÉ, J.M. 1962: Informe interno BERGA PERMITS. Unión Explosivos Río Tinto, (Inédito).
- GARRIDO-MEGÍAS, A. 1973: *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Fac. Ciencias. Granada.
- GICH, M. 1969: Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispánica*, 4 (1); 5-8.
- GICH, M. 1972: *Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona.
- GICH, M., ROSELL, J., REGUANT, S. y CLAVELL, E. 1967: Estratigrafía del Paleógeno en la zona de tránsito entre la Cordillera Prelitoral Catalana y el Prepirineo. *Acta Geol. Hispánica*, 3; 13-18.
- GUERIN-DESJARDINS, B. & LATREILLE, M. 1962: Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat (prov. de Lérida). *Bol. Geol. Min.*, 73; 329-371.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. 1974: Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Instituto Geológico y Minero de España.
- KROMM, F. 1966: La sedimentation eocène entre la zone pre-pyrénéenne et la cordillère prelitorale catalane (prov. de Gerone et de Barcelone, Espagne). *Actes Soc. Linn.*, 103, ser. B(1); 1-3.
- KROMM, F. 1967: Caractères géologiques principaux de la région d'Olot-Besalú (prov. de Gerone, Espagne). *Actes Soc. Linn.*, 104, ser. B(17); 4-18.
- LLOMPART, C. y PALLÍ, L. 1984: Serie estratigráfica de Liásico de la provincia de Girona. *Acta Geol. Hispánica*, 19(3); 167-170.
- 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. Hispánica*, 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.
- 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., MARTÍNEZ, A. & VERGES, J. 1986: Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8(3/4); 399-405.
- PALLÍ, L. 1972: *Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes*. Publ. de Geología, 1. Univ. Autón. de Barcelona.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. & SOLER, M. 1980: Cardona Permits. The Eocene. Informe interno de Unión Explosivos Río Tinto (Inédito).
- PUIGDEFÀBREGAS, 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.
- ROSELL, J. et ROBLES, S. 1975: Le Paleogène marin de la Catalogne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7)XVII, 2; 195-198.
- ROSELL, J. y GICH, M. 1971: Nota preliminar sobre las turbiditas eocenas de los alrededores de Ripoll (prov. de Gerona). *Acta Geol. Hispánica*, 6(2); 33-35.
- RÍOS, J.M. 1956: El sistema cretáceo en los Pirineos de España. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LVII; 128 p.
- SAN MIGUEL, M. y SOLÉ SABARÍS, L. 1933: Geología del Masís del Montgrí. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 129-145.
- SANTIESTEBAN, C y TABERNER, C. 1979: Facies y control tectónico de la cuenca eocena subpirenaica catalana. *Acta Geol. Hispánica*, 14: 237-241.
- SEGURET, M. 1972: *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Pub. USTELA, sér. Géol. Struct. n.2, Montpellier.
- SIMÓ, A. & PUIGDEFÀBREGAS, C. 1985: Transition from shelf to basin on an active slope, upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees. Exc. Guide-book 6th European Regional Meeting. Lérida, Spain.; 63-108.
- SOLÉ SABARÍS, L. 1933: La geologia dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 250-257.
- SOLÉ SABARÍS, L., FONTBOTÉ, J.M., MASACHS, V., et VIRGILI, L. 1956: Continuidad de las escamas de corrimiento del Ampurdán entre Figueras y el macizo de Montgrí y edad de su formación. Publ. Univ. de Barcelona. Tomo homenaj. póstumo al Dr. F. Pardiño; 14.
- SOUQUET, P., PEYBERNÈS, B., BILOTTE, E.J. et collab. 1977: Nouvelle esquisse structurale des Pyrénées. *Publ. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, sér. Geol.*, 8; 1-16.
- 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. Hispánica*, 23 (2): 95-105.
- VIDAL, L.M. 1886: Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 13; 209-380.

Rebut, gener 1987