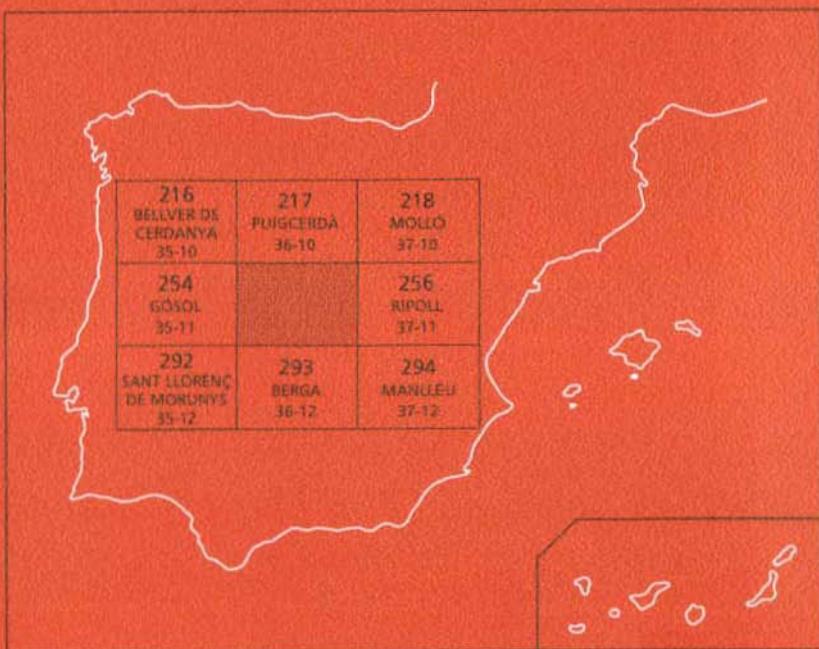




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



LA POBLA DE LILLET

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

LA POBLA DE LILLET

© INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-34707-1994
ISBN: 84-7840-194-6
NIPO: 241-94-008-2

Fotocomposición: GEOTEM, S.L.
Impresión: Master's Gráfico, S. A.

La presente hoja y memoria han sido realizadas por el Instituto Tecnológico Geominero de España mediante un convenio con el Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya.

La elaboración de la Hoja ha sido ejecutada por el Servei Geològic de Catalunya y en ella ha intervenido el grupo de trabajo formado por:

Cartografía geológica:

J. Vergés (SGC) y A. Martínez-Rius (SGC) en los materiales eocenos.

A. Martínez-Rius (SGC) en el manto del Pedraforca.

F. Domingo (Univ. de Barcelona) y J. A. Muñoz (SGC) en los materiales paleozoicos.

M. Losantos (SGC) en el Cretácico y Garumniense del manto del Cadí.

J. Gisbert (Univ. de Zaragoza) en los materiales del Carbonífero y Pérmico.

J. Fleta (SGC) en el Cuaternario y la Geomorfología.

Memoria: J. Vergés (SGC), A. Martínez-Rius (SGC), J. Fleta (SGC), J. Pujadas (SGC), J. Tosquella (Univ. de Barcelona), J. M. Samsó (Univ. de Barcelona), J. Sanz (Univ. de Barcelona), M. Barberà (SGC), X. Berástegui (SGC).

Paleontología (estudio de muestras):

E. Caus (Univ. Autònoma de Barcelona) en micropaleontología.

E. Vicens (Univ. Autònoma de Barcelona) en los Hippurites.

Con la colaboración de: J. Cuellos (Carbones de Berga S.A.); C. Puigdefàbregas (SGC) y P. Busquets (Univ. de Barcelona).

Coordinación del equipo de trabajo: J. Vergés (SGC).

Jefe de Proyecto: J. A. Muñoz de la Fuente (SGC).

Dirección del Proyecto y Supervisión: A. Barnolas (ITGE).

ÍNDICE

0. INTRODUCCIÓN	5
0.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS PIRINEOS	5
0.2. HISTORIA DEL CONOCIMIENTO DEL PIRINEO MERIDIONAL ORIENTAL	6
0.3. INTRODUCCIÓN A LA HOJA DE LA POBLA DE LILLET	6
1. ESTRATIGRAFÍA	9
1.1. PALEOZOICO	9
1.1.1. Cambro-Ordovícico	9
1.1.2. Ordovícico superior	9
1.1.3. Silúrico-Lochkoviense	10
1.1.4. Devónico-Carbonífero inferior carbonático	11
1.1.5. Carbonífero en facies CULM	15
1.1.6. Estefano-Pérmino	16
1.2. MESOZOICO	18
1.2.1. Triásico	18
1.2.2. Jurásico	20
1.2.3. Cretácico superior	21
1.2.4. Cretácico superior-Paleoceno	29
1.3. EOCENO	31
1.3.1. Fm. del Cadí	31
1.3.2. Fm. de Sagnari	32
1.3.3. Fm. de Corones	33
1.3.4. Formación de Armàncies	34
1.3.5. Fms. de Campdevànol y Vallfogona	36
1.3.6. Fm. de Coubet-Cal Bernat	39
1.3.7. Fm. del Bellmunt	40
1.3.8. Unidades de conglomerados adosados a la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca	42
1.3.9. Interpretación ambiental y análisis secuencial de los materiales eógenos del Pirineo oriental	44
1.4. NEÓGENO	47
1.4.1. Cuaternario	47
1.4.2. Depósitos aluviales	48
1.4.3. Depósitos fluvio-torrenciales	49
1.4.4. Depósitos coluviales	50
1.4.5. Depósitos morrénicos	51
1.4.5.1. Glaciares rocosos	51
1.4.5.2. Morrenas de nevero	52
1.4.6. Explotaciones antrópicas	52
2 TECTÓNICA	53
2.1. TECTÓNICA HERCINIANA	53
2.1.1. Estructura del Paleozoico	53
2.1.2. Corte compensado	55
2.1.3. Edad de los sistemas de cabalgamientos	55

2.2. TECTÓNICA DE COMPRESIÓN EOCENA.....	55
2.2.1. Estructura del sectors occidental.....	55
2.2.2. Manto del Cadí	58
2.2.3. Manto inferior del Pedraforca.....	60
3. GEOMORFOLOGÍA	71
3.1. FORMAS Y ANÁLISIS DE LAS FORMAS.....	71
3.2. FORMAS Y DEPÓSITOS.....	72
3.3. CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS DE MODELADO. GÉNESIS Y EDAD.....	73
3.4. PROCESOS ACTIVOS Y SUBACTUALES QUE TIENEN UNA INCIDENCIA CON EL MEDIO NATURAL Y DE LAS ACTIVIDADES DEL HOMBRE	73
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	75
6.1. MINERÍA Y CANTERAS	75
6.1.1. Minería	75
6.1.2. Canteras	77
6.2. HIDROGEOLOGÍA	77
7. BIBLIOGRAFÍA.....	79

0. INTRODUCCIÓN

0.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS PIRINEOS

Esta introducción sobre los Pirineos pretende dar una idea aproximada, y muy resumida, del contexto regional en que se encuadran tanto los materiales como las estructuras que se describirán en la presente memoria.

Los Pirineos, desde el punto de vista geográfico, constituyen una cadena de montañas de dirección general E-W, limitadas por la depresión del Ebro al sur y la depresión de Aquitania al norte, con una longitud de 425 km, igual a la del istmo que separa la Península Ibérica del resto de Europa.

En sentido geológico, la cadena alpina de los Pirineos tiene una longitud superior a los 1.100 km y está constituida por un conjunto de unidades estructurales (Muñoz *et al.* 1983; fig. 1). La parte meridional de los Pirineos está separada, de oeste a este, en tres grandes regiones geológicas. El Pirineo occidental (Vasco-Cantábrico), el Pirineo central (desde la falla de Pamplona hasta la transversal del río Segre) y el Pirineo oriental hasta el Mediterráneo.

La cadena de colisión de los Pirineos está dominada por los procesos de tectónica pelicular, constituido por un sistema de cabalgamientos que limitan mantos de corrimiento. En la parte central y oriental, estos mantos se dividen en mantos superiores -constituidos mayoritariamente por materiales mesozoicos- y mantos inferiores -formados por rocas

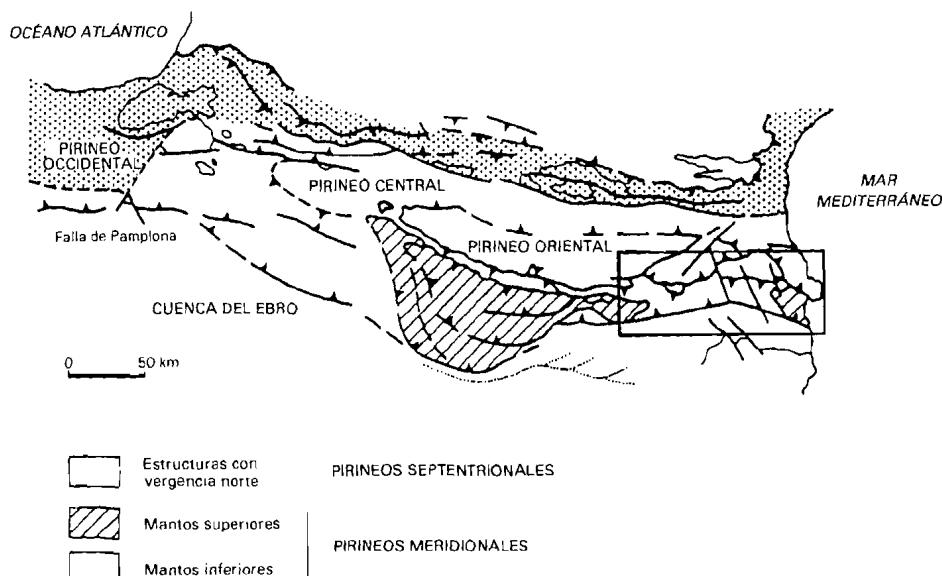


Fig. 1 - Mapa estructural esquemático con las grandes unidades tectónicas del Pirineo Muñoz, *et al.* 1983.

paleozoicas y sedimentos terciarios- (Muñoz *et al.*, 1983; Muñoz *et al.* 1986; fig. 1). La evolución del sistema de cabalgamientos condicionó la formación de las cuencas de antepaís, en parte involucradas en el sistema de cabalgamientos (Vergés y Martínez, 1988).

0.2. HISTORIA DEL CONOCIMIENTO DEL PIRINEO MERIDIONAL ORIENTAL

Las descripciones más antiguas de las unidades alóctonas de la vertiente meridional del Pirineo oriental se refieren, por orden cronológico, a los mantos del Montgrí (San Miguel de la Cámara y Solé Sabarís, 1933) y de Fíguera (Solé Sabarís, 1933). Posteriormente se describieron las unidades de Bac Grillera y Biure (Ashauer, 1943) La unidad del Pedraforca fue descrita desde el punto de vista autóctono por Guerin-Desjardins y Latreille (1962), siendo interpretada desde el punto de vista alóctono por Séguert (1972).

La estructura del Pirineo meridional oriental, aparte de las unidades con materiales mesozoicos citados, ha sido durante muchos años considerada como totalmente autóctona, deformada sólo por un conjunto de pliegues y cabalgamientos de poca importancia. Ashauer (1943) describió el cabalgamiento de Vallfogona como una pequeña falla inversa, siendo cartografiada posteriormente (Ríos *et al.*, 1943). Fontboté (1962) sugirió la existencia de un nivel de despegue bajo el anticlinal de Bellmunt, en el antepaís.

La importancia del cabalgamiento de Vallfogona fue puesta de manifiesto a partir de los trabajos de investigación petrolera (perfils sísmicos MO-7 y PR-1 realizados por FINA IBERICA en 1972), publicados en Clavell *et al.* (1988). Fruto de estos trabajos fue la definición del manto del Cadí, limitado inferiormente por el cabalgamiento de Vallfogona, en un informe interno (Puigdefàbregas y Soler 1980). En la década de los 80 aparecieron diversos trabajos sobre la tectónica y la sedimentación en el manto del Cadí (Muñoz *et al.*, 1983; Muñoz *et al.*, 1986; Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Vergés y Martínez 1988; Pujadas *et al.*, 1989). Los datos aportados con la realización del sondeo del Serrat-1 (Union Texas España Inc. 1988) situado en el flanco norte del sinclinal de Ripoll en el manto del Cadí, condicionó una nueva interpretación de las unidades del Pirineo meridional oriental y de sus límites (Martínez *et al.*, 1989).

0.3. INTRODUCCIÓN A LA HOJA DE LA POBLA DE LILLET

La Hoja de la Pobla de Lillet está constituida por una gran variedad de rocas de diferentes edades distribuidas en diferentes unidades estructurales que ocupan grandes bandas de terreno en sentido E-W menos el manto del Pedraforca que ocupa la parte occidental de la Hoja. Las grandes unidades tectónicas consisten en el apilamiento antiformal de unidades con rocas del zócalo paleozoico al norte, el manto del Cadí constituido por rocas del basamento y materiales de la cobertura en la parte meridional de la Hoja y el manto del Pedraforca constituido únicamente por rocas de la cobertura mesozoica y paleógena. La distribución de las trazas de los cabalgamientos con una dirección NNE-SSW corresponde a la terminación oriental de dicho manto.

La cartografía geológica de los materiales paleozoicos, mesozoicos y paleógenos de la Hoja se ha realizado con un criterio litológico, utilizando las formaciones ya definidas an-

teriormente o bien cuando era necesario un mayor detalle, definiendo nuevas unidades, siempre desde el punto de vista litológico. En la memoria además de la descripción de las formaciones utilizadas en la cartografía se ha realizado un ensayo de separación de los materiales paleógenos en secuencias deposicionales.

El estudio estructural de las unidades tectónicas con materiales paleozoicos se ha realizado conjuntamente con el estudio de los materiales paleógenos. Así se han podido separar, en los materiales paleozoicos, las estructuras formadas durante la orogenia hercíniana y las estructuras desarrolladas durante la orogenia alpina.

El estudio de las geometrías sedimentarias, las facies, paleocorrientes y composición ligado al estudio de las relaciones entre la tectónica y la sedimentación ha permitido realizar una datación de las estructuras de la Hoja y así realizar una evolución dinámica tectosedimentaria de la región durante el Paleógeno. Finalmente decir que el ámbito de trabajo ha sido mayor que el ámbito de la presente Hoja, con lo que los problemas planteados durante la realización de la Hoja se han resuelto desde la óptica regional de toda la vertiente meridional del Pirineo oriental.

1. ESTRATIGRAFÍA

1.1. PALEOZOICO

1.1.1. Cambro-Ordovícico (1, 2)

Unidad del Canigó

En los afloramientos situados próximos al cabalgamiento de Ribes-Camprodón y está representado por una rítmica milimétrica a centimétrica, principalmente de niveles de lutitas y de cuarzo (1) (formación de Jujols).

Un nivel característico (2) es el constituido por caliza y, fuera del ámbito de esta Hoja, por conglomerados y gneis granulé (Guitard y Laffitte, 1956). Las calizas tienen una buena continuidad lateral llegando a los 400 m de potencia (Coll de Boixeda).

Unidad de Bruguera

Alternancia milimétrica a centimétrica de pelitas y cuarcitas (1) con intercalaciones de brechas intraformacionales y algún nivel de calizas (2). Esta serie tiene una potencia mínima de 300 m.

Correlación

Las alternancias milimétricas de lutitas y cuarcitas son características de la serie de Jujols (Cavet 1957), con el nivel de calizas que podría ser equivalente del de Coubris (Cavet 1957).

1.1.2. Ordovícico superior (3, 4, 6, 8, 9, 10)

Unidad de Boscarrot (Tosa d'Alp)

En esta unidad aflora la serie más continua de los materiales del Ordovícico superior divididos de muro a techo (Domingo, 1985):

Conglomerados y brechas (3) en discordancia sobre las rítmicas de areniscas y lutitas de la serie de Jujols. Tienen una potencia decamétrica. Son conglomerados de cantos de cuarzo blanco, lutitas, cuarcitas, esquistos y pizarras con un diámetro máximo de 15 cm y bastante angulosos dentro de una matriz de grano fino. Corresponden a los conglomerados de la Fm. de Rabassa descritos por Hartevelt (1970). Este autor considera estos depósitos como mud flows, con una distribución de los canales en sentido N-S (Brouwer, 1968) y una distribución de potencias que sugieren una proveniencia del sur (Schmidt, 1931).

Sobre las brechas y conglomerados afloran areniscas y lutitas (4) con una potencia total de 700 m. Estos materiales están ordenados según secuencias granodecrecientes de orden decimétrico a métrico. Las areniscas tienen composición de grauvaca con un tamaño de grano grueso, incluso conteniendo cantos. Presentan bases erosivas, granoclasicación y laminación cruzada. Los granos son de cuarzo, caolín y clorita. Algunos de los cuarzos indican una proveniencia volcánica retrabajada (tobas volcánicas). Las lutitas presentan

laminación fina y ripples y contienen algún fósil (braquiópodos, tentaculítidos, crinoides y briozoos) y bioturbación. Estos niveles finos pueden llegar a los 100 m de potencia y tienen una clara influencia volcánica (cenizas volcánicas). Este tramo se puede equiparar a la Fm. de Cavà (Harteveld, 1970).

Los sedimentos descritos corresponden a depósitos fluviales (Brouwer, 1968) con gran predominio de rocas tufíticas y piroclásticas derivadas de un volcanismo explosivo, en los alforamientos orientales (Martí y Muñoz, 1984).

La edad de estos materiales deducido de los fósiles aparecidos en los niveles lutíticos corresponde al Caradoc (Schmidt, 1931; Bissevain, 1934; Solé Sabaris y Llopis Lladó, 1946). Harteveld (1970) los atribuye al Caradoc superior.

La parte superior de la serie está constituida por lutitas carbonáticas y calizas (6) y las cuarcitas de la Fm. de Bar (7). Las lutitas de color verde-marrón presentan nódulos carbonáticos. Hacia la parte superior presentan los moldes de gran cantidad de fósiles disueltos dando una apariencia muy típica y denominada «schistes troués» (Cavet, 1957). La fauna está constituida por crinoides, tentaculites y fragmentos de corales y briozoos. La potencia del tramo es de 100 m y constituyen un buen nivel guía. Hacia el oeste equivalen a la Fm. de Estana (Harteveld, 1970). Estos materiales fueron depositados en un ambiente marino somero con influencia detritica (Brouwer, 1968). La datación del tramo es Caradoc superior-Asghiliense inferior (Harteveld, 1970).

En las láminas cabalgantes del apilamiento antiformal del Freser se encuentran niveles vulcanoclásticos (8) y niveles de lutitas carbonáticas (9) que presentan intercalaciones de calizas con fragmentos de crinaideos (10). Los materiales carbonáticos (9) y (10) son equivalentes a la Fm. de Estana.

1.1.3. Silúrico-Lochkoviense (11)

Es difícil establecer la serie estratigráfica completa del Silúrico puesto que constituye un nivel importante de despegue durante la orogenia hercínica como durante la alpina. Las lutitas negras ampelíticas del Silúrico afloran en el límite entre las diferentes unidades estructurales mayores, principalmente en el cabalgamiento de la Molina-Alp. Al este de Camprodón se ha localizado un yacimiento de trilobites con ejemplares de *Dalmatites* y *graptolites aff. Monograptus sedwickii* (zona 21, Llandovery), según W. Hammann (com. personal) en Muñoz (1985).

En la Hoja, los sedimentos pelíticos del Silúrico corresponden a las zonas Wenlockiense-Pridoliense. En la zona del Pla d'Anyella y Coll de les Tortes (unidad del Puig Llançada) se ha obtenido una fauna de conodontos del Pridoliense (*Ozakodina remsciedensis*, *Oulodus elegans*) en unas calizas de 2 m de potencia con ortocerátidos, crinoides y braquiópodos. Sobre estas calizas se disponen calizas oscuras centimétricas con interbancos de pelitas negras que han dado una fauna de conodontos del Lochkoviense (*Ancyrodelloides omus* y *Ozarkodina remsciedensis*).

1.1.4. Devónico-Carbonífero inferior carbonático (12, 13, 14, 15, 16, 17)

En el ámbito de la Hoja se distinguen dos tipos distintos de materiales devónicos: en la base materiales volcánicos y volcanoclásticos (12) e ignimbritas (13) y en la parte superior materiales carbonáticos (14 a17).

Fm. de Rueda (14)

El tramo inferior de la formación presenta alternancias de calizas arcillosas, calizas nodulares (lime mudstone a packstone) alternando con calcopelitas. Se ordenan en ciclos de escala decimétrica a métrica que finalizan en calizas retrabajadas (wacke-packstone) que pueden presentar granoclasificación. En Coma d'Oriola estas calizas tienen corales y briozos. En la serra de Comabella, la Fm. de Rueda presenta un tramo inferior de calizas oscuras ricas en pirita. En la parte oriental de la Hoja, las calizas son más nodulares con menor potencia y presentan menor retrabajamiento y concentración de fauna.

El tramo superior de la formación esta constituido por bancos gruesos de calizas con fauna de tentaculítidos con hardgrounds ocasionales.

La potencia total de la formación varía entre 25 y 40 m. La edad asignada es Praguense debido a la presencia de los conodontos *Icriodus steinachensis*, *Pelekysgnathus serratus* y *Pandorinellina steinhornensis miae*. La fauna obtenida no ha parecido confirmar la laguna estratigráfica propuesta por Boersma (1973). Las facies sedimentarias se han interpretado de plataforma externa o rampa en la zona exterior profunda con concentración de fauna debido a las corrientes y a algunos niveles turbidíticos.

Fm. de Basibé (14)

Se reconocen dos tramos dentro de la Fm. de Basibé: el inferior formado por calizas nodulares (lime mudstone a wackstone) de tentaculítidos, con algún nivel de brechas intraformacionales en la serra de Comabella. Este primer tramo tiene unas características litológicas similares a las calizas de la parte alta de la formación anterior, aunque su contenido en lutitas es muy bajo. Pueden contener corales y cantos intraformacionales en la base.

En las unidades tectónicas occidentales, entre las calizas nodulares se intercalan calizas crinoidales, de algunos centímetros de potencia.

Progresivamente hacia arriba dominan las calizas encriníticas, diferenciándose capas masivas de 20 a 40 cm de potencia y capas compuestas. Estas están formadas por osículos de diferente granulometría, pudiendo presentar granoclasificación y laminación horizontal y cruzada. En la serra de Comabella (unidad de la Tosa d'Alp) es muy característico un nivel con thamnopóridos silicificados retrabajados. Las calizas de color oscuro, ricas en crinoides están intercaladas entre packstone de tentaculites, a menudo muy bioturbados. En las unidades tectónicas orientales, las calizas crinoidales son muy reducidas llegando a desaparecer debido al predominio de las calizas nodulares de tentaculítidos.

Al techo de la formación se sobreponen calizas pelíticas bioturbadas de tentaculites, raros corales y restos de trilobites, que en ciclos decimétricos pasan a calizas crinoidiales. En esta parte superior se encuentra intercalado uno o varios bancos de escala métrica de brechas intraformacionales, con cantos subangulosos dispuestos en un ciclo granodecreciente, conteniendo gran cantidad de corales y crinoideos. Hacia el este pasan a calizas arcillosas nodulares entre calcopelitas muy ricas en tentaculites. En su parte más superior se observa un tramo muy pequeño de caliza lime mudstone con niveles milimétricos con alta concentración de crinoideos.

En la parte suroeste de la Hoja (Roca Sansa) sólo ha sido posible diferenciar las alternancias del tipo Fm. de Rueda. La potencia del conjunto es de 15 a 70 m. La base de la formación tiene una edad Praguiense mientras que el techo contiene faunas de edad Emsiense inferior, Biozona de conodontos de *P. dehiscens*, aunque las calizas pelíticas más superiores son de la zona de *P. gronbergi*.

Los sedimentos de esta formación son de facies plataforma externa, hemipelágicos que pasan a recibir en su parte superior un aporte derivado de bioconstrucciones como flujos en masa y depósitos retrabajados por corrientes. En los depósitos distales sólo está retrabajada la fauna pelágica.

Fm. de Villech (15)

Sobre el tramo superior de calizas arcillosas con brechas de la formación infrayacente se disponen lime mudstone a wackestone de tentaculítidos de colores rojos. Presentan niveles ferruginizados y niveles con fauna concentrada. Alternan con calizas más arcillosas o calcopelitas con menos fauna, que están nodulizadas, sobre todo por la existencia de planos de disolución-precipitación y foliación. Pueden contener cefalópodos, al techo de la formación, algunos corales y briozos.

Se ordenan en ciclos métricos pasando de calcopelitas a calizas finalizando con calizas wacke a packstone, con alguna caliza de crinoideos de poca potencia en la serra de Comabella. En Coma de Oriola, la formación es carbonática con una potencia menor e incluye niveles de debris flow decimétricos con cantos intraformacionales.

En la Roca Sansa, la formación está compuesta por un conjunto de pelitas y calizas muy pelíticas con muy poca potencia. La correlación de esta serie con la del Coll de Pal puede explicar esta reducción de la potencia observada. En el Coll de Pal, las calizas grises oscuras con niveles lutíticos, frimgrounds, bases erosivas, faunas de corales, briozos, tentaculítidos y bioturbación contienen faunas de conodontos de las Biozonas de *P. inversus* y *P. serotinus* del Emsiense superior, equivalentes en edad a la Fm. de Villech.

La base de la formación pertenece al Emsiense inferior por la existencia de *Polygnathus nothoperbonus*, *Pandorinellina s. miae*, *Icriodus sigmoidalis*, e *I. bilatericerescens*. La potencia total de la formación es de 25 a 70 m y corresponde a la profundización del medio sedimentario. Los sedimentos son perioditas con niveles de tipo turbidítico y fueron depositados en un medio hemipelágico en una plataforma externa o talud.

Fm. de Compte (16, 17)

Siguiendo la definición de los autores holandeses, esta formación está dividida en tres miembros: Compte A, Compte B y Compte C.

Mb. de Compte A (16)

Las variaciones de facies en las diferentes unidades tectónicas son más claras que en ningún otro tramo de la serie devónica. En la sección del Coll de Pal, la base está formada por calizas de tentaculites, packstone con disposición tabular que comienzan a intercalar encrinitas con corales bajo el Límite Emsiense-Eifeliense. Por encima, las facies son de calizas encriníticas, más o menos concentradas con niveles de corales y calizas de tentaculites intercaladas.

En la unidad de Roca Sansa, la potencia es mayor y dentro de las calizas crinoidales comienzan a insinuarse ciclos estratocrecientes. Además existen faunas de corales (tabulados, rugosos y heliolítidos) que forman biostromas. A menor escala hemos observado secuencias que se inician con calizas nodulares con tentaculítidos y braquiópodos y siguen como fangos de crinoideos colonizados por corales y niveles retrabajados. Los niveles que contienen abundantes corales se encuentran en la unidad de Coll de Jou, al suroeste de la Hoja.

En la Coma de Oriola, el tramo basal está formado por wackestone a packstone de tentaculítidos que contienen calizas crinoidales de poca continuidad lateral. Estas calizas son más abundantes y presentan corales, en la Biozona de *P. c. patulus* del Emsiense superior. Hacia arriba alternan tramos de calizas nodulares, lime mudstone a wackestone de tentaculítidos, con calizas retrabajadas de crinoideos y algunos corales. En la parte superior hemos observado niveles de brechas intraformacionales y pequeñas bioconstrucciones retrabajadas. La disposición de las laminaciones nos indican un aporte desde el sur. Estos depósitos son interpretados de talud procedentes de zonas con carácter arrecifal.

En la serra de Comabella, la parte inferior del miembro lo forman niveles centimétricos de lime mudstone-wackestone de tentaculítidos, más pelíticos y rojizos en la base, que pasan a niveles más nodulares con alguna intercalación de capas centimétricas de calizas crinoidales. El desarrollo de calizas con encrinitas no aparece hasta el Givetense inferior.

En las unidades orientales de la Hoja, en la zona de Castellar de N'Hug, la base del miembro presenta un paso más gradual desde la Fm. de Villech. Está formada por packstone de tentaculítidos, muy bioturbados con céfaloúpidos y grandes bivalvos.

La edad del miembro va desde la Biozona de *P. c. patulus* con los conodontos *Polygnathus c. patulus*, *P. l. bulyntki*, *P. cooperi* e *Icriodus rectirostratus* del Emsiense superior hasta el Frasniente superior caracterizado por *Ancyrodella curvata*, *Ancyrognathus asymmetricus*, *Palmatolepis subrecta* e *I. alternatus*. La potencia del miembro oscila entre 20 y 160 m. En alguna serie la potencia es superior a los 200 m. Los mayores espesores están

en Coll de Jou, Roca Sansa, donde hemos distinguido facies biostrómicas y arrecifes. En Coma de Oriola y Tosa d'Alp se han diferenciado ciclos de progradación-retrogradación de materiales derivados de las facies anteriores. Estos materiales se disponen sobre carbonatos hemipelágicos y pelágicos en Castellar de N'Hug donde la potencia es menor.

Mb. del Compte B (17)

Son las típicas calizas «griotte» de los autores franceses. En las unidades de Tosa d'Alp, Coma d'Oriola y Roca Sansa, encima del Mb. del Compte A se depositó mediante una discontinuidad un nivel de acumulación de braquiópodos. Los grainstone de braquiópodos tienen hardgrounds y contienen intraclastos con películas de óxidos de hierro y manganeso. Algunas de estas cubiertas tienen asociadas gran cantidad de foraminíferos aglutinados. El espesor varía desde 0.5 m en la unidad de Tosa d'Alp a más de 2 m en la unidad de Roca Sansa. En la unidad de Coll de Jou, este nivel basal queda restringido a niveles granodecrescentes de 1-3 cm, de acumulación de bioclastos.

Por encima se disponen calizas con braquiópodos y cefalópodos. Son wackestone nodulares subdivididos en niveles centimétricos de acumulación de conchas, niveles con menos fauna y niveles bioturbados. Los estratos de acumulación de braquiópodos, con características de tempestitas, disminuyen hacia el techo de la serie.

En el siguiente tramo predominan las calizas de cefalópodos. Son wackestone centimétricos que pasan a lime mudstone laminados y bioturbados, que deben corresponder al Mb. del Compte C.

La edad marcada por la fauna de conodontos es de la Biozona de *P. triangularis*, en el horizonte basal, hasta *P. marginifera* para el techo (Biozonas del Famenniense inferior). En el sector oriental de la Hoja, las calizas del Famenniense basal son difíciles de separar de las calizas superiores del Frasniente. El tránsito al Mb. del Compte C debe realizarse en una alternancia de calizas blancas y rojas con disminución de la cantidad de fauna.

La potencia del miembro es de 12 a 26 m. La base del miembro es una paraconformidad, poco reflejada en los niveles condensados. El depósito se realizó en un medio de inundación de la plataforma carbonática de edad Givetense-Frasniense.

Mb. del Compte C (16)

La potencia del Mb. del Compte C es muy variable, desde los 26 a 85 m, ya que presenta discontinuidades internas y además puede estar erosionada por la Fm. de Bellver. En la zona de Castellar de N'Hug, el tramo inferior está compuesto por calizas moradas nodulosas y calizas grises. En *P. marginifera* superior comienzan a ser sustituidas por calizas de colores más grises con cefalópodos y crinoides. En esta serie se ha detectado una discontinuidad dentro de la Biozona de *S. sandbergi* (Tournaisiense). En la zona del Tosal de Rus, la sedimentación carbonática sigue hasta el Viseense inferior, Biozona de *G. texanus*, con *Gnathodus semiglaber*, *G. pseudosemiglaber* y *Polygnathus bischoffi*.

Hacia el este de la Hoja, sobre las calizas del Tournaisiense se encuentran cherts con fosfatos.

En la unidad de la Tosa d'Alp y Coma d'Oriola sobre las calizas del Famenniense inferior y mediante una discontinuidad se sitúan calizas de la Biozona de *S. anchoralis* (Tournaisiense superior-Viseense inferior). Se trata de wackestone granodecrecientes que pasan a lime mudstone, equivalentes en edad a los cherts superiores.

El segundo nivel de cherts tiene intercaladas una mayor cantidad de calizas hacia el suroeste. Una caliza bioturbada, pelítica y de color gris oscuro con fauna de la Zona de *G. bilineatus* divide los depósitos de cherts. En los niveles superiores dominan las pelitas silíceas con crinoideos. El final de la sedimentación carbonática está representada por los niveles de nódulos centimétricos intercalados en las pelitas. Estos nódulos contienen *G. bilineatus* y *Lochriea commutata*. Así la sedimentación detrítica pudo comenzar en este sector, entre el Viseense medio y el Namuriense inferior.

En la unidad de Coma d'Oriola, la Biozona de *G. bilineatus* está representada por calizas nodulares muy arcillosas, wackestone de crinoideos y cefalópodos. La Biozona *G. nodosus* (Viseense más alto-base del Namuriense) está formada por calizas grises con fauna similar, pero que incluyen packstone granodecrecientes e interbanzos lutíticos.

En la unidad de Coll de Jou, la Fm. de Bellver se encuentra directamente encima de las calizas del Famenniense o Tournaisiense.

1.1.5. Carbonífero en facies CULM

Fm. de Bellver (19, 80)

Dentro de esta formación se incluyen una gran variedad de litofacies, que son englobadas dentro de la típica magnafacies «Culm». En las unidades tectónicas orientales se observa un paso gradual desde la sedimentación carbonática a estos depósitos detríticos. De las lutitas silíceas con nódulos calcáreos pasan a pelitas bioturbadas (*Dycitiodora*, *Nereites*) en las que se intercalan niveles centimétricos de arenas finas o limos con ripples (19). Más arriba son abundantes los bancos métricos de arenas marrones de grano fino a medio, con cantos milimétricos de cuarzo y lutitas, que pueden estar granoclasificados. Algunos de los bancos pueden ser muy ricos en restos vegetales. Por encima se suceden canales de areniscas o conglomerados con cantos de cuarzo y alguno de caliza. En los tramos pelíticos se reconocen secuencias de Bouma.

En la unidad de la Tosa d'Alp, fracturas desarrolladas en las calizas devónicas quedan fosilizadas por la Fm. de Bellver. Esta se encuentra sobre los Mbs. del Compte A y C y fosiliza un paleocarst. Las facies detríticas son de grano fino ricas en restos de *Calamites* y *Lepidodendron*. Estos depósitos recubren una unidad olistostrómica de 20 m de potencia, ordenada según una secuencia granocreciente. Por encima y cortando diferentes litologías se encuentra una unidad de conglomerados (80) de 30-60 m de potencia. Contiene clastos de cuarzo y en menor cantidad lutitas, areniscas, calizas, filitas y gneises. Es un depósito soportado por los clastos y presenta una morfología de canal y estratificación cruzada. En la carretera de Greixer al Coll de Pal, los afloramientos tienen una gran extensión.

En les Comes de Das, sobre las calizas del intervalo Viseense más alto-Namuriense inferior sigue una capa de areniscas, con clastos centrimétricos de calizas en la base. En la unidad Coll de Jou, sobre la caliza del Fameniense se depositaron conglomerados con una secuencia granodecreciente. Más hacia el este, en el Pla d'Anyella, los conglomerados están intercalados entre las calizas y contienen clastos de las mismas.

Bajo el cabalgamiento de la Tosa d'Alp dominan las lutitas con capas de areniscas poco abundantes. Presentan secuencias de Bouma bien desarrolladas y algún nivel de microconglomerados muy subordinados. Localmente y con pequeña extensión, afloran depósitos olistostrómicos y debris flows. Las calizas de dichos olistostromas tienen una facies similar a la de la unidad cabalgante.

Hacia el sur, en la ctra. de Greixer a Coll de Pal, los canales de conglomerados tienen un desarrollo importante, con potencias superiores a los 10 m. Se han diferenciado distintas facies de conglomerados: clasto-soportados (pobres en matriz) con cantos de 5-6 cm de diámetro máximo; conglomerados con mayor cantidad de matriz, con bloques de caliza que pueden llegar a decímetrulos. Los cantos son de cuarzo redondeados, rocas metamórficas, granitoideos y calizas. Algunas de estas están dolomitizadas y otras son oolíticas o de facies pararrecifales con corales, braquiópodos, crinoideos y foraminíferos de edad Carbonífero inferior que no han sido encontradas «in situ» en la zona estudiada. Las facies de intercanal están formadas por lutitas y areniscas con escasos microconglomerados y conglomerados de poca continuidad lateral.

Estos materiales han sido interpretados como depositados en un ambiente submarino a partir de corrientes de turbidez dentro de un contexto sinorogénico. Estos materiales han sido atribuidos al Carbonífero inferior. Su base puede ser de edad Viseense más alto en la zona de Castellar de N'Hug y muy probablemente Namuriense en el resto de las unidades tectónicas.

1.1.6. Estefano-Pérmino (20, 21, 22, 23, 24, 25, 26)

Al conjunto de sedimentos, mayoritariamente compuestos por capas rojas y materiales volcánicos, discordantes encima del basamento hercínico fueron considerados Permo-Triálicos, aunque en realidad abarcaban desde el Carbonífero superior (Estefaniense) hasta el Garumniense (Cretáceo más superior). Gisbert (1980) realizó un estudio detallado de los materiales del Estefano-Pérmino, que sintetizamos a continuación.

La variabilidad de los materiales de edad Estefano-Pérmino es grande, debido a que afloran en diferentes unidades estructurales. A grandes rasgos, las unidades más meridionales que son las más alóctonas están constituidas por sedimentos rojos (red beds) con intercalaciones volcánicas (afloramientos de Castellar de N'Hug-Montgrony). Las unidades más autóctonas tienen materiales volcánicos en su mayor parte (Campelles y Bruguera).

Gisbert (1980) diferencia 4 unidades en la serie estefano-pérmitica detrítica del Pirineo oriental: Unidad Gris, Unidad de Tránsito, Unidad Roja Inferior y Unidad Roja Superior. La Unidad Gris está constituida por materiales detríticos y capas de carbón como en la

cuenca de Castellar de N'Hug-Camprodón (Gisbert et al., 1983). La Unidad de Tránsito (20) está representada por un máximo de 700 m (este de Ogassa) de sedimentos detriticos con intercalaciones volcánicas. La base de la unidad está siempre constituida por brechas. En la zona de Ogassa (Hoja Ripoll) encima de las brechas afloran capas de carbón y de humilla (explotaciones de Ogassa). En el sector de Castellar de N'Hug, la Unidad de Tránsito es poco potente, estando representada por conglomerados y brechas en la base, areniscas y lutitas con numerosas intercalaciones tuíticas y niveles de calizas lacustres en la parte alta. La potencia máxima en esta Hoja es de 100 m.

La Unidad Roja Inferior (21) es similar a la anterior. Gisbert (1983) sitúa el límite entre ambas unidades en un nivel guía de tobas con biotitas. En la parte baja de la unidad existe otro nivel guía formado por ignimbritas riolíticas (22) de unos 35 m de potencia, presente en todo el Pirineo oriental. La potencia total de la serie es de 300 m en Castellar de N'Hug. Por encima del tramo detritico-volcánico aflora una serie lutítica de 400 m de potencia de color rojo.

El límite inferior de la Unidad Roja Superior (23) es una discordancia, por encima de la cual afloran conglomerados, areniscas y lutitas rojas. No existen niveles volcánicos y los conglomerados son monogénicos con cantos de calizas. En la zona de Castellar de N'Hug sólo afloran unos pocos metros de conglomerados y areniscas.

En las unidades estructurales mas autóctonas, el Estefano-Pérmino se ha diferenciado en tres tramos (Gisbert et al., 1983). El tramo inferior está constituido por andesitas basálticas (25) espilitizadas de color verde oscuro (solo presente en Nevà y Campelles). El tramo intermedio es de composición riodalítica, constituido por pasadas ignimbriticas con intercalaciones piroclásticas con abundancia de fragmentos líticos. El tramo superior está formado por un paquete de ignimbritas encima de un nivel de brechas piroclásticas, con alto contenido de fragmentos de pumita, que pueden presentar un bandeadío milimétrico visible en el afloramiento de Campelles. Los tramos intermedio y superior se han agrupado cartográficamente (26).

Gisbert et al., (1983) correlacionan las ignimbritas riolíticas de la Unidad Roja Inferior con las ignimbritas del tramo superior de Campelles y Bruguera. Gisbert et al., (1983) correlacionan los tramos inferior e intermedio de las unidades más autóctonas con la Unidad de Tránsito de las más alóctonas. Una descripción de la petrología de las rocas volcánicas está explicada en el capítulo de petrología.

Aunque se ha efectuado un análisis detallado de la petrología de las rocas volcánicas (Puga y Fontboté, 1979), en este apartado sólo se comentarán las características más importantes de la serie volcánica de Gréixer con 400 m de potencia total.

La naturaleza de los materiales es piroclástica sin evidencias de lavas. Los depósitos volcánicos están estratificados y corresponden a diferentes erupciones volcánicas. Las rocas estudiadas tienen composición riolítica y carácter peralcalino. La amplia existencia de materiales volcánicos en el Pirineo oriental, ligada a la formación de cuencas locales fuertemente subsidentes, indican la existencia de una red de fracturas profundas ligadas al volcanismo de edad Pérmino (Puga y Fontboté, 1979).

1.2. MESOZOICO

Los materiales mesozoicos que afloran en la Hoja presentan características y potencias distintas dependiendo de la unidad tectónica en la que afloran. Así en el manto del Cadí (mantos inferiores) la serie mesozoica tiene muy poca potencia acuñándose hacia el este y desapareciendo antes de la transversal del pueblo de Greixa. En el manto del Pedraforca (mantos superiores), formado por varias láminas cabalgantes, la serie mesozoica es más completa y potente en las láminas más septentrionales e interiores y menos completa y potente en las más meridionales y exteriores.

1.2.1. Triásico

El Triásico de los Pirineos se compone de cuatro grandes unidades litoestratigráficas (Dalloni, 1910, 1913, 1930; Virgili, 1958; Calvet et al., 1992): Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper y Fm. Isábena.

En las láminas cabalgantes inferiores, representadas en esta hoja por el manto del Cadí, afloran los términos más bajos de la serie triásica en discordancia angular sobre diversos términos de la serie paleozoica o sobre el Estefano-Pérmino.

Consiste en una serie de conglomerados de cuarzo, areniscas y lutitas rojas de facies Buntsandstein, las cuales pueden diferenciarse del Estefano-Pérmino por su contenido en micas. Muy localmente, y por debajo de la discordancia erosiva de la base del Cretácico superior, afloran unos metros de calizas dolomíticas de facies Muschelkalk.

En el Manto del Pedraforca (láminas cabalgantes superiores) el Triásico consiste en calizas dolomíticas de facies Muschelkalk y lutitas versicolores y yesos de facies Keuper. Muy localmente afloran, por encima de éstas, unos niveles carbonatados que se pueden atribuir al Retiense. Este conjunto de materiales, que afloran siempre involucrados en los accidentes tectónicos que limitan las láminas cabalgantes, ha recibido el nombre de Formación de Pont de Suert (Mey et al., 1968; Nagtegaal, 1969; Hartevelt, 1970; Zwart, 1979) en el Pirineo Central.

Buntsandstein (27)

La base de las facies Buntsandstein es una discordancia angular mayor (discordancia triásica) que marca el inicio del ciclo sedimentario alpino en los Pirineos.

Los estudios más completos sobre el Buntsandstein que aflora en el ámbito de la hoja de La Pobla de Lillet fueron realizados por Gisbert (1981, 1984), Gisbert et al. (1983, 1985) y Brountin et al. (1988), que pueden encontrarse sintetizados en Calvet et al. (1992). Estos últimos autores definen dos megasecuencias dentro de las facies Buntsandstein. La inferior, granodecreciente hacia arriba, puede dividirse en dos tramos que comienzan con conglomerados y terminan con lutitas; la superior aflora incompleta en la zona de Castellar de N'Hug erosionada bajo el Cretácico superior, conservándose en su totalidad en la zona de Greixa. Esta secuencia superior presenta evoluciones verticales complejas,

terminando con un conjunto lutítico versicolor con delgadas intercalaciones dolomíticas asimilables a las facies Röt (zona de Greixa). El espesor del Buntsandstein en el manto del Cadi oscila entre unos 70 m en Greixa y 56 m en la zona de Castellar de N'Hug. La edad de estos materiales, por correlación con la zona de las Nogueras, es Thuringiense (Calvet y Anglada, 1987).

Muschelkalk (28)

El límite inferior de las facies Muschelkalk es un tránsito gradual respecto a las facies Buntsandstein, asegurado por las facies Röt. El límite superior es otro tránsito gradual a las facies Keuper (Calvet et al., 1992). En general, el Muschelkalk de los mantos inferiores puede dividirse en tres unidades (Calvet y Anglada, 1987; Calvet et al., 1992) que abajo a arriba son: unidad de dolomías margosas, unidad de calizas bioclásticas y dolomías, y unidad de calizas y/o dolomías tableadas.

En el manto del Cadí, las facies Muschelkalk están erosionadas hacia el este bajo el Cretácico superior; en la parte occidental del manto que aflora en el ámbito de la hoja (zona de Gréixer) el Muschelkalk que aflora por encima de las facies Röt es atribuible a la primera de las unidades definidas por los autores mencionados; está constituido por 3 m de calizas oscuras fétidas en la base y 15 m de calizas, algo dolomíticas, con algún nivel de fucoides en el techo; estos materiales son interpretados como depósitos de llanura mareal someros y atribuidos al Ladinense en base a la microflora hallada (Calvet y Anglada, 1987). En el manto del Pedraforca, en el núcleo del anticlinal que aflora a lo largo del río Llobregat, afloran calizas dentro del de las arcillas del Keuper, que se podrían atribuir al Muschelkalk.

Keuper (29)

Las facies Keuper no afloran en el manto del Cadí, donde están siempre erosionadas bajo el Cretácico superior. En el manto del Pedraforca, no ha podido ser estudiado en detalle debido a la gran tectonización que presenta en los afloramientos.

Calvet y Anglada (1987) diferencian cuatro unidades en el Keuper de los mantos inferiores, que de abajo a arriba son: unidad de lutitas grises y carbonatos; unidad de arcillas rojas; unidad de yesos blancos y unidad de lutitas verdes y carbonatos. Salvany (1986, 1990) distingue una serie o unidad lutítico-carbonatada inferior y una serie evaporítica superior formada, de abajo a arriba, por lutitas rojas, lutitas yesíferas versicolores, yesos blancos laminados y una unidad lutítico-carbonatada superior. Dichos autores no han podido establecer una serie completa en los mantos superiores debido a la gran tectonización de los afloramientos; como serie tipo Calvet y Anglada (1987) proponen, de abajo a arriba, una serie compuesta por un tramo inferior básicamente lutítico, un tramo intermedio evaporítico formado por yesos de coloraciones variadas y un tramo superior básicamente lutítico versicoloreado con intercalaciones carbonáticas y yeso.

En el manto del Pedraforca, en algunos puntos de la base, aflora un nivel métrico de dolomías ocres muy cavernosas (carniolas) que puede corresponder a la unidad de lutitas

y carbonatos de Calvet y Anglada (1987) y a la unidad lutítico-carbonatada inferior de Salvany (1990) en los mantos inferiores; el resto del Keuper está constituido por arcillas de color verde, gris, violeta o rojas con importantes intercalaciones de yesos grises oscuros o rojos. Dentro de las arcillas aparecen cristales bipiramidales de cuarzo. La potencia es difícil de calcular, superando en algunos casos el centenar de metros. En la zona de la Pobla de Lillet, Baudelot y Taugourdeau-Lantz (1986) citan en las facies Keuper la presencia de especies de polen cuya asociación proporciona una edad Noriense-Retiense.

«Retiense».

Las facies retienses no han podido ser cartografiadas debido al poco espesor que presentan. En el Pirineo están representadas básicamente por la Fm. Isábena (Calvet y Anglada, 1987), asimilable a la Fm. Dolomías Tableadas de Imón de la Ibérica y los Catalánides. Al sur de la Pobla de Lillet aflora un paquete de unos 100 m de potencia constituido por calizas margosas de grano fino y color oscuro que en la base presentan niveles de brechas y de dolomías (carniolas); hacia la parte superior del tramo afloran calizas laminadas. Astre (1924) cita en estos materiales asimilables a la Fm. Isábena *Retavicula* contorta, indicando una edad Retiense. En la cartografía de Guérin-Desjardins y Latreille (1961) estos materiales están representados como Infralías.

1.2.2. Jurásico (30, 31)

La primera descripción sobre el Jurásico de la región fue realizada por Dalloni (1913) en la zona de Guardiola de Berguedà. Los geólogos de la escuela holandesa que trabajaron en el Pirineo Central agruparon los materiales jurásicos en la Fm. de Bonansa (Mey et al., 1968; Nagtegaal, 1969; Hartevelt, 1970; Zwart, 1979). Como se ha dicho anteriormente, en el manto del Cadí los materiales jurásicos están erosionados bajo el Cretácico superior. En la zona septentrional del manto del Pedraforca el Jurásico está formado por unas calizas arenosas y oolíticas que contienen abundantes restos de braquiópodos para las que Dalloni (1930) sugiere una edad Toaciense.

En esta Hoja, los afloramientos de Jurásico corresponden principalmente a materiales del Lías (30). En general tienen poca potencia al estar erosionados por el Cretácico, oscilando entre los 25 y 70 m de norte a sur. La parte inferior, en el tránsito del Keuper, se pueden observar margas con intercalaciones de niveles de dolomías cavernosas, siguiendo unas calizas tableadas con laminaciones finas. Hacia las partes más meridionales de la Hoja, siguen unas dolomías brechoides, seguidas de niveles de calizas oolíticas.

En las Hojas contiguas de Sant Llorenç de Morunys y Gòsol, se encuentran series más completas del Jurásico. En los Rasos de Paguera la serie es: La parte inferior (unos 110m), está formada por una alternancia de margas con niveles margocalizos, calizas tableadas y dolomías, un paquete masivo de dolomías brechoides y calizas que por correlación otras zonas del Pirineo (ver p.e. Peybernès, 1978) podrían corresponder al Lías más inferior (Hettangiense). En la zona intermedia (50 m) afloran unas margas de color ocre con abundante fauna, braquiópodos y lamelibranquios, seguidas de unas calizas con oolitos, dando a estos dos niveles una edad de Pliensbachiense. La parte superior (60-75 m), está

formada por unas margas con abundantes ammonites, lamelibranquios, braquiópodos y ostreas (Toaciense), seguidas de un paquete de calizas dolomíticas de color marrón de aspecto sacroideo, con una edad de Aalenense-Bajociense (31).

1.2.3. Cretácico superior

El ciclo sedimentario del Cretácico superior del Pirineo en la Unidad Central Sud-Pirenaica (Séguret, 1972) se ha definido entre la discontinuidad intra-cenomaniense (Rosell, 1965) y la discontinuidad maastrichtiense (Garrido, 1972; Souquet *et al.*, 1977) como un ciclo de segundo orden (superciclo) en el sentido de Vail *et al.* (1977) (Simó, 1985; Simó y Puigdefabregas, 1985). Estos últimos autores dividieron el ciclo sedimentario del Cretácico superior en cinco secuencias sedimentarias, en principio equivalentes a ciclos de tercer orden en el sentido de Vail *et al.* (1977).

La discontinuidad intra-cenomaniense corresponde a una discordancia angular (Rosell, 1965) y se ha interpretado como la break-up unconformity que marca el fin de la fase de rifting del Cretácico inferior (Berástegui *et al.*, 1990). La discontinuidad maastrichtiense tiene las características de una paraconformidad y se localiza en el interior de las facies garumnienses, marcando el límite Cretácico superior-Paleoceno.

De las cinco secuencias definidas por Simó (1985) y Simó *et al.* (1985), en el manto del Pedraforca inferior se han identificado cuatro de ellas (secuencia Cenomaniense medio-superior o secuencia de Santa Fe; secuencia Coniaciense-Santoniana inferior o secuencia de Sant Cornell; secuencia Santoniana superior-Campaniense o secuencia de Vallcarga y secuencia Campaniense terminal-Maastrichtiense o secuencia de Areny). La secuencia Turoniense o secuencia del Congost no se ha identificado por el momento en esta unidad estructural, si bien dadas las características deposicionales de esta secuencia en los mantos de Bóixols y Montsec, aquí podría consistir en un intervalo de espesor muy reducido que no ha podido ser localizado o quizás a un vacío sedimentario. De manera general, cada secuencia es expansiva hacia el continente con respecto a la inferior. En el manto del Cadí, únicamente afloran materiales atribuibles a la secuencia Campaniense terminal-Maastrichtiense.

Cretácico superior del manto inferior del Pedraforca

Para su estudio, se han levantado las columnas de la Nou, Nou Comes, La Vall Llóbrega, S. Julià y Catllaràs. En ellas se han podido distinguir:

Secuencia de Santa Fe (Cenomaniense medio-superior) (32)

Definida en los mantos del Montsec y Bóixols por Simó (1985) con el nombre de Secuencia de Santa Fe, su límite inferior es la discordancia intra-cenomaniense (Rosell, 1965) y su límite superior, la discontinuidad Turoniense. En esta zona el límite superior es la base de la secuencia del Coniaciense-Santoniana.

En el área que abarca la hoja, la secuencia cenomaniense solamente aflora en la parte noreste del manto del Pedraforca que aflora en esta hoja, (coll de Turbians) quedando acu-

ñada hacia el este y al sur. Son unas calizas grises, con *Prealveolina*, con una potencia muy reducida, oscilando entre los 0 y 10 m, con lo cual es difícil su situación cartográfica ya que normalmente están cubiertas de derrubios. La edad de esta secuencia es Cenomaniano superior. Hacia el oeste aumenta de espesor, 15 m en la serie de Turbians y 20 m en Gresolet (ambas en la Hoja de Gósol).

Secuencia del Congost (Turoniano)

Definida en los mantos del Montsec y Bóixols por Simó (1985) como Secuencia del Congost, en la zona oriental del manto del Pedraforca no se ha identificado, como se ha dicho anteriormente, debido quizás a las condiciones de afloramiento o tal vez a que se trate de un nivel muy delgado sobre las calizas cenomanianas que no se ha muestreado. Debido a problemas cartográficos, los contactos entre los materiales cenomanianos y los coniacianos se han representado en el mapa como normales.

Secuencia de Sant Corneli (Conaciense-Santoniano inferior) (33)

Definida, como la anterior, en los mantos del Montsec y Bóixols por Simó (1985), el límite inferior de la secuencia es la discontinuidad turoniana. En esta zona es una superficie de erosión sobre los materiales del Jurásico inferior (Lias inferior) o de la secuencia Santa Fe. El límite superior es una superficie de erosión bajo la secuencia suprayacente. En la zona oriental del manto del Pedraforca, la secuencia Congost correspondiente al Turoniano, no se ha identificado, o debido a las condiciones de afloramiento o que se trate de un nivel de condensación. Debido a problemas de representación en la cartografía los contactos se han representado como normales.

Esta secuencia también sólo se encuentra en el manto del Pedraforca y en la parte noreste, pero con una extensión mayor, llegando a aflorar, hacia el este en la zona de Falgars, y hacia el sur, por los alrededores de la central eléctrica de Cercs. En la columna de La Nou, (parte en esta hoja y parte en la de Berga) la secuencia comienza con una brecha de carácter discontinuo formada por clastos angulosos en su mayoría dolomíticos, probablemente procedentes del Lias más inferior, que se apoya en discordancia erosiva sobre el Keuper o sobre el propio Lias inferior, esto es difícil de precisar debido a las malas condiciones de afloramiento. Sobre esta brecha se han medido 12 m de margocalizas y calizas margosas con Lacazinas, alternando con calcarenitas (packstones y wackestones) que contienen rudistas, corales, gasterópodos, equinodermos y bivalvos, depositadas en un ambiente de aguas someras de baja energía (presencia de rapidioninidos). La microfaunas consiste en foraminíferos aglutinados, entre los que se han reconocido *Cyclospinella steinmani*, *Dicyclina* aff. *schlumbergeri*, *Cuneolina* spp., *Cyclolina* aff. *cretacea*, *Broeckinella* sp. (aff. *Broeckinella arabica* primitiva), *Neazzatinella picardi*, miliólidos simples, «*Peneroplis*» aff. *giganteus*, *Pseudoraphydionina* (?) y foraminíferos hialinos, entre los que se han reconocido *Orbitokathina wondersmitti* y *Rotalia reicheli* (Caus y Gómez, 1987). Este conjunto es similar al del Conaciense-Santoniano de la zona del Montsec, donde caracteriza a la parte alta de la secuencia de Sant Corneli (Simó, 1985), si bien algunos de ellos se encuentran también en la base de la secuencia de Vallcarga del autor mencionado; sin embargo, y por comparación con la fauna actual, este conjunto podría haber

vivido a una profundidad entre 0 y 40 m, mientras que en el nivel superior se encuentran formas adaptadas a profundidades mayores. La fauna de rudistas es: *Hippuritella maestrei*, *Hippurites canaliculatus*, *Biradiolites* aff. *siracensis*, *Praeradiolites aristidis*, *Radiolites* aff. *angeoides*, (Vicens, 1992) entre otros. Esta asociación es asimilable a la encontrada en la parte alta de la secuencia en la serie de Turbians, la edad es claramente Santoniense inferior.

Secuencia de Vallcarga (Santoniente superior-Campaniense) (32, 35 y 36)

El límite inferior de la secuencia es una discordancia erosiva por encima de la secuencia infrayacente o bien sobre el Jurásico inferior. El límite superior es una paraconformidad.

Esta secuencia se ha estudiado en las columnas de La Nou, Falgars, Catllaràs y la Vall Llòbrega (Hoja de Berga). Como ejemplo se describe la columna de La Nou:

En la base de la secuencia, sobre los materiales margocalcáreos de la secuencia anterior, afloran unas areniscas arkósicas de grano grosero con laminaciones cruzadas; contienen frecuentes intercalaciones de niveles de conglomerados y microconglomerados de cantes de cuarzo y alguna fina intercalación más calcárea con contactos ferruginizados (34). El espesor de este tramo es de 15-20 m. Se interpreta como un depósito aluvial retrabajado por la dinámica litoral. Moeri (1977) llama a estos materiales Formación de Adraén y los utiliza para separar los dos niveles santonienses (Santoniente-1 y Santoniense-2). El espesor de este tramo oscila entre los 15-20 m de La Nou y los 10-12 m de Catllaràs. Su equivalente lateral, con el cual se correlaciona, son unas calizas (grainstones) muy ricas en cuarzo que afloran en la sección del Portet (10 m de espesor) (Hoja de Berga).

Sobre los sedimentos detríticos anteriores afloran, en la columna de La Nou, 30 m de calizas margosas que alternan con calizas (grainstones) detríticas. Contienen equinídos, braquiópodos, lamelibranquios, gasterópodos, etc. y como microfauna se han clasificado algunos Siderolites y Orbitoides.

El tramo siguiente está constituido por tres subtramos (35):

- El subtramo inferior, de 100 a 130 m de espesor consiste en calizas detríticas ocres con cuarzo y calizas margosas que contienen rudistas, corales, gasterópodos y equinodermos. La presencia de *Microcaprina* sp., *Hippuritella variabilis*, *Hipurites vidali*, *Vaccinites archiaci*, *Praeradiolites aristidis* y *Caprotinidae* indet. (Vicens, 1992). Entre la microfauna se han reconocido *Orbitoides* y siderolítidos principalmente, además de *Rotalia* aff. *trochidiformis*, *Lituola* aff. *taylorensis*, «*Lochartia*» *rostae*. La presencia de *Orbitoides* con cámaras laterales bien desarrolladas en la parte media del subtramo permite situarlo en el Campaniense inferior-medio (Caus y Gómez, 1987).
- El subtramo intermedio mide entre 150 y 180 m; está constituido por calcarenitas (grainstones y packstones) que contienen intercalaciones de areniscas y conglomerados de granos de cuarzo y cemento carbonatado; exhiben laminaciones cruzadas. La fauna es muy abundante y se encuentra muy fragmentada: algas, briozoos, corales,

lamelibranquios, equinodermos, predominando las algas rodoficeas (*Archaeolithotamnium*). Entre los foraminíferos se han reconocido Siderolítidos, *Orbitoides*, foraminíferos aglutinados groseros, «*Rzeħakinella*», *Adraentina ibérica*. Los *Orbitoides* son formas próximas a *Orbitoides media (media)* que permiten atribuir estos materiales al Campaniense medio-superior. Estos materiales se interpretan como un depósito marino de alta energía muy próximo a la costa. A techo del subtramo intermedio se observa una superficie ferruginizada.

— El subtramo superior mide unos 60 m de espesor. Está constituido por calizas (predominantemente packstones y wackestones, con algunos niveles de grainstones) con algunos nódulos de sílex y calizas margosas. Contienen restos de lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos, y rudistas (entre los que han clasificado ejemplares de *Hippurites lamarcki* y como foraminíferos se han reconocido siderolítidos (*Pseudosiderolites aff. vidali*), *Orbitoides* sp, *Orbitoides media (megaliformis)*, «*Rzeħakinella*», *Adraentina iberica*, *Lepidorbitoides campaniensis* y *Gouppiaudina*). Esta asociación se considera típica de la parte superior del Campaniense, habiéndose encontrado algunos ejemplares típicos del Maastrichtiense (*Clypeorbis* ?), si bien podría corresponder a una forma ancestral. Estos materiales se interpretan en su conjunto como sedimentos marinos de plataforma. A techo del subtramo se observa un nivel de acumulación de óxidos de hierro.

Estos tres tramos van pasando hacia el noroeste a margas y margocalizas, con algunas intercalaciones de calizas bioclásticas (36), llegando a los 500 y 600 m en la zona del Collet. Esta secuencia aflora prácticamente en todo el manto del Pedraforca de esta hoja, con una potencia al noroeste de unos 600 m, acuñándose hacia el sur (10 m en el Portet, Hoja de Berga) y unos 120 m en Fàlgars.

Secuencia de Areny (Campaniense terminal-Maastrichtiense) (34, 37, 38 y 39)

Esta secuencia aflora tanto en el manto del Pedraforca como en el del Cadí. El límite inferior de la secuencia, en el manto del Pedraforca inferior, es una discordancia erosiva sobre la secuencia subyacente y la correlativa paraconformidad y, en el manto del Cadí, una discordancia erosiva sobre el Triásico (generalmente sobre las facies Buntsandstein y sobre el Muschelkalk en la zona de Greixa); el límite superior se sitúa en el techo de los materiales lacustres facies Garumniense.

Como las anteriores, su potencia disminuye de norte a sur y de oeste a este. En la zona noreste, puede llegar a los 900 m, pasando hacia el este (Catllarás y Fàlgars) a los 200-300 m; y hacia el sur, en la serie de la Vall Llóbrega a unos 600 m. En la hoja de Berga, la serie se adelgaza rápidamente no llegando a los 200 m en el Portet (hoja de Berga). Si restituimos el manto del Pedraforca con el del Cadí, la serie más meridional es la de Gréixer (manto del Cadí), en la cual se encuentran un centenar de metros de materiales calacareo-detriticos (39), pertenecientes a esta última secuencia.

En la columna de la Nou, el límite inferior de la secuencia del Campaniense terminal-Maastrichtiense se sitúa en el nivel de acumulación de óxidos de hierro desarrollado sobre

las calcarenitas con silex del tramo 4, subtramo 3. La secuencia se inicia con un nivel calcáreo-margoso con abundantes ostreídos y otros bivalvos. Le siguen 60 m de calcarenitas, calizas margosas y margas calcáreas con algunas arcillas; en uno de los niveles arcillosos se han recogido algunos fragmentos de ammonites no determinados. El resto de la columna (cerca de 200 m) está formado por calizas bioclásticas (de packstones a grainstones) que intercalan algunos niveles de margocalizas. La microfauna está compuesta por: *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*, *O. cf. apiculata*, *Hellenocyclus* y *Fascispira colomi* (Caus y Gómez, 1987).

Correlación con otros sectores del manto del Pedraforca inferior

Secuencia de Sant Cornelí (Coniaciense-Santoníense inferior)

Esta asociación es asimilable a la encontrada en la parte alta de la secuencia en la serie de Turbians, en la cual, los ejemplares de rudistas más bajos que se han recogido indican una edad claramente Santoniense inferior.

Secuencia de Vallcarga (Santoníense superior-Campaniense)

Los 10-12 m de areniscas arcósicas de grano grosero con laminaciones cruzadas contienen frecuentes intercalaciones de niveles de conglomerados y microconglomerados de cantos de cuarzo y alguna fina intercalación más calcárea con contactos ferruginizados en Catllaràs. En la sección del Portet (hoja de Berga) sobre los materiales de facies Keuper, en la base de la secuencia aflora un paquete de calizas (grainstones) bioclásticas muy ricas en cuarzo de 10 m de espesor con el cual se correlaciona.

En la serie de Gresolet (hoja de Gòsol) los clásticos equivalentes se localizan a techo de unas margas con Lacazina del Santoniense inferior y por encima se encuentran calizas con fauna del Santoniense superior. El contenido en microfauna de estos materiales es nulo, apareciendo únicamente restos de macrofauna marina (lamelibranquios) no determinada.

Estos tres tramos van pasando hacia el noroeste a margas y margocalizas, con algunas intercalaciones de calizas bioclásticas, llegando a los 500 y 600 m en la zona del Collet. Esta secuencia aflora prácticamente en todo el manto del Pedraforca de esta hoja, con una potencia al noroeste de unos 600 m, acuñándose hacia el sur (10 m en el Portet, Hoja de Berga) y unos 120 m en Falgars.

Secuencia de Areny (Campaniense terminal-Maastrichtiense)

Para su estudio se han levantado las columnas de Nou Comes, La Vall Llóbrega, Catllaràs y La Nou en el manto del Pedraforca inferior y Greixa, Coll de Pal-II, Coll de Pal-I, Riu Tort-L'Estrat y Carretera de Castellar de N'Hug en el manto del Cadí. Como ocurre con las secuencias anteriores, la potencia de la secuencia Campaniense terminal-Maastrichtiense disminuye de norte a sur y de oeste a este en los dos mantes. En la zona nor-oriental del manto del Pedraforca, puede alcanzar los 900 m, pasando hacia el este (Catllaràs y Falgars) a los 200-300 m; hacia el sur, en la serie de la Vall Llóbrega la secuencia mide unos

600 m. En la hoja de Berga, el espesor se reduce rápidamente no llegando a los 200 m en el Portet (hoja de Berga). En el manto del Cadí, el espesor de la secuencia Campaniense terminal-Maastrichtiense oscila entre 100 m en la zona de Greixa y 70 m en la zona de Castellar de N'Hug. Si se restituye el manto del Pedraforca con el del Cadí, las series más meridionales son las que afloran en el paralelo de Greixa (manto del Cadí).

Cretácico superior del manto del Cadí (39)

Como se ha dicho anteriormente, en el manto del Cadí afloran únicamente los términos más altos de la serie del Cretácico superior (secuencia Campaniense terminal-Maastrichtiense), los cuales, por su comportamiento mecánico, han permanecido solidarios con el bloque inferior del manto del Pedraforca. Como ejemplo de la secuencia Campaniense terminal-Maastrichtiense en el manto del Cadí se describe la columna de Coll de Pal II:

La secuencia comienza por una brecha de 1 m de espesor formada por elementos de dolomías grises de facies Muschelkalk con cemento silílico organizada en ciclos grano y estrato decrecientes hacia arriba. Estos materiales se apoyan en arcillas rojas y areniscas de facies Buntsandstein. Sobre la brecha aflora un conjunto de 7 m de espesor formado por areniscas grises-ocres con granos de cuarzo y restos muy fragmentados de pequeños corales individuales, lamelibranquios y gasterópodos de pequeña talla, con contacto inferior erosivo, estratificadas en capas lenticulares de hasta 1.5 m de potencia, alternando con arcillas gris oscuro. La estructura interna de las areniscas incluye láminas de acreción lateral, laminación en espina de pez y laminación cruzada de pequeña escala (ripples) recubierta por láminas de arcilla negruzca. Dentro de los niveles arcillosos se desarrollan ripples de arena fina aislados (linsen). La bioturbación es de moderada a alta y el contenido en restos vegetales es abundante. Se interpreta que estos materiales se depositaron en ambientes de lagoon, en los que los niveles de arenisca corresponderían a canales meandiformes de marea y las arcillas a las facies de intercanal o al sedimento autóctono. Sobre el conjunto anterior afloran unos niveles con una potencia total de un metro formados por calizas margosas gris oscuro, bioclásticas (grainstones) en su mitad superior y con granos de cuarzo en la base, que contienen restos de corales individuales, lamelibranquios y braquiópodos; pasan lateralmente a margocalizas gris oscuro con bioclastos; los contactos inferiores son erosivos y la estructura interna consiste en laminaciones cruzadas. Este paquete se interpreta como un conjunto de canales dentro de un lagoon con pocos aportes terrestres. Sobre estos canales aflora un nivel de unos 80 cm formado por margocalizas muy nodulosas con rudistas en posición de vida, corales individuales (ciclolítidos) y braquiópodos que se interpreta como un banco de estos organismos en una zona distal de un lagoon. Finalmente, por encima de estos sedimentos, aflora un tramo de 4 m formado en su base por un canal que erosiona al banco anterior, relleno por calizas bioclásticas (grainstones) con un nivel basal formado por grandes fragmentos de rudistas (lag de bioclastos); sobre el canal se deposita una alternancia en capas de 40 a 60 cm de calizas margosas negras que contienen pequeños bioclastos y algunos granos de cuarzo y arcillas negras. Este tramo se interpreta como un depósito de lagoon.

A techo del tramo afloran, en contacto fuertemente erosivo, unos paraconglomerados arkósicos de facies continental.

En términos de estratigrafía secuencial, los materiales descritos formarían una secuencia de depósito, en la cual los conglomerados de cantos de Muschelkalk corresponderían a un relleno de valle (valley fill) sobre el cual se iniciaría una transgresión con facies de lagoon y una inundación máxima que podría situarse en el banco de rudistas; la secuencia finalizaría con el relleno del lagoon y erosión por la base de la secuencia superior. Sobre los tramos anteriormente descritos y en contacto fuertemente erosivo se deposita un conjunto clástico de 12 m de espesor formado por paraconglomerados heterométricos de cuarzo con matriz arkósica y arcillas con cantos, muy desorganizado. Como estructura interna únicamente se aprecian, en una capa de microconglomerado arcósico muy bien cementado, cicatrices de erosión y laminación cruzada planar con láminas al norte y al sur, además de cantos blandos de arcilla negra. Estos materiales contienen pirita abundante y azufre secundario además de restos vegetales. Se interpretan como depósitos aluviales.

Sobre el conjunto anterior aflora un tramo de 25 m de espesor formado por areniscas arkósicas con tamaño de grano de fino a grosero y en ocasiones microconglomerados, alternando con arcillas negruzcas con láminas de arena fina formadas por ripples aislados (linsen). El tramo se interpreta en su conjunto como el resultado de una progradación deltaica en un contexto transgresivo.

Sobre los materiales descritos aflora un conjunto bioclástico de 5 m de espesor formado por calizas (grainstones con fragmentos de corales y rudistas de pequeño tamaño). La capa más alta contiene rodolitos algales. En el conjunto se observan algunos ciclos decimétricos grano y estrato decrecientes. Este tramo se interpreta como el inicio de la secuencia de instalación de un lagoon.

Sobre las calizas bioclásticas del tramo anterior aflora en contacto erosivo un nivel de 1.5 m de espesor formado por areniscas de grano fino con muy poca matriz. Contienen algunos restos vegetales y no se observa bioturbación; la estructura interna es laminación cruzada tipo «hummocky» con algunas láminas de arcilla. Se interpretan como un depósito de tormenta dentro de la secuencia de instalación de un lagoon.

Sobre los clásticos del nivel anterior aflora un tramo de 4 m de espesor de litología mixta carbonatada/clástica. Está constituido por calizas (grainstones) bioclásticas que hacia la parte superior del tramo se enriquecen en granos de cuarzo y contienen fragmentos de corales, rudistas, lamelibranquios, braquiópodos y restos vegetales. Se interpreta como un conjunto de canales y capas de tormenta dentro de la secuencia de instalación de un lagoon.

En contacto erosivo sobre el tramo anterior aflora un conjunto de 15 m de espesor formado por calizas bioclásticas (grainstones y boundstones) con rudistas, corales, lamelibranquios, gasterópodos y algas. Se interpreta como un depósito de alta energía (shoals) cerrando un lagoon.

Sobre el conjunto anterior aflora un tramo de 1m de potencia constituido en la base por areniscas blancas de cuarzo con laminación cruzada de bajo ángulo buzante hacia el E; sobre las arcillas aflora una capa de caliza (grainstone) bioclástica con algunos gra-

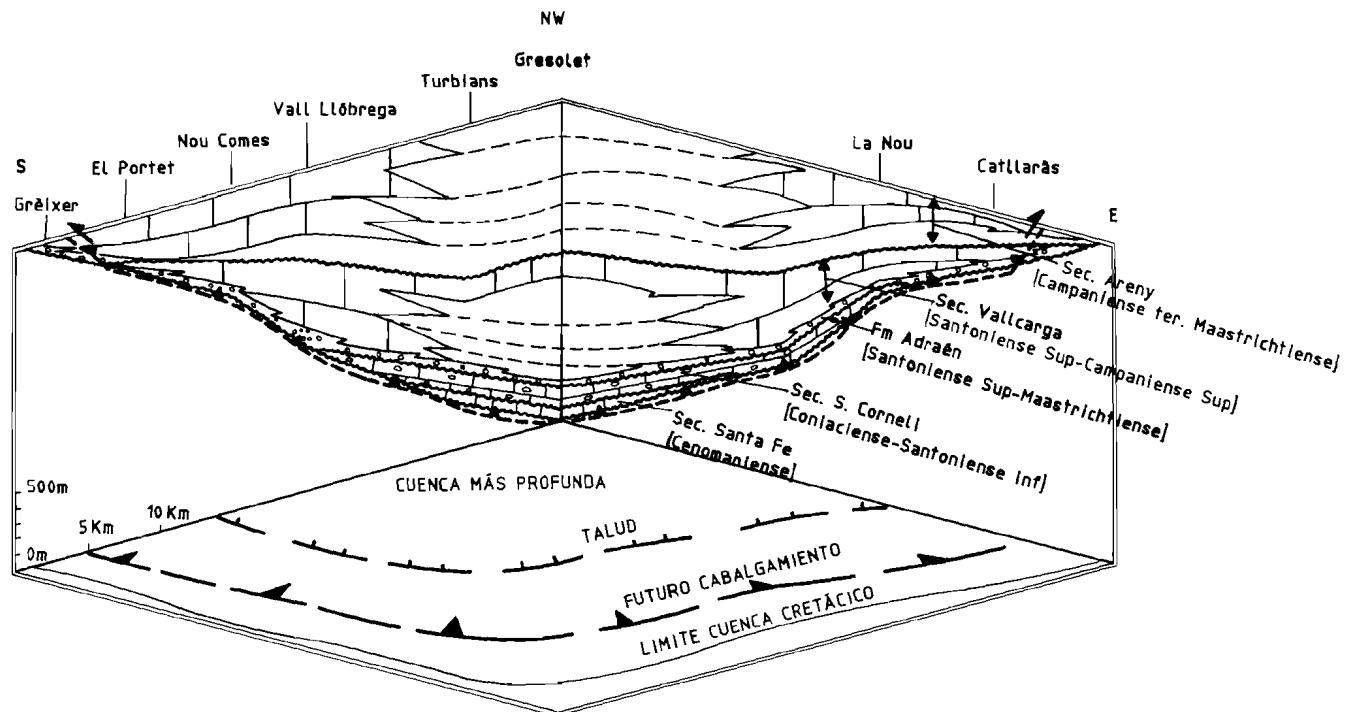


Fig. 2 - Bloque diagrama en donde se observa la morfología de la cuenca del Cretácico superior.

nos de cuarzo. Se podría interpretar en conjunto como un depósito de tormenta («washover fan») hacia adentro de un lagoon.

Sobre el tramo anteriormente descrito aflora un nivel de 3 m de espesor formado por calizas (boundstones) con rudistas, corales gasterópodos y lamelibranquios. La estructura interna es masiva. Se interpreta como un pequeño arrecife o «mound».

Sobre el nivel anterior aflora en contacto neto un paquete de 4.5 m de potencia constituido por calcarenitas gris oscuro de grano fino. Este paquete podría interpretarse como una barra o tal vez un delta de mareas («flood tidal delta»).

Sobre el paquete anterior aflora una capa de 1.5 m de espesor constituida por calizas (boundstones y grainstones) con rudistas y corales enteros. Se interpreta como un «mound» o pequeño arrecife, posiblemente dentro de un «lagoon».

Sobre la capa anterior aflora un conjunto de 8 m de espesor formado en la base por margocalizas y una capa de caliza (packstone a wackestone) gris oscuro». El conjunto se interpreta como la secuencia de colmatación de un «lagoon» , finalizando con un depósito de charca supramareal («pond»).

Sobre estos materiales se depositan las facies rojas continentales garumnienses.

Morfología de la Cuenca cretácea

Como se ha visto anteriormente, la cuenca del Cretácico superior en esta zona, (una vez restituidos los mantos del Pedraforca y del Cadí), tiene una geometría parecida a la de la traza cartográfica actual de las unidades estructurales. Ésta tiene su parte más proximal en la parte sur y este, pasando a partes más distales hacia el norte y el oeste. El límite meridional, sería aproximadamente E-W y el oriental NE-SW, desconociéndose el límite septentrional. Al comparar las series de Nou Comes y la de la Vall Llóbrega, en el sentido N-S, se observa un cambio brusco de potencia (ver corte restituído), que también se observa en la dirección E-W, (fig. 2) entre la serie de la Nou y la de la Vall Llóbrega. Esto se ha interpretado como un cambio fuerte de la pendiente que tendría una traza E-W y SW-NE, paralela a la del límite de la cuenca. Estas morfologías heredadas condicionan la de los cabalgamientos posteriores; de esta manera el límite del manto inferior del Pedraforca coincide casi con el de la cuenca, quedando una parte muy pequeña en el bloque inferior (manto del Cadí). El pequeño talud antes mencionado condiciona asimismo la formación de dos subunidades dentro del manto del Pedraforca (ver corte).

1.2.4. Cretácico superior-Paleoceno

Garumniense

El Garumniense constituye una facies típicas del Pirineo oriental, constituida por los materiales continentales y lacustres situados entre las facies marinas del Cretácico superior y las del Eoceno inferior (llevantense). En el ámbito de la Hoja, igual que el resto de los materiales mesozoicos descritos aflora en dos unidades estructurales que contienen una se-

rie completamente distinta: el manto del Cadí con una serie del Garumniense muy reducida apoyándose discordantemente sobre materiales Triásicos en la parte occidental de la Hoja y sobre rocas del basamento en la parte oriental del la Hoja; y el manto del Pedraforca con una serie muy potente en la láminas cabalgantes más superiores y menos potente en las más inferiores y externas. La serie aflorante en estas láminas más externas constituye una serie intermedia entre las más internas del manto del Pedraforca y la del manto del Cadí.

El término garumniense de larga tradición, ha sido usado con diversos significados de facies, unidad litoestratigráfica o piso. El Garumniense utilizado en esta memoria equivale aproximadamente a la Fm. de Tremp (Mey et al., 1968).

Garumniense del manto del Cadí (40, 41)

El Garumniense está representado por depósitos continentales y lacustres, sobre las capas del Estefano-Pérmino o bien encima del Cretácico superior en discordancia.

Muñoz (1985) diferencia tres unidades. La unidad inferior está compuesta por areniscas, conglomerados y lutitas rojas con una evolución general granodecreciente (40). En la parte superior se intercalan canales que indican una procedencia de las paleocorrientes del noreste al suroeste (van Eeckhout et al., 1991). En las facies finas presenta niveles de paleosuelos con una potencia hasta métrica. La potencia total de la unidad es de 60 m.

La unidad intermedia está constituida por calizas de color gris claro o rosado, masivas, con características lacustres que contienen *Microcodium* (41). Algunos niveles son más detriticos y contienen oolitos e intraclástos. Hacia la parte superior las calizas alternan con arcillas rojas y niveles de carbonatos nodulosos. La potencia de la unidad intermedia es de 70-160 m. Esta unidad es equivalente de la unidad de calizas de Vallcebre, definida en la serie del manto del Pedraforca.

La unidad superior (41) la forma una potente barra de calizas mudstone (10-100 m) en la Hoja de Ripoll y varias barras de calizas con una potencia decamétrica en esta Hoja (41). Es difícil, en algunos puntos, diferenciar las dos unidades calizas. Estas calizas son finas, de color gris, bien estratificadas. Entre las calizas afloran niveles de arcillas y limos de color rojo.

La potencia del Garumniense que aflora en el manto del Cadí oscila entre 150 m y 350 m.

Garumniense del manto del Pedraforca (40, 42, 43)

La serie estratigráfica del Garumniense en el manto del Pedraforca se ha levantado en la cubeta de Vallcebre. Constituye una potente serie separada en diferentes tramos que de muro a techo son:

Muro: nivel de calizas micríticas finamente estratificadas, de color blanco con una potencia de 5 a 10 m. Constituye un buen nivel guía y es conocido bajo el término minero de «nivel cementos».

- a) (epígrafe 40) margas, margocalizas y calizas, de color oscuro conteniendo capas de carbón en la parte inferior del tramo (Lignitos de Fígols). Los niveles calizos contienen estromatolitos, carófitas y ostrácodos. La potencia del tramo es de 150-200 m (ver capítulo de minería del carbón).
- b) (epígrafe 40) margas con algunas pasadas de areniscas canalizadas, caracterizadas por los tonos rojizos y la ausencia de carbón. En la parte media hay alguna intercalación de conglomerados. La potencia del tramo es de 300 m.
- c) (epígrafe 42) tramo de calizas de Vallcebre. En la base del tramo existe un nivel de conglomerados y areniscas de 20 m de potencia. Las calizas son masivas, micríticas y la potencia del tramo es de 100 m.
- d) (epígrafe 43) margas y arcillas rojas con algún nivel de yesos y alguna capa con estromatolitos. La potencia del tramo es de 150 m.
- e) (epígrafe 42) nivel de calizas y calizas margosas con estratificación bien marcada, con un espesor de 100 m.

La potencia del conjunto del Garumniense en la zona de la cubeta de Vallcebre tiene una potencia de 850 m, aunque decrece rápidamente hacia el este y hacia el sur (láminas cabalgantes más externas del manto del Pedraforca). La datación de los distintos tramos es aún problemática, aunque (Feist y Colombo, 1983) asocian el tramo con lignitos (a) a la parte inferior de la Fm. de Tremp, el nivel de margas rojas (b) lo asocian con la parte media del la formación, y las calizas de Vallcebre (c) las asocian con la parte superior de la Fm. de Tremp. Todos los autores están de acuerdo en datar la base de las calizas de Vallcebre como el paso entre el Cretácico superior y el Paleoceno, atribuyendo a las calizas una edad Dano-Montiense (Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre, 1983). Las calizas de Vallcebre se disponen mediante un solapamiento expansivo sobre los términos infayantes del Garumniense (Rey y Souquet, 1974; Masriera y Ullastre, 1983; Pujadas, 1990). Los tramos superiores a las calizas de Vallcebre tienen una edad Thanetiense deducido por la presencia de carófitas y *Phyra* y *Vidaliella gerundensis*.

En general, las materiales del Garumniense corresponden a depósitos continentales (aluviales distales y fluviales) alternando con niveles lacustres (calizas en general). La parte más inferior de la serie corresponde a depósitos de aguas dulces aunque aparecen pequeños niveles intercalados con fauna de Bivalvos de aguas salobres y/o marinas (Círenidos, Rudístidos y Ostreídos) que aumentan en espesor y numero de intercalaciones hacia el oeste (Dominguez y Sáez, 1988).

1.3. EOCENO

1.3.1. Fm. del Cadi (46)

Las calizas con alveolinas aflorantes en el ámbito pirenaico fueron denominadas con el nombre de «Calizas con Alveolinas» por Llopis (1942). Con posterioridad, Mey *et al.* (1968) las definieron como Fm. Calizas del Cadi, formación equivalente a la de Ager, definida en el Pirineo central por Luterbacher (1969). En el Pirineo oriental, Pallí (1972) utilizó en su

tesis doctoral la Fm. de Orpí, definida por Ferrer (1967) en el margen meridional de la cuenca del Ebro. Estévez (1973) incluyó a las calizas con alveolinas dentro de la Fm. de Sagnari.

Los depósitos basales del Eoceno inferior afloran en el manto del Cadí, formando una banda cartográfica alargada siguiendo la dirección de los materiales garumnienses y en el manto inferior del Pedraforca, donde forman pequeños afloramientos en las diferentes láminas cabalgantes.

En la serie de la carretera de Bagà a Gréixer se distinguen 3 niveles principales (van Eeckhout et al., 1991): El nivel inferior está formado por lutitas y areniscas finas en la parte inferior y calizas laminadas, calizas bioclasticas (miliólidos, bivalvos y gasterópodos) y lutitas en la parte superior con una potencia total de 30 m. El nivel intermedio está constituida por margas y margocalizas con ostreidos, bivalvos y foraminíferos (nummulites y discocíclinas). La potencia de este nivel intermedio es de 105 m. La unidad superior está formada por paquetes de calizas de alveolinas, con texturas packstone y grainstone, con estratificación cruzada planar y paquetes de margocalizas con abundantes nummulites y discocíclinas. La potencia es de 75 m.

La edad de la Fm. del Cadí en esta zona es llerdense inferior-medio (Samsó, 1989; Tosquella, 1989).

En el manto inferior del Pedraforca, por encima de las facies del Garumniense afloran, sólo en el núcleo del sinclinal de la Nou, unas calizas con alveolinas equivalentes de la Fm. del Cadí. Superiormente están recubiertas discordantemente por los conglomerados sinorogénicos más altos que afloran en la terminación oriental del manto. Estas calizas con una potencia de 80 m están formadas por bancos métricos de packstones de alveolinas, de tono rosado. Las alveolinas recogidas indican una edad llerdense inferior y medio (Busquets, 1981).

1.3.2. Fm. de Sagnari (44 y 45)

El nivel margoso situado en la base del paquete marino eoceno del Pirineo oriental fue denominado «Margas esquistosadas de Sagnari» por Solé Sabaris (1958) debido al fuerte clivaje que presentan en general. Posteriormente Gich (1969) les asignó la denominación de Mb. de Sagnari. Este fue elevado al rango de formación por Estévez (1970), aunque fue Pallí (1972) quien las definió de manera formal.

En la carretera de Bagà al túnel del Cadí afloran 250 m de margas y margocalizas con nummulites y discocíclinas, organizadas en secuencias de wackestone en la base a packstone-grainstone en el techo (van Eeckhout et al., 1991). En la zona oriental se encuentra una barra de margo calizas con abundantes nummulites (45).

El límite inferior de la formación es neto entre las calizas con alveolinas y margas. El límite superior se caracteriza por la aparición rápida de niveles detriticos pertenecientes a la Fm. de Corones (van Eeckhout et al., 1991).

1.3.3. Fm. de Corones (47, 48 y 49)

Al conjunto de materiales, situados encima de las margas de la Fm. de Sagnari, que afloran en la Serra de Corones al norte del pueblo de Campdevànol (Hoja de Ripoll) fue denominado como «Calizas de Corones» por Solé Sabaris (1958). Gich (1969) definió el Miembro de Corones dentro de la Fm. del Freser y posteriormente lo redefinió en la misma Serra de Corones que quedó establecida como localidad tipo. Estévez (1973) lo elevó al rango de formación e incluyó en ella al tramo superior de margas detriticas perteneciente a la parte superior de la Fm. de Sagnari. Rosell *et al.* (1973) definieron la Formación de Corones, como calizas grises con nódulos de sílex con una intercalación detritico roja. Solé Sugrañes (1970) y Solé Sugrañes y Mascareñas (1970) englobaron estos materiales dentro de la Fm. de Ager.

La Fm. de Corones está constituida por 3 unidades principales según Giménez (1989): la unidad detritica, la unidad caliza y la unidad margo-caliza.

Unidad detritica (47 y 48)

Se caracteriza por un primer tramo de color gris y un segundo tramo de color rojo. La unidad está constituida por bancos potentes de areniscas intercalados entre margas, limos y calizas. La potencia del nivel oscila entre 203 m en Bagà y 286 m en La Pobla de Lillet. El primer tramo, de color gris (126-192 m), esta compuesto por areniscas, con bioclástos marinos (47). Estas tienen frecuentemente secuencias granocrecientes. Son abundantes los restos vegetales. Están en continuidad con las margas de la Fm. de Sagnari, dentro de un ambiente deltaico. El paso a los materiales del tramo rojo es muy rápido (menos de 2 m), mediante unas facies de color verde muy bioturbadas (48). El tramo rojo está constituido por areniscas agrupadas en secuencias granocrecientes y granodecrecientes con intercalaciones de lutitas y limos, con un espesor total entre los 77 y 100 m. Contiene una intercalación de unos 10 m de espesor de areniscas grises, similares a las del tramo inferior.

Unidad caliza (49)

Está constituida por tres potentes tramos calizos, separados los dos primeros por una intercalación margosa. El tramo inferior está constituido por estratos de 0.5 a 3 m de potencia de packstones, localmente grainstones de miliólidos y de packstones de discóridos menos abundantes. La potencia total del tramo varia entre 9 y 13 m. Mediante un tránsito gradual de margas y calizas delgadas junto con alguna intercalación fina de areniscas pasamos al tramo calizo-margoso. Este tramo está constituido por una alternancia de estratos decimétricos (menores de 50 cm) de calizas con estratos centimétricos y decimétricos de margas. Los estratos calizos pueden ser wackestones, packstones y a veces grainstones de ostrácodos con abundantes nódulos de sílex.

Este tramo presenta un fuerte plegamiento debido a sus características (Giménez y Vergés, 1991). La potencia varía entre 8.5 y 11.5 m. El paso al tramo calizo superior es gradual. Este presenta las mismas facies calizas que el tramo inferior. La potencia oscila entre 1.5 y 6 m y se encuentra relacionado con la siguiente unidad estudiada (Unidad margo-caliza).

La unidad margocaliza está compuesta por margo-calizas, limos y niveles calizos con numerosos fragmentos de bivalvos y gasterópodos. Este tramo, de unos 40 m de potencia, representa el paso gradual entre las Fms. de Corones y de Armàncies. En las cercanías de la Pobla de Lillet, este tramo no aflora y por tanto el contacto entre ambas formaciones es más brusco. Las alveolinas encontradas en la parte inferior del nivel detrítico gris dan una edad Cuisiense inferior.

Interpretación

La Unidad detrítica está interpretada como la llanura de un sistema deltaico, junto con la parte superior de la Fm Sagnari (prodelta y frente deltaico). La Unidad caliza representa una plataforma restringida y somera. La Unidad margo-caliza se interpreta como depósitos de una rampa carbonática, retrabajados en ambiente marino. Esta rampa se acabaría con los depósitos de talud de la Fm. Armàncies, consecuencia de la destrucción de las plataformas carbonatadas.

1.3.4. Formación de Armàncies (50 y 51)

El conjunto de margas y margocalizas nodulosas situadas encima de la Fm. de Corones fue definido como «Margas azuladas de Sant Martí d'Armàncies» por Solé Sabarís (1958). Kromm (1968) utilizó el término «Margas de Campdevànol» y Gich (1969) definió al conjunto como Mb. de Armàncies. Solé Sugrañes (1970) y Solé Sugrañes y Mascareñas (1970) utilizaron la denominación de Fm. Margas de Bagà. Estévez (1970) elevó el rango a formación de Armàncies aunque fue Pallí (1972) quien dio el carácter formal de Fm. de Armàncies. La serie descrita corresponde a la observada en la carretera de Bagà a Coll de Pal y está formada por 4 unidades principales (van Eeckhout et al., 1991):

La unidad inferior margocaliza está formada por margas, margocalizas y calizas con bivalvos, gasterópodos, miliólidos, ostrácodos y peloides. Las capas se ordenan en ciclos métricos a decamétricos desde margas a calizas bioclasticas en el techo. Hacia la parte superior de la serie aumentan las margas y disminuye el contenido bioclastico de las calizas. La potencia de este tramo es de 50 m. Representa el paso gradual entre las Fms de Corones y de Armàncies. En este nivel inferior los contenidos de T.O.C. son muy altos y se considera la zona potencialmente más productiva de la formación (Permanyer et al., 1988). El origen de la materia orgánica contenida en la parte inferior de la Fm. de Armàncies es de origen marino como lo demuestran los análisis petrográficos y geoquímicos, y corresponden a algas, dinoflagelados, restos de peces y zoorestos indeterminados. La unidad inferior ha sido interpretada como una rampa profundizante (Giménez, 1989; Giménez y Calvet, 1991).

La unidad margocaliza con slumps está formada por capas decimétricas alternantes de margas y margocalizas con juntas onduladas. Se observa una cierta tendencia estrato-creciente en los términos margocalizos. La unidad se caracteriza por la gran abundancia de slumps, con direcciones de ejes E-W, y que definen una paleopendiente hacia el noroeste, WNW o oeste. La potencia de la unidad es de 40 m. La unidad ha sido interpretada como talud distal de origen meridional.

La tercera unidad es la de las brechas carbonáticas y slumps. Está formada por margas, margocalizas y alguna pasada delgada de areniscas de carácter turbidítico. Intercalados en la serie, en la parte oriental de la Hoja, afloran paquetes de brechas calcáreas, con base erosiva, cuyos bloques corresponden a facies de plataforma carbonática. Estas mega-brechas constituyen resaltos muy fáciles de reconocer en el campo (epígrafe 51).

La potencia del nivel es variable, desde los 120 m de la serie descrita en la ctra de Bagà a Coll de Pal hasta los 370 m en la columna de Gombreny. En esta localidad llegan a superponerse hasta 6 niveles de megabrechas con espesores decamétricos y una longitud máxima de 14 km. El nivel más potente tiene 56 m repartidos en diferentes tramos, estudiados por Santamaría (1983): 1) 3 m de cantes (5 cm) englobados en una matriz con trozos de ostreas y alveolinas, 2) 23 m de bloques con un tamaño máximo de 20 m, 3) 28 m de cantes blandos y bloques de alternancias de margas y margas calizas, 4) 70 cm de calcarenita con base erosiva y granoclásificada, y 5) 80 cm de margas azules en continuidad con el nivel anterior. La fauna encontrada en el interior de los bloques corresponde a assilinas, numulites, equinidos, ostreas, corales y lamelibranquios.

Las paleocorrientes medidas en la base de las megacapas indican una dirección de transportes que varía entre N-240°E y N-275°E (Obrador *et al.*, 1973; Santamaría, 1983; datos propios).

La unidad superior de margas tiene una potencia de 200m y está formada por una alternancia de margas y calizas en capas decimétricas. Las margas y margo calizas presentan esquistosidad en algunos puntos. Intercalados en la serie se presentan niveles calizos más importantes que suministran fauna (Gich, 1969). Hacia la parte superior de este nivel, empiezan a aparecer algunas capas centimétricas de turbiditas siliciclásticas.

La fauna de foraminíferos de las megacapas del flanco norte del sinclinal de Ripoll, indican una edad comprendida entre el Cuisiense medio y el Luteciense basal. La fauna de *Nummulites cf. campesinus*, *N. cf. verneuili*, *N. aff. gallensis* y *N. aff. obesus*, hallada en los niveles de margas localizados encima de las megacapas indica una edad Luteciense inferior.

Olistolitos

En la Fm. de Armàncies, en la ctra de la Pobla de Lillet a Castellar de N'Hug, afloran unos bloques de calizas con alveolinas interpretados como olistolitos (Reille y Séguret, 1969). En una nota posterior, Solé Sugrañes y Mascareñas (1970) indican que la atribución de estas calizas a la Fm. del Cadí de los primeros autores era errónea puesto que la fauna encontrada en los bloques indicaba una edad equivalente a la de las calizas situadas por encima del nivel de margas que contenía los bloques. Aunque Solé Sugrañes y Mascareñas (1970) sugieren fenómenos subactuales para la colocación de los bloques, la trituración en los contactos debido a la diferente competencia ante el plegamiento junto con una distinta dirección de los bloques con respecto a las margas que los contienen permiten interpretarlos como olistolitos derivados de una plataforma sincrónica con el depósito de las margas (circunstancia parecida a la de las megacapas).

1.3.5. Fms de Campdevànol y Vallfogona (52)

Las formaciones de Campdevànol y Vallfogona están constituidas por una potente sucesión de margas, areniscas, conglomerados y yesos que aunque presentan ciertas similitudes un trabajo de detalle revela notables diferencias de la serie en ambos flancos del sinclinal de Ripoll. Por esta razón se ha denominado Fm. de Campdevànol a los materiales que afloran en el flanco norte del sinclinal y Fm. de Vallfogona a los materiales del flanco sur, aunque se han cartografiado con el mismo epígrafe. En el flanco sur, sólo afloran en el ámbito de la Hoja, en el núcleo del anticlinal de Vilada-Lillet, teniendo una mayor extensión en la vecina Hoja de Berga.

En esta memoria se describirán los materiales del flanco norte del sinclinal (serie de Puigbó) y los del flanco sur (serie de Sant Jaume de Frontanyà). También se describirán los yesos más superiores que forman el nivel de yesos de Beuda (53), y finalmente se realizará una correlación entre las series de ambos flancos del sinclinal de Ripoll.

Flanco norte del sinclinal de Ripoll (serie de Puigbó)

En el flanco norte del sinclinal aflora una serie alternante de margas y areniscas con características turbidíticas que fueron llamadas durante muchos años por el término flysch (Ashauer, 1943; Fontboté *et al.*, 1957; Solé, 1958 y Kromm, 1966). Gich (1969) definió las Margas de Campdevànol, mientras que Estévez (1970) las nombró como Tramo inferior de la Fm. de Vallfogona. Pallí (1972), elevó las Margas de Campdevànol al rango de Formación de Campdevànol. Busquets (1981) utilizó el nombre de Fm. de Vallfogona y Costa (1989) utilizó el Complejo Turbidítico de Ripoll, desde el punto de vista de los sistemas deposicionales.

El límite inferior de esta unidad, en continuidad con la Fm. de Armàncies, está situado en el primer nivel siliciclástico de la serie. Al techo de la unidad se sitúa el nivel superior de yesos que se ha denominado como yesos de Beuda con el epígrafe (53), comentado más adelante. La serie está formada por una alternancia de margas y areniscas en capas centimétricas y decimétricas con abundantes estructuras típicas de los sedimentos turbidíticos. También aparecen intercalados en la serie pequeños niveles conglomeráticos. La composición de los conglomerados y areniscas es paleozoica y contienen abundantes granos de cuarzo.

El carácter turbidítico de la serie fue estudiado por Rosell y Gich (1971); Pallí (1972); Santisteban (1977) y recientemente por Costa (1989). Este autor establece la existencia de 3 sistemas turbidíticos A, B y C conectados a los correspondientes sistemas de plataforma que forman el Complejo Turbidítico de Ripoll.

La serie de Puigbó (Busquets, 1981; van Eekout, 1990) está constituida en la parte inferior: Capas turbidíticas centimétricas agrupadas en secuencias estratocrecientes de orden métrico (lóbulo turbidítico). Abundan, hasta la mitad de la serie, icnofósiles.

A partir de los 200 m aparecen las debritas. A partir de los 300 m empiezan las secuencias estratodecrescentes, cicatrices de canales y turbiditas de alta densidad. A partir de los

500 m, las turbiditas de alta densidad y las debritas incorporan cantos (máx. 5 cm de diámetro). A partir de los 780 m no aparecen más icnofósiles y la serie adquiere características más anóxicas. A partir de los 860 m hasta los 1000 m (afloramiento de yesos), la serie aparece muy cubierta (¿turbiditas?).

Serie de Puigbó, sobre 21 medidas, dan dirección N 275 y sentido oeste (Van Eeckhout, 1990; Busquets, 1981; Costa, 1989).

Flanco sur del sinclinal de Ripoll (serie de Sant Jaume de Frontanyà)

La parte más inferior de la serie eocena del manto del Cadí en el flanco sur del sinclinal de Ripoll está formada por una alternancia de margas, areniscas, conglomerados y yesos, que fueron denominados como «Margas yesíferas de Vallfogona» (Solé, 1958). Gich (1969) definió el Miembro de Vallfogona mientras que Estévez (1970) reunió el Mb. de Campdevànol y el Mb. de Vallfogona, ambos según Gich (1969) en la Formación de Vallfogona y más concretamente en el Tramo inferior de la Fm. de Vallfogona.

El límite inferior de la unidad no se conoce puesto que este queda cortado por el cabalgamiento de Vallfogona. El límite superior, al igual que en el flanco norte del sinclinal de Ripoll, está representado por el nivel más alto de yesos dentro de la formación al que se le denomina como Yesos de Beuda (53).

La serie de Sant Jaume de Frontanyà está compuesta por una parte inferior de margas y turbiditas con secuencias de Bouma, que se agrupan en secuencias estratocrecientes de orden métrico (óbulo turbidítico). En los primeros 200 m, aparecen grandes niveles de lutitas y limos. Se ha reconocido laminación paralela milimétrica o centimétrica.

La parte media (>400 m) son turbiditas de alta densidad compuestas por paquetes de 0.5 a 2 m de areniscas, formadas por una sucesión de capas de 20 a 40 cm de grosor con amalgamaciones y cicatrices, algunas de ellas canaliformes. También se encuentran debritas de 0.5 a 1.5 m de grosor, compuestas por una matriz lutítica o lutítico-arenosa con cantos flotando (0.5 a 3 cm de diámetro). Conforme se sube en la serie, hay un incremento de la relación de cantos (sin pasar del 10%) y también aumenta el contenido de cantos de rocas mesozoicas y terciarias.

En toda la serie se encuentran paquetes deslizados (slump), aunque es a partir de los 380 m, que empiezan a ser abundantes. En la parte alta, los materiales deslizados representan la mayor parte de la serie.

En la parte superior aumentan los sedimentos proximales. La serie termina en un paquete de 30 m de lutitas con pasadas turbidíticas centimétricas intercaladas, seguido de 40 m de lutitas color rojizo vinoso debido a rubefacción.

En varios puntos de la serie, se han reconocido niveles centimétricos de laminitas constituidas por lutitas y materia orgánica con láminas de dolomícrita y doloesparita. En estas últimas se pueden reconocer pseudomorfos de yeso lenticular. También se han recono-

cido capas de 60 a 100 cm de grosor de brechas con composición lutítico-carbonática, interpretadas como colapsobrechas asociadas a materiales solubles (¿evaporitas?). Estas están emplazadas mediante deslizamientos gravitacionales (Van Eeckhout, 1990).

Se han realizado una serie de medidas de paleocorrientes en los flute, grove y bounce cast. En Sant Jaume de Frontanyà se han medido 32 puntos con una orientación preferente N-260E en sentido oeste (Van Eeckhout, 1990; Busquets, 1981; Costa, 1989).

Los ejes de los slump tienen una dirección NE-SW y procedencia noroeste (Busquets, 1981). Paleopendiente de un talud septentrional. Un estudio más detallado indica paleopen-diente N-220E.

Yesos de Beuda (53)

En esta memoria se utiliza el término Yesos de Beuda para definir al nivel superior de yesos que aflora en ambos flancos del sinclinal de Ripoll y en su continuación oriental en el Llano de Besalú. En la cartografía se les ha designado con el epígrafe (53), igual que los niveles de yesos intercalados dentro de la Fm. de Vallfogona. Este nivel aflora de manera discontinua a lo largo de todo el sinclinal.

En el flanco norte aflora de manera casi continua y llega a tener potencia decamétrica (canteras situadas al oeste de Ripoll). Constituyen un nivel continuo de sulfato calcico (en superficie son yesos secundarios y anhidritas). En las canteras de Beuda (Hoja de Olot), Ortí et al., (1988) describen una sucesión formada por facies laminadas, facies nodulares y facies pseudomórficas. Tienen, en la serie de Sant Jaume de Frontanyà, estructura nodular-masiva y una potencia superior a los 3 m con afloramiento discontinuo.

En el río Arija, en el flanco oriental del olistolito de materiales triásicos aflora un potente paquete (100 m) de yesos eocenos de color blanco constituidos por facies lamino-bandeadas, nodulares y pseudomórficas. Estos yesos pasan lateralmente hacia partes más deprimidas del olistolito a yesos negros, interpretados como yesos de cuenca, formados por pequeñas láminas milimétricas alternando con lutitas negras ricas en materia orgánica (van Eeckhout et al., 1991).

En la cantera de Gusachs (Campdevànol), intercalados entre las turbiditas de la parte superior de la Fm. Campdevànol afloran pequeños bloques de yesos deslizados (slumps) indicando la existencia de yesos con una edad más antigua que la supuesta para la Fm. de Beuda (Ortí y Rosell 1990).

En los yesos de Campdevànol se puede deducir una secuencia de somerización progresiva, siendo la parte final en condiciones subaereas. En esta parte final se intercalan numerosos niveles arcillosos. En los yesos de Beuda esta secuencia está representada por litofacies laminadas en la parte inferior y litofacies micronodulares en la superior, que indican condiciones de cuenca y sabkha respectivamente (Busquets et al., 1986).

El emplazamiento de los mantos superiores (con una geometría irregular) pudo controlar el cierre de la cuenca de Ripoll, creando unas condiciones anóxicas (Ortí et al., 1987-88), (Martínez et al., 1988; Vergés et al., 1992).

Después de la sedimentación evaporítica se restablecieron las condiciones marinas normales debido, en parte, a la fuerte entrada de terrígenos (rotura de la estratificación de las aguas), (Ortí *et al.*, 1987-88).

Las publicaciones recientes (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Martínez *et al.*, 1989; Vergés *et al.*, 1992; Clavell, 1991) utilizan el término de yesos de Beuda de distinta manera a la utilizada en la presente memoria. Estos autores utilizan los yesos de Beuda para designar el potente paquete evaporítico (margas, areniscas finas y yesos) que aflora en el manto del Cadí y en profundidad, como ha sido reconocido recientemente en el sondeo el Serrat-1 (Union Texas España) realizado en el manto del Cadí (Martínez *et al.*, 1989; Clavell, 1991)

Comparación de los flancos norte y sur del sinclinal de Ripoll:

La serie de los dos flancos del sinclinal presentan la misma distribución de secuencias turbidíticas: lóbulo turbidítico en la base y canal junto con depósitos de base de talud hacia el techo. La serie norte presenta una mayor abundancia de pistas fósiles mientras que la serie del flanco sur presenta mayores indicios evaporíticos (Van Eeckhout, 1990).

Unidad de les muntades

Por encima de dichas turbiditas, afloran 250 m de margas con niveles ferruginizados pertenecientes al nivel de les Muntades (Van Eeckhout, 1990).

Por encima del nivel principal de yesos, dentro de la serie de les Muntades, aflora un segundo nivel de yesos de casi 1 m de espesor.

Las margas acaban con una serie de grandes canales. Las paleocorrientes señalan dirección 180°-195° (Busquets, 1981). Podrían ser interpretados como canales submarinos de un pequeño fan-delta asociado al emplazamiento del manto del Pedraforca.

Un tramo inferior compuesto por 200 m de lutitas algo arenosas de color gris azulado finamente estratificado. Contienen pequeñas intercalaciones centimétricas a decímetrinas de areniscas con granoselección positiva y laminación paralela. Hacia la parte superior se intercalan delgados niveles de conglomerados con un diámetro de los cantos inferior a 2 cm.

Las marcas de base indican paleocorrientes hacia el N-220°E. Este tramo descrito, eminentemente lutítico se depositó en condiciones anóxicas y ha sido separado como unidad de les Muntades por van Eeckhout *et al.* (1991). Por la posición y características de esta unidad puede equivaler a la Fm. de Banyoles descrita en la vecina Hoja de Ripoll (Muñoz *et al.*, 1993).

1.3.6. Fm. de Coubet-Cal Bernat (54)

El nombre de Coubet proviene de un informe interno realizado por Puigdefàbregas y Soler (1980). Posteriormente Busquets (1981) realizó una descripción formal de estos sedimentos, atribuyéndolos a la Fm. de Cal Bernat, en la zona de Sant Jaume de Frontanyà. Esta formación ha sido definida como Fm. de Coubet-Bracons en las Hojas de Ripoll y Olot.

La serie descrita proviene del flanco sur del sinclinal de Ripoll, que es donde mejor aflora. En el ámbito de la Hoja queda relegado a la charnela del anticinal de Vilada-Lillet. La serie de Cal Bernat se efectuó unos 5 km al sureste de la presente Hoja por Busquets (1981). La parte inferior de la Fm. de Cal Bernat ha sido separada como Unidad de les Montades por van Eeckhout et al. (1991), tal como ha sido descrito.

La Fm. de Coubet-Cal Bernat propiamente dicha empieza en las primeras apariciones detríticas importantes caracterizadas por capas decimétricas a métricas de conglomerados y areniscas con bases erosivas y lutitas al techo. El tamaño de los cantes de conglomerados es de 6 cm y su composición corresponde a cuarzo, lidita, granito, arenisca y rocas metamórficas. Las paleocorrientes en la base de las capas indican dirección hacia el N-250°E. Un cambio importante respecto al tramo anterior (unidad de les Montades-Fm. de Banyoles) consiste en la aparición de fauna. Así intercalados en la serie existen diferentes niveles de areniscas bioclásticas con fauna de gasterópodos, miliólidos y ostreidos. En las lutitas que dominan en la parte superior del tramo existe gran cantidad de materia orgánica. La potencia de la formación es de unos 180 m.

En la serie de Sant Jaume de Frontanyà, en la parte alta de la Fm. de Coubet-Cal Bernat se localizan pequeños arrecifes de corales, instalados sobre sedimentos terrígenos interpretados como facies de playa y recubiertos por facies deltaicas (van Eeckhout et al., 1991).

La parte más inferior no contiene signos de bioturbación, mientras que la parte superior está representada por facies someras de plataforma mixta siliciclastica y carbonática junto con arrecifes de algas y corales. (ver paso lateral entre Campdevànol, Beuda, Coubet y Bellmunt en Hoja de Ripoll).

Normalmente, los sedimentos terrígenos forman secuencias estrato y granocrecientes, correspondientes a sedimentos deltaicos o bien a zonas muy someras. La parte alta de la secuencia está formada por conglomerados. También se encuentran sedimentos correspondientes a playas, con bioconstrucciones de algas al techo. Localmente se encuentran corales de los géneros *Porites* y *Siderastrea*.

Busquets (1981) estableció el límite entre la formación Cubet y la Bellmunt en la última cuña marina intercalada entre los depósitos de lutitas rojas de llanura de inundación con carófitas. En la parte inferior de la Fm. Bellmunt aparecen varios tramos palustres-lacustres ricos en restos de mamíferos, reptiles y polen, objeto de una minuciosa campaña por los paleontólogos de Sabadell.

1.3.7. Fm. de Bellmunt (57 y 58)

Fue denominada como Tramo rojo intermedio por Almela y Ríos (1943), equivalente de las «Couches rouges intermediaires» de Kromm (1966). Posteriormente fue definida como Fm. de Bellmunt por Gich (1969). Esta formación engloba una sucesión detrítica continental situada encima de los depósitos de la Fm. de Coubet, a la que pasa transicionalmente.

Los materiales continentales de la Fm. de Bellmunt ocupan el núcleo del sinclinal de Ripoll.

En el ámbito de la Hoja se ha escogido la serie de Gombreny, situada en el flanco norte del sinclinal, al sur de la población del mismo nombre. Esta serie fue realizada por Busquets (1981), del cual sintetizamos la serie estratigráfica. La serie tiene una potencia aproximada de 750 m, empieza en los primeros tramos de color rojo, sin influencia marina y consiste en una megasecuencia grano y estratocreciente que de la base al techo puede diferenciarse en una parte inferior más fina y una parte superior constituida por materiales más groseros.

La parte inferior de la megasecuencia tiene 200 m de potencia y está formada principalmente por una alternancia mayoritaria de lutitas con areniscas. Las lutitas presentan color rojo y amarillento y las areniscas forman capas decimétricas con contactos planos, bioturbadas y presentan estratificación cruzada de bajo ángulo. Intercalados en la serie hay pequeños niveles de microconglomerados y conglomerados. En la parte superior de la serie, de 550 m de potencia, predominan los términos de granulometría más gruesa sobre los finos. Los niveles de conglomerados son progresivamente más frecuentes hacia el techo. Estos niveles tienen geometría canalizada y grosor decimétrico a métrico y están compuestos por cantes de calizas, areniscas, lítitas y materiales paleozoicos. El diámetro máximo de los cantes es de 10 cm. Hacia la parte superior, aparecen niveles de areniscas feldespáticas de color blanquecino característico. En la parte alta de la serie, los canales de conglomerados contienen cantes de mayor tamaño (hasta 15 cm de diámetro) y pasan hacia el techo del canal a areniscas decimétricas con estratificación cruzada. Las paleocorrientes medidas en la parte media de la serie indican direcciones de transporte hacia el N-250°E.

Las características de la serie descrita indican un ambiente aluvial distal y fluvial. El tipo de secuencia grano y estratocreciente indica una serie regresiva en conjunto y progradante hacia el sur. Los sedimentos de la Fm. de Bellmunt, se interdigitan en esta zona con los abanicos aluviales procedentes de la zona del manto inferior del Pedraforca.

En el flanco sur del sinclinal de Ripoll, la serie de la Fm. de Bellmunt realizada en la carretera a Sant Jaume de Frontanyà, discurre por el flanco este del anticlinal de Vilada-Lillet. La serie estudiada, desde el techo de la Fm. Coubet-Cal Bernat hasta la base de los conglomerados de Frontanyà (unidad de conglomerados D, epígrafe 61) está formada por 1200 m de lutitas, areniscas y pasadas esporádicas de conglomerados. A los 138 m de la base aflora un nivel métrico constituido por una lumaquela de nummulites, alveolinás y otros bioclástos junto con restos vegetales interpretada como un nivel marino. En la parte media de la serie, a los 580 m y a los 670 m afloran dos niveles lacustres (de 12 y 6 m de potencia respectivamente) constituidos por lutitas y margas arenosas y capas de carbón centimétricas intercaladas. El nivel contiene gran cantidad de restos fósiles de vegetales, gasterópodos y vertebrados (58).

El estudio palinológico, junto con la fauna de primates y pequeños artiodactilos y cocolriloideos indicaría un tipo de clima más cálido y húmedo que el actual (Busquets *et al.*, 1986; Moya *et al.*, 1991).

La datación de la Fm. de Bellmunt sólo puede efectuarse en base a las faunas de mamíferos situadas en la parte baja de la formación y en el nivel lacustre más alto. La existen-

cia de *Pseudolitomys* sp. y *Pivetonia* indican una edad Bartonense inferior y situado más alto que el yacimiento de Capella. En el nivel lacustre superior, la existencia de *Pseudolitomys* aff. *coestanus*, junto a una mayor diversidad de roedores y a una especie de *Pivetonia* sugiere una edad Bartonense medio y correlacionable con el yacimiento de Pontils (Moya *et al.*, 1991).

1.3.8. Unidades de conglomerados adosados a la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca

Unidad de conglomerados A

La Unidad A sólo aflora en la parte más meridional del frente del manto del Pedraforca (ver hoja de Berga). Los materiales de la unidad A se colocan sobre las turbiditas de la Fm. de Vallfogona mediante el cabalgamiento basal de la unidad del Pedraforca. La unidad A está constituido por brechas con bloques principalmente de calizas con alveolinas con una matriz abundante, que contiene numerosos clastos de nummulites. Esta unidad ha sido interpretado como equivalente a la parte alta de las turbiditas de la Fm. de Vallfogona porque en estas se han encontrado pequeños canales de brechas con una composición y estructura interna igual que la de la unidad reseñada (Martínez *et al.*, 1988).

Unidad de conglomerados B (59)

La unidad B está situado discordantemente sobre los materiales del manto inferior del Pedraforca y sobre las turbiditas de la Fm. de Vallfogona. Esta unidad pasa lateralmente a la Fm. de Coubet-Cal Bernat y muestra características marinas como lo indica la fauna asociada al Unidad. La serie descrita a continuación se ha efectuado en las cercanías del Castell del Roset, inmediatamente al sur de la Hoja (Busquets, 1981).

La base de esta unidad está compuesta por un paquete de brechas de cantos de calizas mesozoicas en mayor proporción y algunos de areniscas y sílex, con una matriz de igual composición y cementado. La potencia de este paquete basal puede tener 80 m. Por encima aparecen distintos niveles de areniscas y brechas, con base erosiva, en menor proporción con alguna intercalación de calizas con miliólidos. Las areniscas forman capas centimétricas a decimétricas y geometría plana. Al techo del nivel afloran 4 m de areniscas de grano fino con abundantes nummulites. La potencia de este segundo Unidad es de 39 m.

En la parte superior de la serie anterior, aunque sin poder establecer una correlación exacta, aparecen alternancias métricas de calizas (packstone-wackestone) de miliólidos y areniscas con fauna de miliólidos y nummulites con una potencia de 116 m.

Unidad de conglomerados C (60)

En el flanco sur del sinclinal de Ripoll, la unidad C puede seguirse lateralmente indetandose con la Fm. de Bellmunt. Se distingue del Unidad anterior por la aparición de sedimentos rojos. La serie descrita a continuación representa la continuación de la serie anterior (Busquets, 1981).

El nivel de conglomerados C tiene una potencia total de 250 m. La unidad está constituida por niveles métricos de brechas y conglomerados, con base erosiva, clásto-soportados con poca matriz. Los cantes son de calizas mesozoicas con un diámetro máximo de 40 cm, aunque hacia la mitad del nivel aumentan considerablemente los cantes de arenisca. Estos conglomerados están intercalados entre areniscas y lutitas de color rojo, que constituyen secuencias estrato y granocrescentes.

En el flanco norte del sinclinal de Ripoll, la unidad de conglomerados C ha sido separado en una parte inferior (C1) con mayor contenido en areniscas y lutitas y una parte superior (C2) con mayor contenido en conglomerados que Busquets (1981) denominó en conjunto conglomerados de Tubau y concretamente a la unidad C2, molasas de la Palomera. La unidad C representa en conjunto más de 700 m de potencia. Las molasas de la Palomera están constituidas por conglomerados con cantes de calizas y areniscas en menor proporción.

La base del nivel de conglomerados C ha podido ser datada como Luteciense medio (Serra-Kiel, 1984).

Unidad de conglomerados D (61)

La unidad D tiene unas características menos groseras que la unidad C2 en el flanco norte del sinclinal de Ripoll. Está compuesta por pelitas rojas y areniscas con niveles decimétricos de canales de conglomerados intercalados. Los cantes están compuestos por rocas calizas mesozoicas, areniscas y rocas de proveniencia paleozoica. El cambio en la composición es claramente visible en la unidad superior (E) donde la mayoría de cantes tienen este origen.

Unidad de conglomerados E (62)

Esta unidad aflora en el núcleo del sinclinal de Ripoll y Constituye el Mb. Conglomerats de Fronτanyà (Busquets, 1981). La característica principal de estos conglomerados es el cambio, ya observado en la unidad D, litológico de los cantes que pasan a ser mayoritariamente de rocas paleozoicas.

La unidad E está formada por niveles métricos de conglomerados con matriz arenosa y cantes con un diámetro de 10-15 cm. La composición de estos cantes consiste en calizas devónicas, calcoesquistos, ofitas, cuarzo, rocas graníticas, argilitas y conglomerados de origen pérmico o triásico. Los canales de conglomerados muestran una composición muy específica de los cantes indicando procedencias y áreas fuente distintas. En la parte alta de la serie se observan distintos niveles depositados por mecanismos de debris flow.

Unidad de conglomerados F (63 y 64)

Esta unidad se sitúa en el núcleo del sinclinal de Ripoll, aunque con una extensión reducida debido a la erosión. Esta unidad es muy similar a la unidad inferior (E), aunque los cantes tienen un tamaño mayor (que puede ser debido a la mayor proximidad de la área fuente) que puede llegar a métrico (son famosos los cantes redondeados de granito que se observan en la zona del Puig Lluent).

1.3.9. Interpretación ambiental y análisis secuencial de los materiales eocenos del Pirineo oriental

En este apartado se hará un esbozo de la interpretación ambiental y análisis secuencial de los sedimentos eocenos de la cuenca de antepaís pirenaica, aunque como ya se ha comentado anteriormente, la cartografía geológica ha sido abordada mediante el uso de unidades litológicas utilizando dentro de lo posible las formaciones ya definidas con anterioridad.

El análisis secuencial fue utilizado en el estudio de los sedimentos de la cuenca de antepaís surpirenaica oriental para poder establecer correctamente la evolución tectonosedimentaria (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). A partir de este primer trabajo, que será la base del análisis secuencial de la presente memoria, se han realizado diversos estudios de análisis secuencial comentados en Samsó (1989) y Tosquella (1989). Un esquema de las secuencias deposicionales definidas en la presente memoria, se observa en la fig. 3.

Secuencia deposicional del Cadí

La secuencia deposicional de Cadí está caracterizada por sedimentos transgresivos que se superponen a los sedimentos continentales y lacustres del Garumniense. La secuencia está formada por calizas de plataforma somera con alveolinas, orbitolites y miliólidos de la Fm. del Cadí que pasan lateralmente a margas grises de plataforma marina más profunda con numulites, asilinas y operculinas de la Fm. de Sagnari. La parte superior de la secuencia se sitúa en la base de las primeras apariciones detríticas que caracterizan a la siguiente secuencia deposicional.

En la parte occidental del Pirineo oriental, la secuencia de Ager equivalente a la secuencia del Cadí se reconoce por el «onlap» que efectúan dichos sedimentos sobre los sedi-

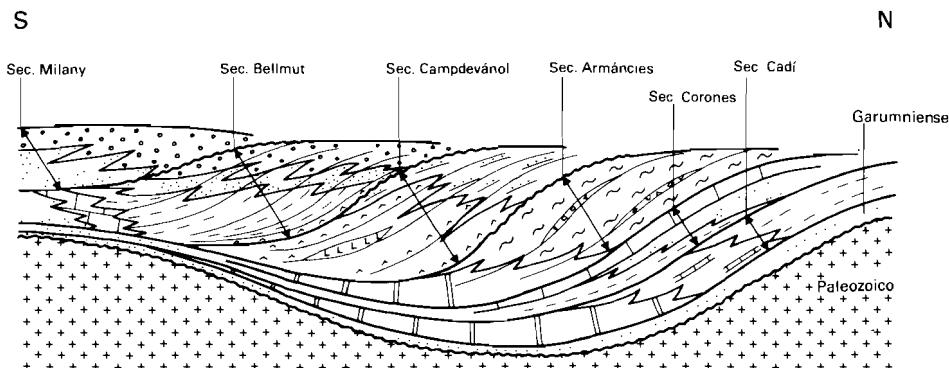


Fig. 3 - Esquema en donde se muestra la disposición de las distintas secuencias deposicionales del Eocene.

mentos del Garumniense (Betzler, 1989). En la parte norte de la Garrotxa (hojas de Olot y Ripoll, Mrtínez *et al.*, 1993; y Muñoz *et al.*, 1993) también se ha visto disposición en onlap entre las calizas con alveolinas y los términos pelíticos del Garumniense (Hoja de Maçanet de Cabrenys, Liesa *et al.*, 1993).

La distribución de las facies de la secuencia del Cadí es la siguiente: al norte, las margas de plataforma abierta que pasan gradualmente a una amplia plataforma carbonatada que recubre, en parte, al futuro manto del Pedraforca. Más al oeste, corresponde a la Fm. de Ager (Luterbacher 1969) definida en las cuencas de Tremp y Ager, con fósiles que dan una edad del Ilerdense inferior y en algunas zonas del Ilerdense medio y superior. Su evolución hacia el sur, implica un paso a condiciones más someras y continentales, concretamente en la zona de el Far, en Girona, encontramos directamente sobre el Garumniense una delgada capa de calizas con alveolinas de edad Ilerdense medio (Hottinger 1960). Por encima de este nivel se encuentran los materiales rojos de la Fm. de Sant Martí Sacalm (Gich *et al.*, 1967). En el área situada al suroeste de Igualada encontramos los materiales definidos como Fm. de Orpi (Ferrer, 1967). Estos materiales se sitúan directamente sobre materiales mesozoicos o sobre las arcillas rojas del Garumniense, y tienen una edad Ilerdense medio (Hottinger 1960).

Secuencia deposicional de Corones

La secuencia deposicional de Corones representa un evento regresivo siliciclastico deltaico superpuesto a la plataforma carbonatada de la secuencia deposicional del Cadí. Esta secuencia incluye a la parte superior de la Formación de Sagnari (Sagnari III; Samsó, 1989), a toda la Formación de Corones y a la parte más inferior de la Formación de Armàncies, según Giménez (1989).

La parte inferior de la secuencia deposicional está formada por parasecuencias detriticas somerizantes que indican una clara progradación del sistema deltaico durante una fase regresiva, controlada por las oscilaciones eustáticas. Estas acaban con pequeños niveles carbonatados, con fauna de plataforma somera constituida por miliólidos, alveolinas y rotálidos (Samsó, 1989). El conjunto caracteriza un paso de ambientes de prodelta a frente deltaico. La parte media está constituida por un tramo rojo con carbonatos lacustres que caracterizan una zona de llanura deltaica. La parte superior de la secuencia está formada por margas y carbonatos laminados, característicos de una plataforma muy restringida, somera y estabilizada indicado por la presencia de ostrácodos, alveolinas, miliólidos y materia orgánica (Giménez, 1989). Esta parte superior pasa a margo-calizas que representan el inicio de una rampa que dará paso a los materiales de talud de la secuencia siguiente (secuencia de Armàncies). Según Giménez (1989) el cambio de secuencia se realiza al techo de la alternancia de carbonatos y margas con fauna de carácter marino restringido. El límite se sitúa cuando aparece en la serie el primer slump y/o megabrecha carbonatada, que indica una destrucción de la plataforma carbonatada.

En el margen sur de la cuenca de antepaís del Ebro, la Fm. de Corones equivale a parte de los materiales continentales de la Fm. de Sant Martí Sacalm en la zona del Far, en Girona, y de la Fm. de Pontils en la zona de Igualada.

Secuencia deposicional de Armàncies

Esta secuencia está representada por dos tipos de facies bien diferenciadas. En la zona de La Garrotxa (hojas de Olot y Ripoll), se instala una plataforma carbonatada representada por las calizas de la Fm. Penya, mientras que hacia el oeste, las margas de la Fm. de Armàncies indican una profundización rápida deducida por la presencia de slumps y megabrechas carbonatadas con fauna de las plataformas resedimentada, correspondiente a facies de talud proximal. La parte superior de la secuencia está representada en el sector de Terrades, por un tramo detritico deltaico. El límite superior viene dado por los sedimentos turbidíticos de la secuencia de Campdevànol.

En la parte occidental del Pirineo oriental Betzler (1989) reúne a la parte superior de la Fm. de Corones, tramo superior de calizas según Giménez (1989), y a la Fm. de Armàncies en la secuencia de Odén.

En la serie de Queralt, situada sobre el manto del Pedraforca (Hoja de Berga; Mató *et al.*, 1993) aparecen los materiales equivalentes en edad, representados por areniscas y conglomerados con numulites y asilinas (Solé Sugrañes y Clavell, 1973) de poca potencia. Hacia el sur, la secuencia deposicional de Armàncies está caracterizada por la parte inferior de las calizas de plataforma de la Fm. de Girona (Pallí, 1972; Ferrer, 1971) y por los depósitos rojos continentales de la parte superior de la Fm. de Sant Martí Sacalm (Gich, 1969).

Secuencia deposicional de Campdevànol

La secuencia deposicional de Campdevànol viene marcada por una entrada brusca de aportes siliciclásticos en la cuenca. Estos sedimentos forman una sucesión de más de 900 m de potencia en las zonas con mayor acumulación (Hoja de la Pobla de Lillet y Ripoll). La parte alta de la secuencia muestra condiciones anóxicas de sedimentación, con ausencia total de fauna (Van Eekhout 1990).

La disposición interna de las turbiditas viene condicionado por la existencia de 3 superposiciones de materiales más proximales sobre materiales más distales, aunque con una distribución areal reducida (Santisteban y Taberner, 1979). Costa (1989), establece la existencia de 3 sistemas turbidíticos A, B y C que llenan la cuenca de este a oeste, formando el complejo turbidítico de Ripoll. Estos 3 sistemas junto con los correspondientes sistemas de plataformas que forman parte del complejo de Terrades, constituyen 3 secuencias deposicionales, que se comparan a nivel eustático global con las secuencias del Luteciense descritas en el grupo Hecho. En cada sistema turbidítico, excepto en el C, se han diferenciado tres unidades, las dos primeras, por su distribución de facies son asimilables, respectivamente a los estadios de crecimiento de tipo y y II de Mutti *et al.* (1985), mientras que la unidad 3 corresponde a facies de «chanel levée».

Secuencia deposicional de Bellmunt

La secuencia deposicional de Bellmunt representa un episodio deltaico progradante hacia el sur. El límite inferior viene marcado por la discordancia situada en la base de los yesos de Beuda, observable en el flanco norte del sinclinal de Ripoll (sureste de Sant Pau de

Segurias, hoja de Ripoll), que erosiona a los materiales turbidíticos de la secuencia anterior. En el flanco sur del sinclinal no se observa ningún contacto discordante, aunque el límite se ha situado en el contacto entre la Fm. de Vallfogona y la Fm. de Banyoles. El parte más inferior de la secuencia tiene una edad Luteciense inferior alto.

La secuencia deposicional de Bellmunt está caracterizada por tres tipos principales de facies: las margas de prodelta de la Fm. de Banyoles con niveles turbidíticos al sur, las areniscas y calizas arrecifales de frente deltaico de la Fm. de Coubet y los materiales de la llanura deltaica y sistema aluvial de la Fm. de Bellmunt. La plataforma carbonatada meridional constituida por la Fm. de Tavertet (Reguant, 1967) representa un nearshore numulítico, el cual migra hacia el sur y transgrede encima de los depósitos aluviales del margen meridional pasivo de la cuenca del Ebro.

La unidad inferior de la Fm. de Bellmunt (ver capítulo de descripción de materiales -Eoceno) se interpreta como un sistema aluvial que es transicional con los sistemas deltaicos de las formaciones de Terrades y de Coubet, que presentan paleocorrientes ENE-WSW. Las unidades intermedia y superior registran unos sistemas aluviales proximales dominados por procesos de transporte en masa («debris-flows», olistolitos) situados en el flanco norte del incipiente sinclinal de Vilaritg. Estos sistemas se indentan con sistemas aluviales y fluviales con paleocorrientes paralelas al eje del sinclinal. La procedencia de los detriticos sería oriental para la unidad inferior y septentrional para las superiores.

En el flanco norte del sinclinal, las capas de las Fms de Coubet y de Bellmunt forman un ángulo, elevado en algunas ocasiones, con los yesos de Beuda o en su defecto con el límite superior de las turbiditas. Esta disposición se interpreta como un «downlap» del sistema fluvial y deltaico progradante, exagerado por el plegamiento sincrónico del sinclinal de Ripoll.

Secuencias posteriores

El estudio de las secuencias posteriores está documentado en la memorias de la Hojas de Manlleu (Saula *et al.*, 1993) y en la de Berga (Mató *et al.*, 1993) donde estos sedimentos representan la mayor parte de los materiales aflorantes.

1.4. NEÓGENO

1.4.1. Cuaternario

Durante el Pleistoceno esta región estuvo afectada por la morfogénesis glacial y periglacial (Clotet, 1.982). La topografía, la estructura geológica y el tipo de substrato condicionaron el hecho glacial, con características de escasas formas de erosión glacial y la imposibilidad por parte del hielo de formar verdaderas lenguas (Clotet, 1.984).

Se trata de una zona con un proceso de degradación de vertientes muy intenso debido a la altitud, relación hielo-deshielo, a los fenómenos gravitacionales, a las escorrentías por las aguas superficiales tanto nivales como pluviales que generan la aparición de áreas de badlands, y por último, a las acciones antrópicas de extracción de carbones.

1.4.2. Depósitos aluviales

Los depósitos aluviales de la Hoja de la Poba de Lillet están representados por las cuencas altas de los ríos Llobregat y Rigart; éste último es afluente del río Freser. Estos aluviones desarrollan un conjunto de cuatro terrazas.

Cuenca del río Llobregat

Las terrazas del río Llobregat comprenden a los depósitos aluviales del mismo río Llobregat y del Bastareny. En éste último, los depósitos aluviales ocupan una mayor extensión, puesto que su fondo de valle es más abierto.

T I

La terraza y corresponde a los depósitos aluviales más viejos del río Llobregat. Se encuentra en la posición más superior, situada a una altura con respecto al río de +90 m y se encuentra más desarrollada en la zona norte de Guardiola de Berguedá. Está constituida por un depósito heterogéneo de cantos principalmente calcáreos con una matriz arcillosa, los cantos no alcanzan el metro y el tamaño medio no supera los 3-4 cm. Estos materiales en las inmediaciones de Brocà corresponden a un nivel de glacis que está interconectado a la terraza superior. En estos materiales aparece una acción concentrada evolucionada de la escorrentía superficial con desarrollo de áreas de cárcavas o «badlands».

T II

Este nivel de terraza se encuentra bastante desarrollado en la zona de Bagá y en la Poba de Lillet a una altura con respecto al río de +70 m. El depósito está constituido por gravas sin cementar de unos 8 m de espesor, con cantos de 50 cm de diámetro máximo y tiene una matriz arcillosa de color pardo.

En la zona de la central térmica de Cercs, la potencia alcanza los 5-6 m de espesor y los cantos llegan a 1 m de diámetro máximo.

T III

Está constituida por un depósito heterogéneo y heterométrico de gravas con cantos redados, de conglomerados, rocas volcánicas, etc. provenientes de la Sierra del Cadí-Moixeró. Pueden alcanzar los 2 m de tamaño, y tienen una matriz arenosa arcillosa sin estructura interna. Esta terraza se sitúa a unos +10 m, y su potencia tiene unos 2-3 m de espesor. Lateralmente se localizan derrubios de vertiente interconectados a estos materiales, ambos presentan un importante zapamiento en la base.

T IV

Este nivel está constituido por la terraza más baja, que además incluye el aluvial actual. Principalmente se dan gravas y arcillas localmente. Alcanza su mayor extensión en la zona de Guardiola de Berguedà.

Cuenca del Freser (Ríos Rigart y Merdàs)

Los depósitos aluviales de los cursos tributarios del río Freser, que se encuentran en la Hoja de La Pobla de Lillet, se encuentran representados por los materiales aluviales de los ríos Rigart y Merdàs. Estos tienen una disposición de W-E, y sus valles presentan una sección muy diferente. En el segundo caso, los niveles de terraza están más desarrollados y llegan a encontrarse 4 niveles diferentes.

T I

Entre el torrente de Grats y Gombreny aparecen unos depósitos heterogéneos que constituyen el nivel más alto de terrazas observado en este sector, probablemente corresponde a un glacis terraza, situado a cota +60 m con respecto al lecho actual del río Merdàs. Está formado por un paquete de gravas de 3 m de espesor aproximadamente, con cantos de tamaño máximo de 2 m y presenta una matriz arcillosa sin apenas cementar. Localmente en el torrente Segadell, margen derecho del río Merdàs, se encuentra un resto de un cono de deyección situado a esta misma cota.

T II

Corresponde a la terraza más extendida en las inmediaciones de Gombreny. Localmente puede presentar un espesor de 3 m, está formada por gravas y arcillas no consolidadas y se encuentra a una cota +20 m aproximadamente

T III

Tan solo se localiza en la parte más oriental de la hoja, en las cercanías de Campdevànol. Constituida principalmente por gravas a cota +10 m.

T IV

La terraza inferior y el aluvial actual forman este nivel, formados por gravas no se han diferenciado en la cartografía dado la escasa anchura del fondo actual del valle.

1.4.3. Depósitos fluvio-torrenciales

La dinámica fluvitorрencial ha desarrollado dos sistemas de conos de deyección, el de Planoles en la cuenca del Rigart, y el de Sant Julià de Cerdanyola, en la del Llobregat. Estos aparatos sedimentarios no se pueden correlacionar entre ellos, ni con los depósitos aluviales de sus respectivos valles, ya que se encuentran a un nivel de base más alto.

Fluvitorрencial de Planoles

En la localidad de Planoles se encuentran unos depósitos fluvitorrenciales, caracterizados por una baja angulosidad de los cantos. El nivel superior I, abarca una mayor extensión areal y el segundo es de dimensiones más reducidas. Ambos se encuentran encajados por el «thalweg» actual del barranco de Planoles.

Nivel I

Situado a +90 m aproximadamente, este depósito está constituido por gravas de cantes algo rodados de diámetro máximo de hasta 1 m. Este paquete se compone de una matriz arcillosa y cantes angulosos, debido a la tipología del substrato del área fuente. La potencia llega a alcanzar los 7-8 m de espesor.

Nivel II

El nivel mas inferior y moderno de origen fluviotorrencial se puede observar en la estación de Planoles, a una cota de +40 m con respecto al nivel de base del Río Rigart. Se trata de un depósito de cantes poco rodados sin estructura interna reconocida, la potencia alcanza los 3 m y el tamaño máximo de los cantes alcanza 1 m. Su matriz es arcillosa y de color marrón parduzco.

Fluviotorrencial de Sant Julià de Cerdanya

Estos depósitos fluviotorrenciales únicamente se localizan en las inmediaciones de Sant Julià de Cerdanya. Están constituidos por un paquete de gravas principalmente calcáreas, de cantes rodados de tamaño medio de 3-4 cm, con un tamaño máximo de 1 m. Tambien pueden darse localmente niveles de microconglomerados con matriz arcillosa. El conjunto no presenta cementación superficial.

1.4.4. Depósitos coluviales

La dinámica de vertientes se manifiesta por unos depósitos antiguos de brechas cementadas, formaciones coluviales indiferenciadas y por una gran cantidad de movimientos en masa.

Brechas cementadas

En la vertiente meridional del Puig Llançada y del Coll del Pal, entre los 1.800 y 1.200 m de altitud, se localiza un depósito brechoide cementado. Este está constituido por gravas angulosas de calizas devónicas seleccionadas y lavadas, con un aplanamiento débil y desgaste bajo. El tamaño máximo de los cantes alcanza los 2 m y el tamaño medio incluido en la matriz es de 5 cm. Localmente pueden aparecer en la Sierra de Turbians, en este caso la presencia de cantes de calizas garumnienses hace que se de una matriz arcillosa muy rojiza, producto de la alteración de las mismas, y se intercala en las formaciones coluviales indiferenciadas en forma de bolsadas. El espesor de las brechas cementadas varía al igual que lo hace el espesor del tramo cementado.

Materiales coluviales indiferenciados

Los principales materiales coluviales indiferenciados corresponden a grandes acumulaciones de conos de derrumbes procedentes de corredores de aludes y avalanchas que se sitúan en la vertiente septentrional de la Sierra de la Barraca, en las proximidades de Toses. El depósito está constituido por cantes de hasta 3 m de diámetro embebidos en una matriz arcillosa con cantes de 1 a 2 cm de tamaño medio. Tambien aparecen incluidos en la formación bloques de brechas cementadas.

Dentro de este grupo de formaciones superficiales se incluyen además los movimientos en masa, que corresponden a importantes volúmenes de materiales que se han inestabilizado. El volumen de masa deslizada varía según el tipo de litología y estructura tectónica de las áreas de despegue de los mismos. Los mayores deslizamientos se sitúan en la franja de materiales representados por las lutitas negras silúricas y las calizas devónicas, como el movimiento de Nevà en el Valle del Rigart (Fleta, 1988), y el de la estación de esquí de La Molina. Este último, presenta la cicatriz de despegue en forma de anfiteatro. La masa removilizada en ambos casos alcanza los 1.000 m de longitud, y su superficie presenta abombamientos y montículos.

En los terrenos garumniense y terciaria también se pueden observar deslizamientos, aunque de menores dimensiones. Otro lugar donde aparecen en gran número corresponde al sinclinal de Fígols y zonas limítrofes, donde el condicionante estructural los genera con suma facilidad. En estos sectores existe la coincidencia espacial de los procesos de inestabilidad de laderas y las modificaciones antrópicas extractivas con la aparición de innumerables escombreras de minas, en muchos casos se encuentran asociados (áreas de Fígols, Sant Corneli, etc.).

En sectores muy puntuales pueden aparecer derrubios ordenados de vertiente, como es el caso del vertedero de basuras de La Molina. En este se pueden observar 12 ciclos de niveles de gelifractos con el techo de cada uno de ellos cementado. El tamaño máximo de los cantos supera el metro y la matriz incluye cantos de 1-2 cm.

En la zona de la ermita de Montgrony, se dan zonas con un importante desarrollo de depósitos coluviales. Estos están constituidos por un paquete heterogéneo, que incluye algunas pasadas de niveles finos y su potencia puede superar localmente los 10 m de espesor. El tamaño máximo de los cantos alcanza los 2 m, y aparecen cementados. Esta formación corresponde a una fase regularización de la vertiente.

1.4.5. Depósitos morrénicos

La última pulsación fría o tardiglaciar desarrolló en este sector depósitos morrénicos en dos tipos de posiciones. En la primera se da una acumulación en las proximidades de las paredes de los circos glaciares, sin apenas superar los umbrales de los neveros, dando pequeños arcos morrénicos. En la segunda, y a un nivel inferior, se sitúan los arcos morrénicos de los glaciares rocosos. En algunos casos estos materiales aparecen afectados por fenómenos de subsidencia y colapsos, debido a la presencia de un conjunto de dolinas actualmente funcionales y que se sitúan por debajo de la formación superficial. Se localizan únicamente en la parte N-NW de la Hoja en el macizo de la Tosa d'Alp, en los Rasos de Comabella y en Coms de Das.

1.4.5.1. Glaciares rocosos

Se localizan únicamente en los torrentes de Comabella y de Coma Oriola, ambos en el macizo de la Tossa d'Alp. Están constituidos por un depósito heterométrico de cantos angulosos embebidos en una matriz arcillosa de color gris, sin ningún tipo de estructura in-

terna. Los cantes, principalmente de calizas, son angulosos y pueden alcanzar los 3-4 m de diámetro. Estos materiales presentan una morfología lobulada en forma de arco.

1.4.5.2. *Morrenas de nevero*

Las morrenas de nevero presentan una morfología de arcos morrénicos que solo se pueden reconocer en sectores de Coms de Das, aunque tambien se encuentran en el torrente de Comabella. Los cantes angulosos incluidos en la matriz arcillosa de color parduzca son sus características mas remarcables.

1.4.6. *Explotaciones antrópicas*

La cuenca del Llobregat se encuentra situada en la cuenca minera del Berguedà. En ésta tiene asiento la explotación de canteras a cielo abierto y minas con extracción de calizas y lignitos. Esta actividad extractiva está produciendo importantes acumulaciones de escombreras, principalmente en el sindinal de Figols que se sitúa en el borde occidental de la Hoja.

2. TECTÓNICA

2.1. TECTÓNICA HERCÍNICA

2.1.1. Estructura del Paleozoico

En la zona que abarca la hoja de La Pobla de Lillet se pueden reconocer dos tipos de estructuras hercínicas: la presencia de una esquistosidad regional especialmente desarrollada en los materiales Cambro-Ordovícicos y del Ordovícico superior y un sistema de cabalgamientos fosilizados por los materiales vocánicos del Pérmico (cabalgamientos del macizo de la Tosa d'Alp).

Cabalgamientos del Massís de la Tosa d'Alp

Este sistema de cabalgamiento es responsable de la superposición de distintas láminas con Silúrico, Devónico y Carbonífero. Las pelitas del Silúrico y del Devónico, así como los materiales detriticos del Carbonífero actúan de niveles de despegue de los cabalgamientos. Domingo et al. (1988) diferencia 7 unidades apiladas siendo la de La Tosa d'Alp la más superior.

Los cabalgamientos que limitan las láminas cabalgantes muestran una disposición subhorizontal al norte, mientras que buzan fuertemente al sur, llegando a invertirse en algunos puntos, siendo el Silúrico el nivel de despegue más bajo implicado en el apilamiento.

Al norte de la Tosa d'Alp, se observa una serie de fallas normales con un salto relativamente pequeño, que pueden entroncarse con una superficie de cabalgamiento en profundidad.

Al sur, tanto las capas como los cabalgamientos buzan fuertemente al sur, describiendo un anticlinal de escala kilométrica, siendo la estructura mayor observada en la Tosa d'Alp. Este pliegue está producido por una superposición de rampas de bloque. Esta interpretación implica el mínimo acortamiento.

La unidad de la Tosa d'Alp, constituida por calizas del Devónico, cabalga a los materiales del Carbonífero en la parte sur. El cabalgamiento inferior de la unidad se sitúa entre materiales carboníferos al sur del anticlinal de bloque superior formado por las calizas devónicas. Más al sur, la unidad del Collet Roig se ha interpretado como diferente de la de la Tosa d'Alp (Domingo 1985).

Esta unidad del Collet Roig está limitada al sur por una falla substractiva, que pone en contacto materiales triásicos en el bloque superior con materiales del Devónico en el bloque inferior, faltando el Estefano-Pérmico.

Todos los niveles pelíticos involucrados en el apilamiento de láminas tienen esquistosidad asociada, buzando hacia el norte con un ángulo de unos 350. En las rocas carbonáticas, se aprecia un sistema de diaclasas. Tanto las líneas de interrupción de las rampas como las líneas de entroncamiento entre los diferentes cabalgamientos permiten deducir una dirección de transporte de los cabalgamientos hacia el sur.

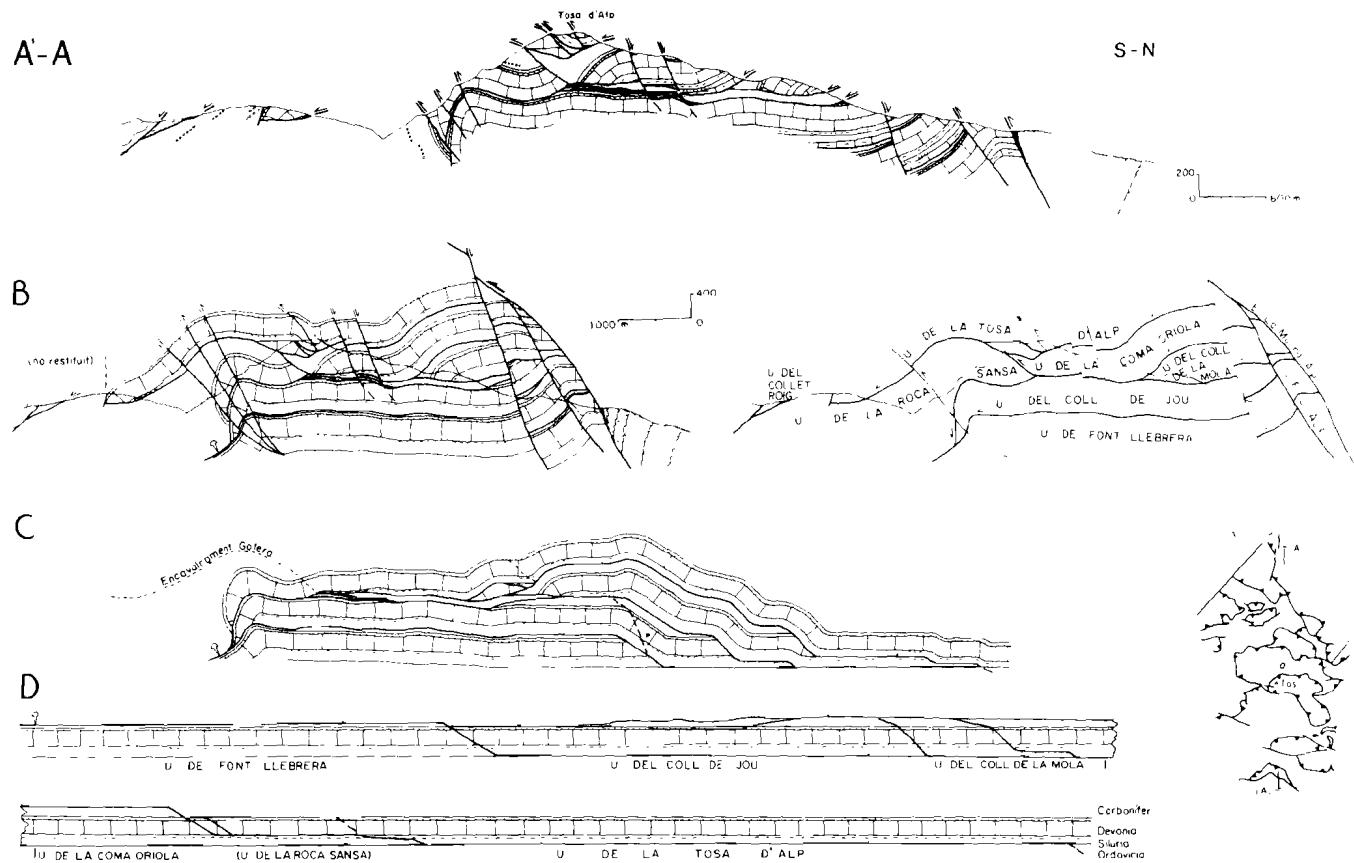


Fig. 4 - Corte compensado y restituido de la Tossa d'Alp. (Domingo *et al.*, 1988).

2.1.2. Corte compensado

Una vez conocida la dirección de transporte y la secuencia de los cabalgamientos (Domingo *et al.*, 1988), se han construido los cortes compensado y restituido de la fig. 4, para conocer el acortamiento mínimo que representa el apilamiento de las láminas de la Tosa d'Alp (Domingo *et al.*, 1988). La comparación entre los dos cortes sugiere un acortamiento del 70%, restituyendose la unidad de la Tosa d'Alp (la más aloctona), 21 km al norte de la situación actual.

2.2. TECTÓNICA DE COMPRESIÓN EOCENA

2.2.1. Estructura del sector occidental

La estructura del sector oeste del río Ter presenta una gran complejidad debido a la gran cantidad de cabalgamientos existentes (fig. 5). De más inferior a más superior pueden separarse en: unidad del Canigó, unidad de Bruguera, unidad de Perramón, unidad de Castellar de N'Hug y unidad de Montgrony, la más meridional.

Unidad del Canigó

La unidad del Canigó (también Unidad de Collada Verda) consiste en Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior, con series muy distintas de las que constituyen las láminas situadas al sur del cabalgamiento de Ribes-Camprodón. La estructura interna se caracteriza por una serie de cabalgamientos menores, probablemente entroncados con el de Ribes-Camprodón. (Muñoz, 1985).

El cabalgamiento de Ribes-Camprodón continúa hacia el oeste con el cabalgamiento de La Molina-Alp, limitando a los materiales del Cambro-Ordovícico, Ordovícico superior y Silúrico, de los del Devónico y Carbonífero situados más al sur. La dirección de este sistema de cabalgamientos es NW-SE. El cabalgamiento principal es subvertical en la parte noroeste y buzante al norte en la parte sureste, quedando bien delimitado en el campo por una banda de materiales silúricos. El cabalgamiento de la Molina-Alp corta al sistema de cabalgamientos de la Tosa d'Alp. La estructura del bloque superior, unidad de Boscarrot (Domingo, 1985), está caracterizada por una esquistosidad de dirección ESE-WNW asociada a pliegues vergentes al sur.

Unidad de Ribes de Freser

La Unidad de Ribes de Freser es la unidad más inferior de las que afloran. Esta unidad aflora en la ventana tectónica de Ribes de Freser y formando una lámina cabalgante limitada por un cabalgamiento fuera de secuencia al sur y el cabalgamiento de Ribes-Camprodón al norte. La ventana de Ribes se encuentra frente a la estación de servicio situada al sur del pueblo de Ribes. En el río afloran volcanitas estefano-pérmicas y materiales detríticos y calizas del Garumniense por debajo de rocas ordovicicas (Ashauer 1943; Fontboté 1949). Dichas rocas han sido incluidas en la Unidad de Ríbes, situada debajo de la Unidad de El Baell (Muñoz 1985; Muñoz *et al.*, 1988).

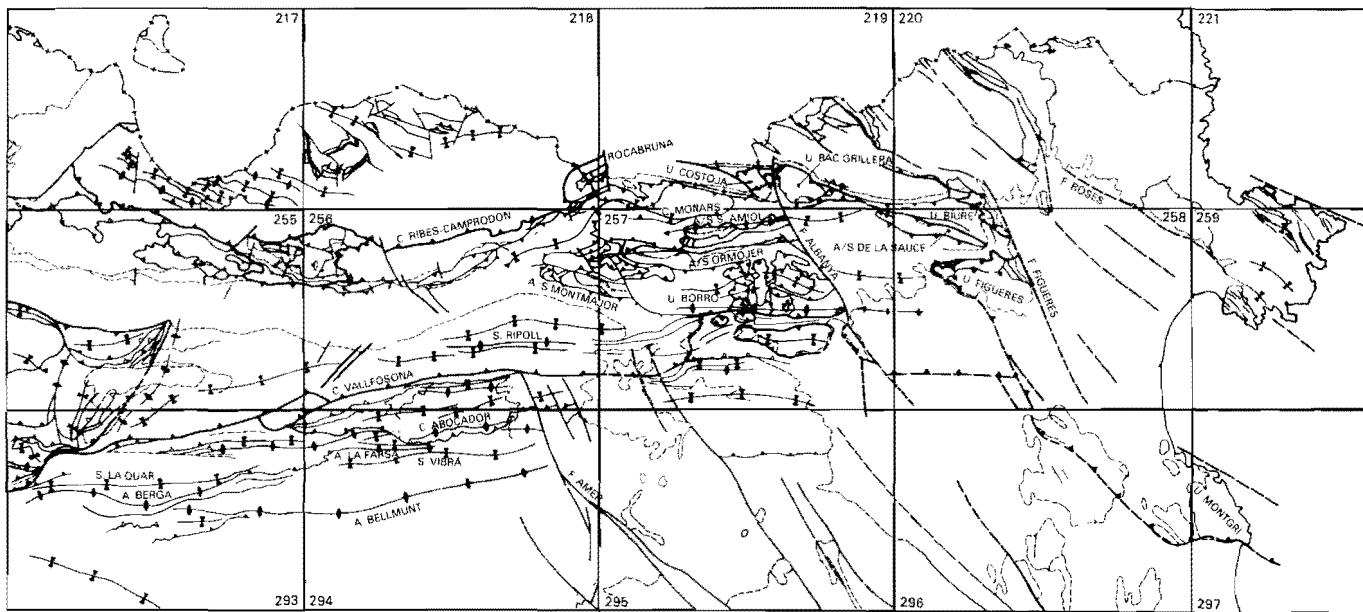


Fig. 5 - Mapa estructural de síntesis de la zona a que pertenece esta hoja, en donde se sitúan los límites de las hojas 1/50.000, y las principales estructuras.

Unidad de Bruguera

La unidad de Bruguera está compuesta por series atribuibles al Cambro-Ordovícico con Pérmico volcánico y Garumniense ambos discordantes. La unidad está plegada en anticlinal con un flanco sur subvertical y un flanco norte poco inclinado hacia el norte. El cabalgamiento inferior se entronca con el cabalgamiento inferior de la unidad de La Baells, mientras que por la parte norte toda la unidad está cortada por un cabalgamiento subvertical fuera de secuencia, relacionado con el cabalgamiento de Ribes-Camprodón. El límite superior está constituido por el cabalgamiento inferior de la unidad de Sant Amanç o el de la unidad de Coma Ermada-Conivella. Al este del río Freser, la unidad describe una terminación perianticlinal.

Unidad de Castellar de N'Hug

Está constituida por materiales de Devónico y del Carbonífero prehercínico recubiertos en discordancia por una potente serie del Estefano-Pérmico. La unidad de Perramón cabalga a la de Castellar de N'Hug por medio de un cabalgamiento subhorizontal que constituye el límite norte de esta unidad. El límite meridional de la unidad corresponde al cabalgamiento inferior de la unidad de Montgrony, al cual se entroncan todos los cabalgamientos internos de la unidad de Castellar de N'Hug.

Unidad de Montgrony

Está formada por materiales detriticos rojos del Estefano-Pérmico y Garumniense, en continuidad con los materiales eocenos que forman el sinclinal de Ripoll. Muñoz (1985) sitúa, arbitrariamente, el límite meridional de la unidad en el contacto entre el Garumniense y las margas eocenas de la Fm. de Sagnari. La superposición de láminas cabalgantes, muchas de ellas con una estructura interna constituida por un pliegue de rampa, pliega a las más superiores dando unas geometrías muy complejas. Los sedimentos margosos eocenos se adaptan a esta geometría mediante pliegues y cabalgamientos en ambos sentidos, desarrollados en el bloque superior del cabalgamiento superior de las láminas apiladas.

Los materiales del Garumniense presentan una esquistosidad bien desarrollada, normal a las capas. Esta esquistosidad está deformada posteriormente durante el apilamiento.

2.2.2. 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).

El cabalgamiento de Vallfogona tiene una dirección predominantemente E-W tendiendo a flexionarse en las proximidades de los Mantos superiores. Entre los pueblos de Vall-

fogona y Vilada 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.

La estructura interna del manto del Cadí se caracteriza por un amplio sinclinal (denominado sinclinal de Ripoll) de dirección E-W y con una ligera vergencia al sur. Este sinclinal pliega al manto del Pedraforca y es sincrónico con el apilamiento antiformal del Freser como veremos más adelante.

Anticinal de Vilada-Lillet

Se trata de un anticinal de dirección NE-SW, paralelo a la traza de la rampa oblicua del manto del Pedraforca, formado por el emplazamiento de éste sobre las turbiditas de Campdevànol. Este anticinal está posteriormente plegado por el sinclinal de Ripoll (E-W), durante la deposición de los conglomerados D y E (ver pág. 43), produciendo discordancias progresivas. En la zona de Vilada, la interferencia de las dos estructuras produce un pliegue cónico con el eje del cono K, buzando 80° hacia el N28°, y con una cresta (eje D, según terminología de Haman, 1961) buzando 50° también hacia el N28°, con un ángulo de apertura delta/2 de 50° fig. 6). Geométricamente se trata de un cono de tipo «A» (según terminología de Martínez, 1983) que se abre según la inclinación de K.

Los citados anticinales son sincrónicos con el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca, tal como demuestra su edad de fosilización y representan 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 anticinal de Vilada al noroeste de dicha población.

De lo anteriormente expuesto puede deducirse que los anticinales de Vilada y Lillet corresponden a un mismo anticinal 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.

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 anticinal de Vilada - Lillet constituye igualmente un anticinal de contorno oblicuo (oblique tip anticline). El corte re-

alizado (fig. 9) 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. Este corte se ha compensado para construirlo geométricamente posible, siendo la cantidad de acortamiento calculada (47%) superior a la mínima real.

2.2.3. Manto inferior del Pedraforca

El contacto norte de los mantos del Pedraforca fueron interpretados como cabalgantes hacia el norte por encima del Eocene de la Serra del Cadí (Astre, 1924; Jacob *et al.*, 1927). Más tarde, (Ashauer, 1934; Desjardins y Latreille, 1961) describen la unidad del Pedraforca como autóctona, afectada por cabalgamientos de gran ángulo, vergentes al norte en la parte septentrional y vergentes al sur en la meridional. Diez años más tarde (Séguert, 1970) describe la unidad del Pedraforca como un manto de corrimiento proveniente del norte y cabalgando al Eocene de la unidad del Cadí, que considera autóctona, me-

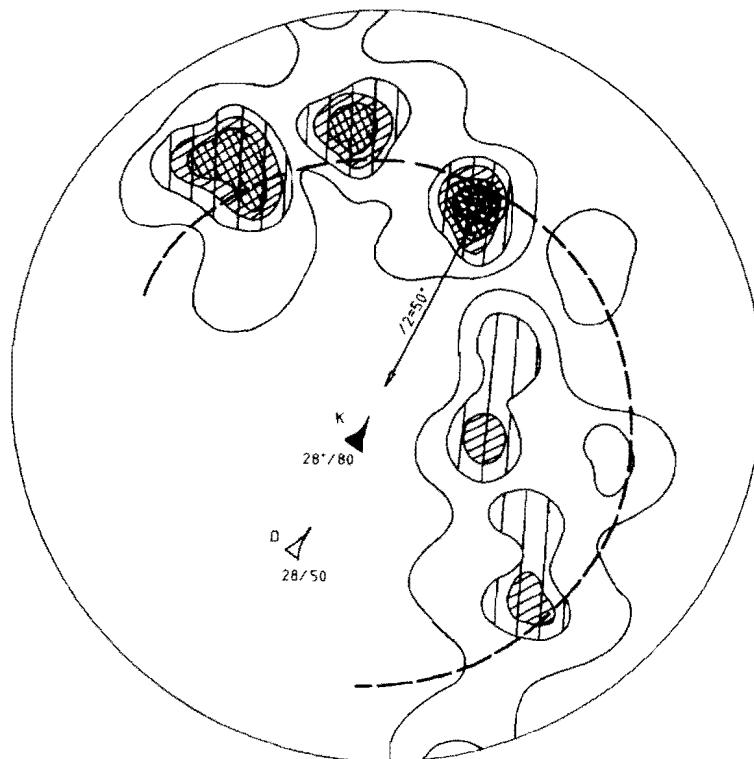


Fig. 6 - Estereograma de la proyección de los polos de las capas del anticlinal de Vilada. Hemisferio superior, red de Schmidt. La disposición en un círculo menor determina su geometría cónica

diante los yesos del Keuper, que considera el nivel de despegue. El cabalgamiento norte lo interpreta como el límite septentrional erosionado del manto del Pedraforca. El buzamiento hacia el sur de dicho cabalgamiento, no lo interpretó como un cabalgamiento plegado sino como una geometría original, muy de acuerdo con el concepto de emplazamiento de mantos por gravedad, que era la teoría dominante en el momento. Séguret incluyó en una misma unidad al Manto del Cotiella, a un conjunto de mantos que denominó Unidad Suppirenaica Central (Boixols, Montsec y Sierras Marginales) y al Manto del Pedraforca. Al oeste, separó el Manto de Gavarnie y al este, la unidad autóctona del Cadí. Al inicio de la década de los 70, la unidad del Pedraforca pasa a ser manto del Pedraforca.

En la misma época, Garrido (1972) propone una clasificación distinta de la propuesta de Séguret. El manto del Montsec incluye Cotiella, Boixols, Montsec y Pedraforca. El manto de Gavarnie incluye las unidades de Serres Marginales, mientras que al este, la unidad del Cadí continúa siendo autóctona.

En la década de los 70, a partir de los datos obtenidos en la explotación petrolera (sísmica y sondeos), se demuestra la importancia del cabalgamiento de Vallfogona, que constituye el límite meridional del manto del Cadí. Los datos a partir de los cuales se demostró la existencia del cabalgamiento figuran en (Clavell *et al.*, 1988). En Muñoz *et al.* (1986) se propone una clasificación de los mantos suppirenaicos atendiendo a su posición estructural. Los Mantos Superiores constituidos por rocas mesozoicas principalmente (Figueres-Montgrí, Pedraforca, Boixols, Montsec, Serres Marginales, y Cotiella). Los Mantos Inferiores constituidos por rocas paleogenas y unidades con basamento (Cadí y Gavarnie). Así, los Mantos Superiores se encuentran siempre por encima de los Inferiores, los cuales tienen su continuidad al norte a través de la zona de les Nogueras (Muñoz *et al.*, 1986).

Recientemente, el manto del Pedraforca ha sido separado en dos, denominados manto superior y manto inferior del Pedraforca, con geometrías y edades de emplazamiento muy diferenciadas (Vergés y Martínez, 1988). El manto superior está separado del inferior mediante el cabalgamiento inferior del Pico del Pedraforca, que puede seguirse bajo los materiales del Cretácico inferior aflorantes en el Pico del Pedraforca y Serra de Clotarons (Vergés y Martínez 1988). Se ha de señalar que Séguret (1970) separa los materiales del Cretácico inferior del Pic del Pedraforca mediante un cabalgamiento, aunque no hace ninguna otra mención.

Límites del manto inferior del Pedraforca

Los límites del manto inferior del Pedraforca corresponden a un límite erosivo en su parte norte, mientras que el límite este y el límite sur constituyen límites con la misma disposición a la que tuvieron durante su emplazamiento, deducido del conjunto de materiales que fosilizan dichos límites. Así el límite norte constituye una zona de rampa de muy pequeño ángulo, puesto que sube en la serie del bloque inferior desde el Trías en su

parte más oeste, hasta los sedimentos turbidíticos de la Fm. de Campdevànol en la zona de la Hoja. El límite este, tiene una dirección NNE-SSW y el límite sur (Hoja de Berga) tiene una dirección aproximada E-W.

Estructura interna del manto

La estructura interna del manto inferior del Pedraforca consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos que separan diferentes láminas cabalgantes. Se han podido diferenciar 5 de estas láminas que están constituidas por materiales mesozoicos, paleocenos y eocenos.

Las series realizadas, junto con el mapa geológico permiten observar que los materiales del Cretácico superior y Garumniense se acuñan hacia las láminas situadas en el exterior del conjunto del manto inferior del Pedraforca. Así mientras que la lámina de Vallcebre, la más septentrional, tiene un espesor total de más de 2400 m de sedimentos, las láminas más externas no pasan de 500 m.

Los cabalgamientos que forman el sistema imbricado del manto del Pedraforca tienen una geometría similar a la que presenta el cabalgamiento de contorno (el cabalgamiento más externo emergente). Así describen una forma de arco cuyo vértice oriental se sitúa en la intersección de las dos direcciones predominantes de las estructuras (extremo noreste del manto inferior del Pedraforca).

Las estructuras internas del manto (cabalgamientos y pliegues) muestran figuras geométricas formadas por la intersección de dos direcciones de plegamiento, que coinciden con las direcciones de las rampas NNE-SSW y E-W. Uno de los ejemplos más conocidos es la cubeta de Vallcebre, que comentaremos más adelante.

Cubeta de Vallcebre

La cubeta de Vallcebre presenta una forma abierta por el sector noroeste, al norte de la serra d'Ensija (Hoja de Gósol) formada por la interferencia de dos direcciones: WNW-ESE y NE-SW. En el núcleo de la cubeta se han observado pequeños cabalgamientos decamétricos a hectométricos, que afectan principalmente a los niveles calizos más competentes, siendo los niveles de despegue las margas infrayacentes a los niveles calizos.

El análisis geométrico de la cubeta permite deducir una forma cónica con un eje K buzando 70° hacia el $N40^\circ E$, y los ejes D2 buzando 60° hacia el $N22^\circ W$, y el D1 20° hacia el $N20^\circ W$ (Martínez y Vergés, 1978) tal como se observa en la fig. 7. Ésta forma una interferencia con la terminación del anticlinal d'Ensija, que también forma un pliegue cónico con un eje K que buza 80° hacia el $N5^\circ W$ (fig. 7). Según la terminología de Martínez (1983), la cubeta es un cono de tipo «B» y la sierra d'Ensija de tipo «A». La geometría detallada de la cubeta fue posible debido a la gran cantidad de datos existen-

tes de las explotaciones mineras de carbón, tanto de la zona de Figols como de la zona de Vallcebre.

Olistolito del río Arija

En el río Arija, justo en el extremo noreste del manto inferior del Pedraforca aflora un conjunto de materiales triásicos (Solé Sugrañes y Mascareñas, 1970) con unas dimensiones de 3.5 km de longitud y una potencia máxima de 600 m. Estos materiales triásicos están intercalados entre las turbiditas de la Fm. Campdevànol. El contacto inferior se sitúa unos 100 m por encima del límite entre las Fm. de Armàncies y de Campdevànol. El contacto inferior es plano, mientras que el contacto superior tiene forma convexa hacia el sur. La representación cartográfica, debido al fuerte buzamiento de las capas en esta zona, aparece como un corte geológico. El extremo inferior occidental se adelgaza considerablemente y queda situado por debajo del cabalgamiento inferior del manto inferior del Pedraforca.

La masa de materiales triásicos está constituida por calizas laminadas, atribuidas al Muschelkalk, y yesos y lutitas del Keuper. Aparecen dos niveles de calizas situadas en la parte inferior y en la parte media del paquete, que hace pensar en una duplicación de la serie estratigráfica triásica. Las capas de turbiditas se disponen recubriendo el paquete de

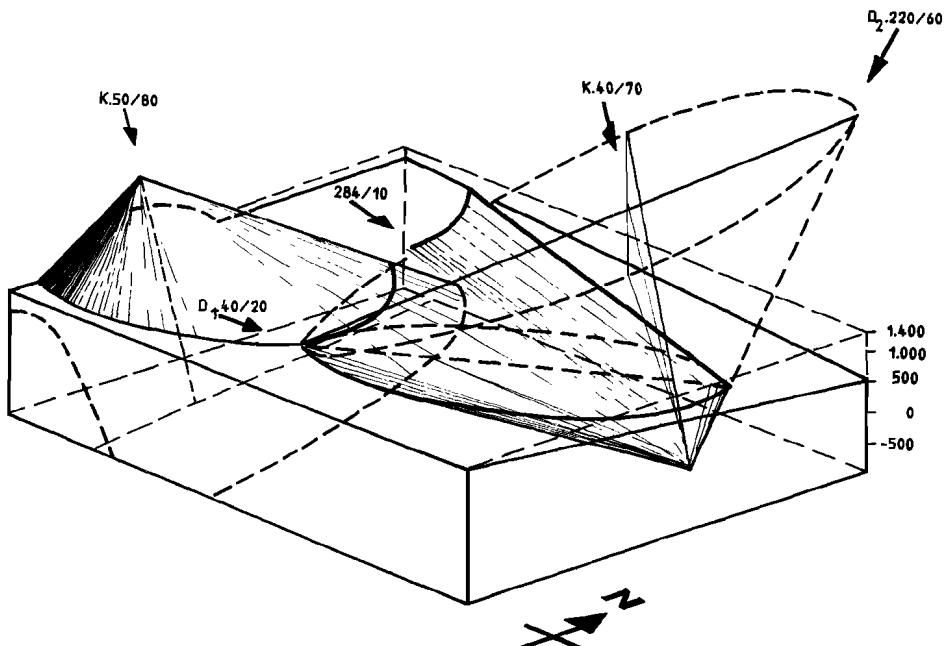
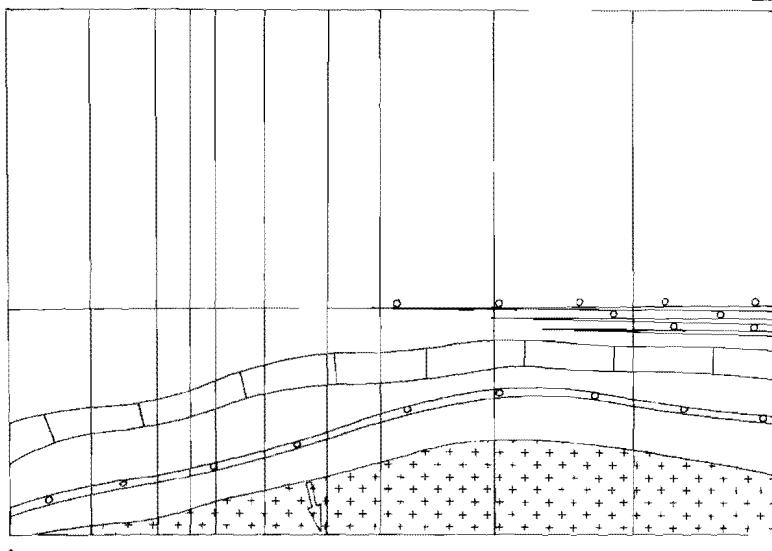


Fig. 7 - Bloque diagrama en donde se ha representado la morfología cónica de la cubeta de Vallcebre y de la terminación de la serra d'Ensija (Martínez y Vergés, 1978).

O

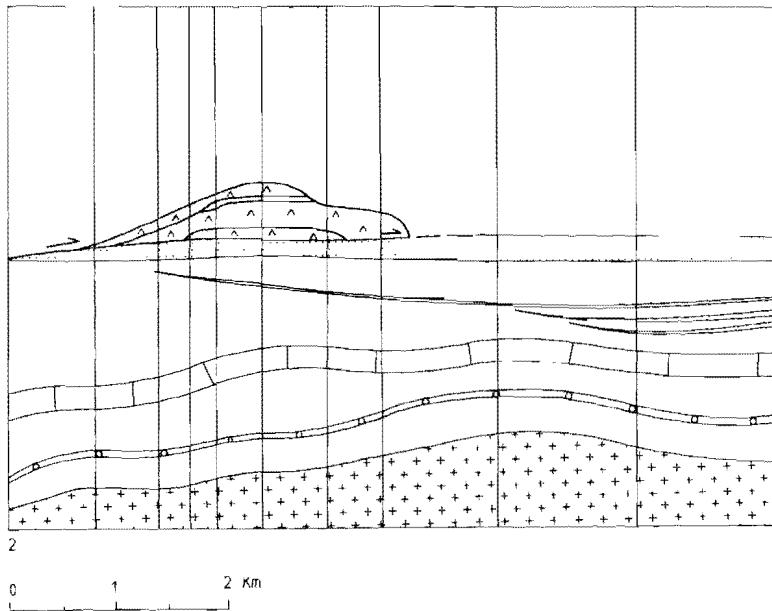
E



1

O

E



2

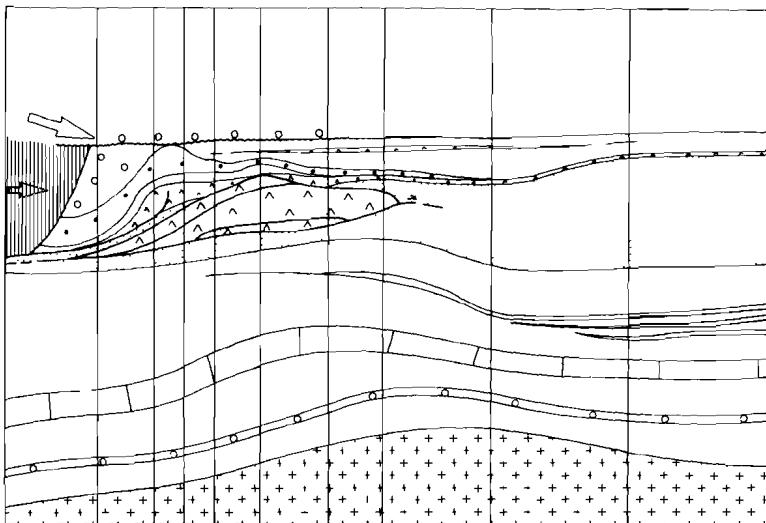
0 1 2 Km

Escala Hz= V

Fig. 8 - Secuencia de la evolución del emplazamiento del olistolito del Arija y el manto inferior del Pedraforca. (Martínez y Vergés, 1986).

O

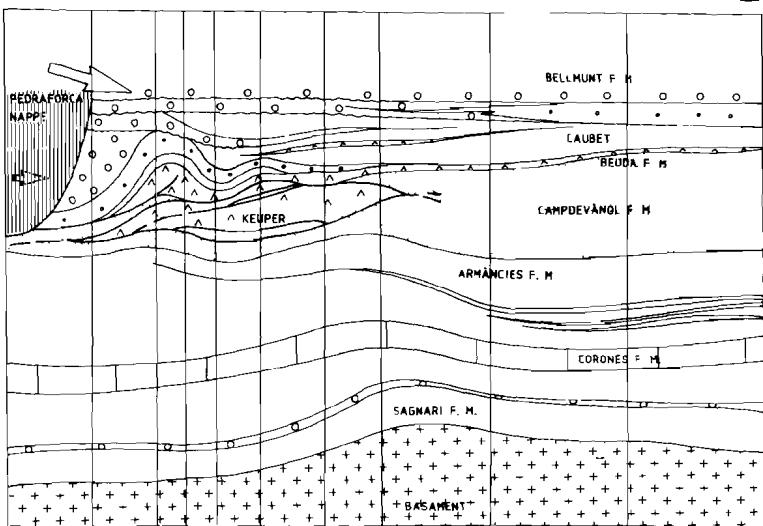
E



3

O

E



4

Fig. 8 bis - Secuencia de la evolución del emplazamiento del olistolito del Arija y el manto inferior del Pedraforca. (Martínez y Vergés, 1986).

materiales triásicos con una relación de onlap, observable en la parte occidental de paquete. Encima del paquete, principalmente en los flancos del paquete triásico se depositaron espesores considerables de yesos blancos (el Guixer) en la parte más alta pasando a yesos oscuros en la parte más baja, con una edad Luteciense.

La morfología y constitución del cuerpo de material triásico, su relación con los materiales turbidíticos que lo engloban y su disposición con respecto al cabalgamiento inferior del manto inferior del Pedraforca sugieren que dicho cuerpo corresponde con un olistolito como ya fue indicado por Séguret (1972) y no parece ligado a fenómenos diapíricos (Sole Sugrañes y Mascareñas, 1970). El olistolito se emplazó durante la sedimentación de los materiales turbidíticos de la Fm. de Campdevànol proviniendo probablemente de una parte frontal o lateral del manto inferior del Pedraforca, el cual cabalga finalmente al olistolito. La propia morfología del olistolito junto con la distribución de los materiales posteriores al emplazamiento de este indican que dicho olistolito formó una barrera paleogeográfica que influenció la sedimentación posterior

En la fig. 8, (Martínez y Vergés 1986) se ha representado una secuencia de diferentes estadios de la colocación del olistolito relacionado con el emplazamiento del manto inferior del Pedraforca. Esta secuencia se construyó haciendo 10 series, colocando en cada estadio una capa horizontal, de más antigua a más moderna. 1) ya se observa, en la zona occidental, una flexión de las capas de la Fm de Armàncies por el peso del manto del Pedraforca. 2) Colocación del olistolito de Keuper sobre las turbiditas. 3) Emplazamiento del manto del Pedraforca, con la formación del anticlinal de Lillet, afectando a conglomerados de tránsito marino-continental, de la Fm de Coubet y como nivel de despegue los yesos de Beuda. Éste forma un relieve que obstruye a los conglomerados procedentes de la desmantelación del manto del Pedraforca, hasta que un nivel de conglomerados continentales fosiliza la estructura. 4) Prosigue la deformación del anticlinal de Lillet, afectando a la anterior capa de conglomerados continentales y creando una paleogeografía compleja, hasta la fosilización final de la estructura por abanicos continentales de la Fm de Bellmunt.

Relaciones tectónica-sedimentación (Secuencias de cabalgamientos)

Límite oriental del manto (la Nou)

La historia tectono-sedimentaria del emplazamiento del manto inferior del Pedraforca ha podido deducirse debido a la excelente conservación de los depósitos conglomeráticos asociados al manto (capítulo de estratigrafía). En la fig. 9, de Martínez *et al.* (1988) se muestra un esquema de la relación geométrica existente entre los diferentes tramos conglomeráticos, enumerados de la A a la F, y el sistema imbricado de cabalgamientos correspondiente a la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca.

El cabalgamiento 1 corta a los conglomerados A mientras que está recubierto por los conglomerados B. Estos a su vez están cortados por el cabalgamiento 2, que queda fosiliza-

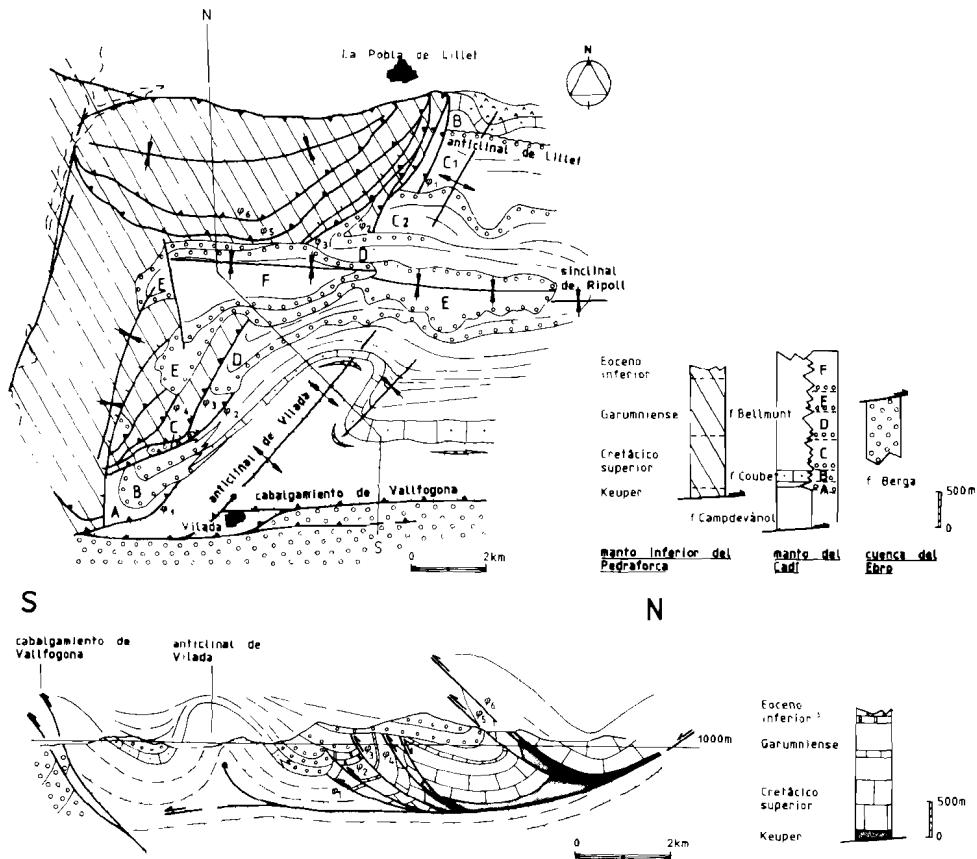


Fig. 9 - Corte en la zona oriental del manto inferior del Padraforca, en donde se observa la relación de las láminas cabalgantes con los conglomerados sinsedimentarios. Martínez et al., (1988).

do por los conglomerados C y así hasta los conglomerados F que recubren discordantemente a todas las estructuras imbricadas. Esta disposición estructural donde el cabalgamiento más moderno se produce en el bloque superior (en el traspasí) de un cabalgamiento más antiguo indica una propagación de los cabalgamientos fuera de secuencia. Sin embargo es importante notar que el anticlinal de Vilada-Lillet, situado en el bloque inferior del cabalgamiento 1, tiene un crecimiento continuado al menos durante el periodo de tiempo de actividad de los cabalgamientos 1-5, indicando que una parte de la deformación se transmite por el cabalgamiento basal del sistema (cabalgamiento 0) y otra parte de la deformación se transmite al sistema imbricado emergente. En la fig. 10, se ha representado una evolución idealizada de la relación de los cabalgamientos y los materiales sinsedimentarios.

Deducción de la dirección de transporte de los mantos de corrimiento

Para deducir la dirección de transporte del manto inferior del Pedraforca sólo puede hacerse a partir de las características geométricas que presentan los cabalgamientos del manto y las estructuras asociadas y de los datos paleomagnéticos comentados más adelante. En los Mantos Superiores, al estar emplazados en niveles estructurales altos no existe otros criterios característicos de mantos situados en niveles estructurales más bajos.

Así la geometría en forma de arco de los cabalgamientos septentrionales, indica que la dirección de transporte ha de estar comprendida entre N-165°E y N-225°E. Además, en el río Llobregat se observa un sistema de fallas con una dirección N-15°E sin estructuras de plegamiento asociadas. Estas fallas quedan restringidas al bloque superior del manto inferior del Pedraforca como lo demuestra el hecho que no afectan a los materiales del manto del Cadí, al norte, y a los materiales de la cuenca del Ebro, al sur. Por tanto dicho sistema de fallas puede interpretarse como una zona de rampa lateral con una dirección paralela a la dirección de transporte. La dirección de la falla es N-15°E, dirección que coincide exactamente 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 y el anticlinal de Vilada-Lillet constituye igualmente un anticlinal de contorno oblicuo. Esta interpretación está de acuerdo con los datos paleomagnéticos de muestras del anticlinal de Vilada-Lillet que señalan que dicho anticlinal rotó 20° en sentido antihorario como consecuencia del emplazamiento del manto inferior del Pedraforca (Burbank y Puigdefàbregas, 1985; Dinarés, 1991).

Corte compensado y restituido

Corte compensado de el Collet-Porlet tiene una dirección N-S aproximadamente paralela a la dirección de transporte del manto y ha sido realizado al oeste del río Llobregat, es-

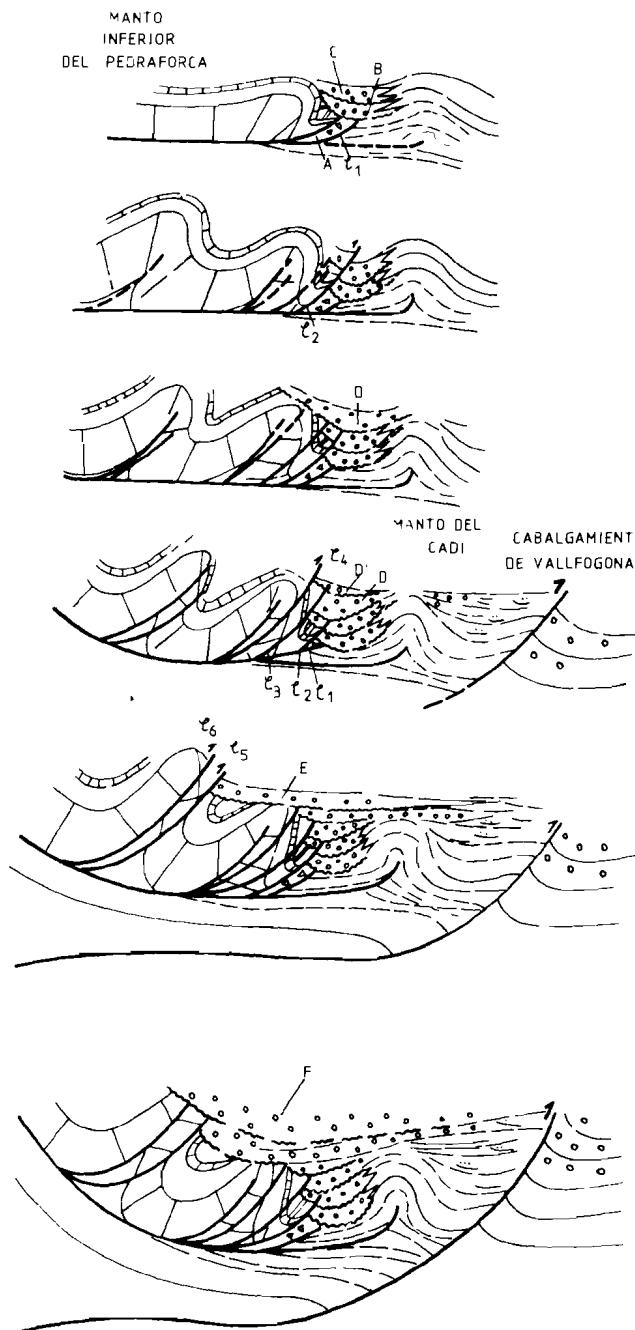


Fig. 10 - Secuencia de varios estadios de emplazamiento del borde oriental del manto del Pedraforca, en donde se observa la relación de las láminas cabalgantes con los materiales sinsedimentarios (Martínez y Vergés, 1984).

tructuralmente contiene manto del Cadí, manto inferior del Pedraforca y cuenca del Ebro. El corte compensado se ha realizado según el criterio de los mínimos desplazamientos, en los imbricados donde la erosión no permite la observación del anticlinal de rampa superior (fig. 11).

Acortamiento interno del manto inferior del Pedraforca

El corte compensado y restituido muestra un ángulo de corte de las superficies de cabalgamiento que varía entre 16° y 23° , siendo esta última inclinación la más abundante. El cabalgamiento que limita a la lámina de Vallcebre (la más septentrional) muestra una inclinación de 26° .

El desplazamiento efectuado por el manto inferior del Pedraforca sobre los materiales eocenos del manto del Cadí, a través de su cabalgamiento inferior es superior a los 17.7 km. El acortamiento sufrido por el manto debido a los cabalgamientos imbricados que configuran su estructura interna es de 9.3 km, como mínimo. El acortamiento mínimo se ha efectuado mediante el dibujo de las rampas de bloque superior lo más cerca de la superficie topográfica actual, cuando la erosión no permite cartografiarla.

El plegamiento del manto debido a la formación del sinclinal de Ripoll en el manto del Cadí (emplazamiento de la unidad Cadí-Port del Comte) es difícil de calcular. Sólo se puede calcular en la zona norte del Pico del Pedraforca, donde corta a conglomerados supuestamente eocenos. De todas maneras, el acortamiento debido al plegamiento posterior del manto inferior del Pedraforca debe ser muy pequeño.

Paleomagnetismo

La información paleomagnética disponible de las rocas del manto inferior del Pedraforca son escasas por el momento (trabajos en curso de J. Dinarés y P. Keller).

En cambio, los materiales eocenos del manto del Cadí, en el ámbito de la Hoja han sido ampliamente estudiados desde el punto de vista magnetoestratigráfico por Burbank et al. (1992). En este trabajo se analizan las columnas de Bagà (Eoceno inferior) y Gombreny (Eoceno), en el flanco norte del sinclinal de Ripoll y la columna de Sant Jaume de Frontanyà (Eoceno medio y superior), en el flanco sur. Las dataciones paleomagnetostratigráficas en la zona de Sant Jaume de Frontanyà permiten atribuir a los conglomerados mas altos una edad Bartonense superior-Priaboniense inferior y situarlos en la Fm. de Milany (Burbank et al., 1992). Esta columna También permite reconocer la inexistencia de rotaciones en estos materiales salvo los que están deformados por la rotación del anticlinal de Vilada-Lillet, como ya ha sido comentado anteriormente.

Cronología de la deformación

Manto inferior del Pedraforca

La edad de emplazamiento del manto inferior del Pedraforca viene determinada por la edad de los materiales sintectónicos asociados y por las relaciones geométricas de estos con las estructuras tectónicas. Los materiales sinorógenicos asociados al emplaza-

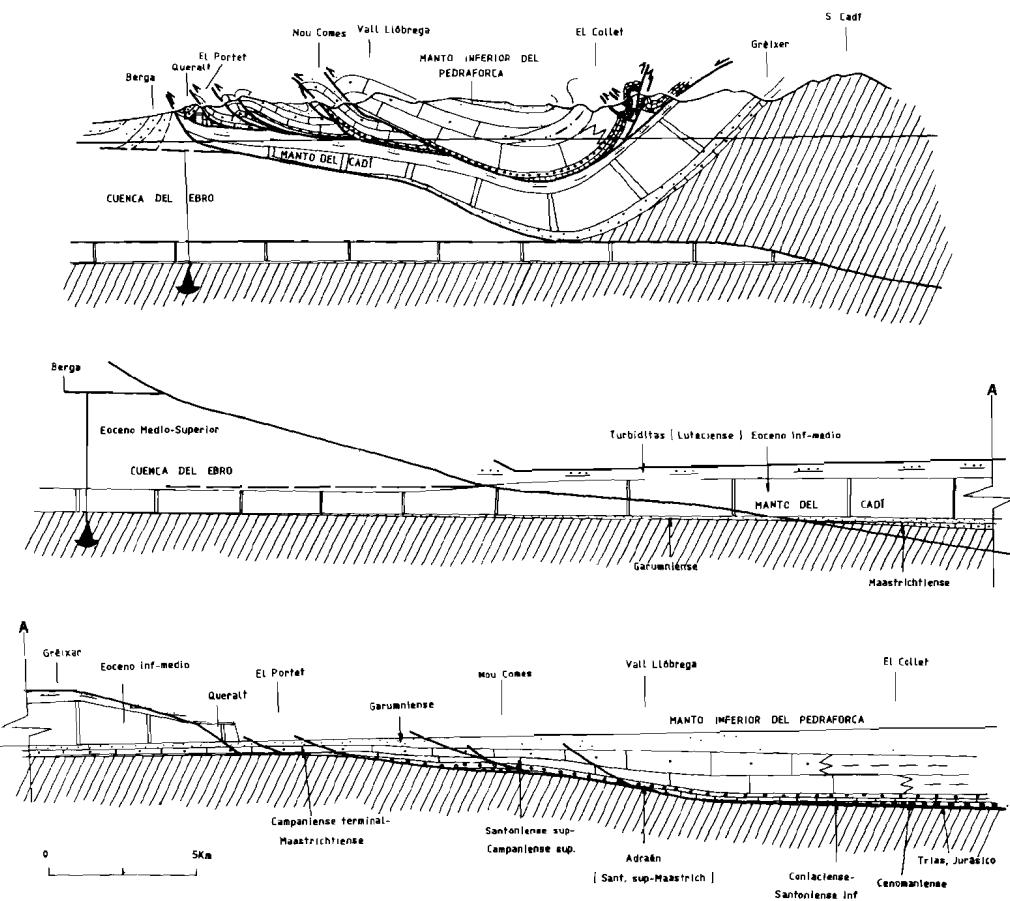


Fig. 11 - Corte compensado de El Collet - El Portet.

miento del manto inferior del Pedraforca afloran tanto en la terminación oriental del manto (La Nou), como en su parte frontal (Santa María de Queralt; ver capítulo de estratigrafía). Séguret (1972) señaló dos conjuntos de conglomerados con diferente significado. Los más inferiores, recubrían todas las estructuras (Corte 2 de la fig. 43, Séguret 1970), y estaban plegados, mientras que los conglomerados superiores de edad Eocene superior tenían una disposición subhorizontal y por tanto correspondían a la edad de fosilización del manto. Garrido (1972), estudió las brechas marinas con fauna de Queralt y dedujo una edad Cuisiense inferior para la fosilización del manto. Posteriormente Solé Sugrañes y Clavell (1973), realizaron un estudio estratigráfico y faunístico detallado de la serie de Queralt y observaron una serie continua hasta el Luteciense inferior y por encima conglomerados discordantes (conglomerados de Berga) atribuidos al Barremiense-Priaboniense, de lo cual dedujeron que la edad de fosilización correspondía a la base de estos conglomerados superiores. Garrido (1972) basándose en los datos apor-

tados por Solé Sugrañes y Clavell (1973), admitió que debido a la nueva clasificación de la fauna, los sedimentos que fosilizan el manto podrían ser Cuisiense superior o incluso Luteciense más inferior.

La interpretación de todos los datos aportados por los autores citados junto con los datos aportados por el trabajo de Martínez *et al.* (1988) permiten hacer una datación correcta de la edad del movimiento y emplazamiento del manto del Pedraforca. En la terminación oriental del manto se conservan los materiales sinorogénicos situados en ambos bloques del cabalgamiento inferior del manto, mientras que en Santa María de Queralt se conserva una serie continua de edad más inferior que la representada en la Nou, y situada en el bloque superior del cabalgamiento inferior del manto, en una situación de rampa frontal. Así describiremos la interpretación de las series de Santa María de Queralt y de la Nou.

La serie eocena de Queralt corresponde, en conjunto, a depósitos detríticos proximales depositados en ambiente marino (Solé Sugrañes y Clavell, 1973). La disposición en abanico de las capas de la serie fue interpretado por los autores como una discordancia progresiva ligada al movimiento de subsidencia. En concreto, el depósito de los conglomerados eocenos indica el periodo de desplazamiento del manto inferior del Pedraforca, al menos a partir de la base del Cuisiense hasta una edad posterior a los yesos de Beuda, igual que en la terminación oriental del manto (Martínez *et al.*, 1988). Otra de las indicaciones importantes es el medio de emplazamiento submarino al menos de parte del manto. Las partes emergidas, situadas al norte aportaron los bloques de calizas con alveolinas no depositados en esta zona meridional.

En la Nou, el cabalgamiento inferior del manto inferior del Pedraforca se sitúa encima de los yesos de Beuda, por lo que la edad de colocación del manto fue posterior a estos (están situados en el bloque superior del cabalgamiento en Santa María de Queralt y en el bloque inferior en la Nou), aunque las brechas sincrónicas al emplazamiento del manto y a la parte alta de la Fm. de Vallfogona También se encuentran en el bloque superior del citado cabalgamiento en la zona de la Nou (tramo de conglomerados A). El tramo B de conglomerados (equivalente de la Fm. de Coubet-Cal Bernat) continúa indicando condiciones marinas para los materiales relacionados con el emplazamiento. A partir del tramo C de conglomerados (equivalente a la parte inferior de la Fm. de Bellmunt) los sedimentos sinorogénicos indican condiciones continentales.

Los diferentes tramos, A hasta F, de conglomerados indican una continua estructuración de la zona de la terminación oriental del manto (Martínez *et al.*, 1988). La compleja disposición de las discordancias progresivas, tanto en sentido E-W, ligadas a la estructuración de la terminación del manto, como en sentido N-S, ligadas al crecimiento del anticlinal de Vilada-Lillet indican una evolución sincrónica de un sistema de cabalgamientos imbricados emergentes según una propagación fuera de secuencia en la terminación oriental del manto inferior del Pedraforca junto con el crecimiento del anticlinal de Vilada-Lillet hacia el antepaís del manto del Pedraforca (corte geológico II-II').

Resumiendo, las series eocenas representadas en la zona frontal (Santa María de Queralt) y en la zona de la terminación oriental (la Nou) indican un desplazamiento «submarino» del manto inferior del Pedraforca desde al menos el Cuisiense medio (Fm. de Coronas) hasta el Luteciense inferior (techo de la Fm. de Vallfogona). A partir de esta época, los diferentes cabalgamientos que componen el sistema imbricado del manto van siendo fosilizados por diferentes tramos de conglomerados con una edad Luteciense medio (Fm. de Coubet-Cal Bernat) hasta el Eoceno superior tal como indican las dataciones paleo-magnetostratigráficas.

Tectónica neógena

Fallas extensionales relacionadas con la tectónica neógena

Los materiales paleozoicos aflorantes en el extremo noroeste de la Hoja están afectados por fallas extensionales con hundimiento del bloque norte. Estas fallas están asociadas con la tectónica neógena que forma la cuenca de La Cerdanya y están detalladas en la Hoja de Puigcerdà (Cirés *et al.*, 1993).

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. FORMAS Y ANÁLISIS DE LAS FORMAS

La zona de estudio está representada al norte por los relieves de la Sierra del Cadí que constituyen el límite natural con la fosa de la Cerdanya, con la Tossa d'Alp (2.536 m), la Sierra de la Barraca y de Coma Armada, con el Pedra Picada (2.054 m), que la separa del valle de Ribes. Al sur encontramos la Sierra de Catllarás con el Puig Lluent (1.765 m) y la Sierra de San Marcos con el Tubau (1.544 m). Esta zona de vigoroso relieve está atravesada por las cuencas altas de los ríos Llobregat y Freser. Los cursos de aguas de los ríos Llobregat, Rigart y Merdàs tienen una orientación de W-E. El resto de la red de drenaje tiene una disposición de N-S, Riera de Bagà, Torrente de Riutort, R. Arija, etc.

La alineación orográfica del Cadí-Moixeró-Tossa d'Alp-Puigmal, actúa de pantalla frente a las precipitaciones provenientes del Mediterráneo. La pluviosidad anual oscila entre los 800 y 1.500 mm, con una distribución estacional muy irregular que muestra dos máximos equinociales, además de otro máximo relativo originado por las tormentas conectivas de verano. Esta zona presenta una precipitación elevada con cursos de agua superficiales prácticamente inexistentes, y por lo tanto, se da una infiltración muy importante. A partir de los 1.600 m de altura se da el predominio de prados de altura.

Bosch *et al.* (1978) estudian las formaciones superficiales y concluyen que los suelos tienen abundantes elementos rocosos arrancados por gelificación. También consideran la cantidad de 1.400 l/m² como el módulo pluviométrico para este sector del Pirineo. De los cuales el 30% corresponde a forma de nieve, y esto favorece la infiltración, aunque una parte muy importante de ésta se pierda como escorrentía superficial o como circulación rápida en el carst no saturado.

El carst se sitúa en los relieves calcáreos del Devónico. El macizo de la Tossa d'Alp forma parte de un aparato cártico con los principales puntos de emisión situados en las Fonts del Llobregat y en la Fou de Bou. Este aparato cártico complejo presenta la existencia de acuíferos colgados y da asiento a una dinámica preglaciar. Entre los 2.000 y 2.100 m de altura, en una longitud de 700 m se localizan 30 dolinas. Sus dimensiones son variables, tienen forma de embudo y se orientan con una dirección WNW-ESE. Estas formas afectan a todo tipo de formaciones superficiales situadas en este sector, y pueden actuar como pozos de nieve aun cuando en las partes altas de los macizos hayan desaparecido las nieves.

Las cavidades pertenecientes a la carstificación de las masas de calizas devónicas, diferentes de la actual, llenas por Pérmico, parecen indicar la presencia de líneas de flujo inferiores a las actuales surgencias de las Fonts del Llobregat y estarían influenciadas por las condiciones paleogeográficas del macizo. La surgencia de las Fonts del Llobregat es la más importante y recibe la influencia de una superficie de infiltración muy extensa. Las fuentes de la Font Gran d'Alp y de la cabecera de la Riera de Greixer drenan un acuífero colgado. Las cuevas y simas son bastante numerosas, como el sistema de la Fou de Bor, las simas de la Tosa d'Alp, Puigllançada, etc.

Durante las pulsaciones frías cuaternarias, este macizo estuvo sometido a morfogénesis glacial y periglacial. El marcado relieve preglaciar y la sobrealmacenamiento nival, permi-

tieron la instalación de un glaciar de circo (Circo de Comabella) situado prácticamente al nivel de las nieves permanentes. Contemporáneamente se dió una morfogénesis periglaciár, como lo demuestra la presencia importante de derrubios de vertiente.

Gómez (1988) en la zona de la Tossa d'Alp incluye determinados espacios en las superficies o planicies subsomitales. En zonas de resaltes rocosos se generan grandes bloques por crioclastia, mientras que en las zonas llanas se da principalmente macrocírculos de piedras, relacionados a macrogelifracción en profundidad. Aparecen fenómenos de soliflucción en las vertientes que están ocupadas por el Carbonífero, ya que se comportan como materiales impermeables y las formaciones superficiales adquieren el límite plástico y se erosionan fácilmente.

Diferenciamos los siguientes tipos de variedades geomorfológicas: estructural, fluvial y torrencial, de vertiente, periglaciár, glaciar, nival y cárstica, y antrópica. Las formas estructurales desarrollan superficies estructurales tanto lisas como en peldaños. El primer caso se sitúa en la serie continental terciaria y el segundo en peldaños se sitúa en el sinclinal de Figols.

3.2. FORMAS Y DEPÓSITOS

En la vertiente meridional del Puig Llançada y el Coll de Pal, entre los 1.800 y 1.200 m de altitud, se localiza un depósito coluvial formado por brechas cementadas. Está constituido por gravas de calizas devónicas seleccionadas y lavadas, con un aplanamiento débil y desgaste bajo. Por debajo aparece una formación con bloques de hasta 4 m de diámetro. Al sur de Can Massaners, se encuentra una formación aluvial de gravas con cantos de hasta 5 m de diámetro. Después del Estret, se puede observar otra formación con bloques superiores a 1.5 m que tiene restos de las brechas anteriores y los cantos son poligénicos. En las proximidades de Gréixer también aparece una formación aluvial de semejantes características. El estudio morfométrico de los cantos, coincide en señalar un origen glaciar de ésta formación (Clotet et al., 1.984). Estos depósitos en Gavarrós se encuentran encajados unos 40 m por la red fluvial.

Dentro de las morfologías periglaciares desarrolladas en épocas glaciales, que se localizan por debajo de los 2.200 m, se sitúan los derrubios ordenados y los asistidos. Existen grandes acumulaciones de conos de derrubios procedentes de corredores de aludes y avalanchas que se localizan en la vertiente septentrional de la Sierra de la Barraca, en las proximidades de Toses.

Los depósitos fluvitorrencales de Sant Juliá de Cerdanya tienen una evolución cuaternaria desligada puesto que su posición elevada hace que quede aislada con respecto al resto de las formaciones superficiales cuaternarias y del curso actual del río Llobregat. Un origen de esta cubeta colgada de Sant Julià podría ser debido a la formación de una dolina calcárea, gracias al tipo de substrato podría haber generado la formación por disolución de una gran dolina. Esta pudo haber sido colmatada por un lago, con depósitos lacustres y depósitos fluvitorrencales. Posteriormente se encajaría la red fluvial.

LA POBLA DE LILLET

MAPA GEOMORFOLOGICO Y DE FORMACIONES SUPERFICIALES

255
36-11



1000 0 1000 2000 3000 4000 5000 m

JORGE FLETA PASTOR
SERVEI GEOLÒGIC DE CATALUNYA

LEYENDA

TOPOGRAFIA

- △ Vértice geodésico y collado
- x Cota altimétrica
- 1785 Escarpe menor de 25m entre 25 y 75m y mayor de 75m

FORMAS ESTRUCTURALES

- Superficie estructural lisa o en peldanos
- Capa subvertical o "hogback"
- Línea de capa dura
- ▲ Estructura desfavorable o saliente rocoso

MORFOLOGIA FLUVIAL Y TORRENTIAL

- Curso principal
- Valle en "V" con incisión
- Valle de fondo plano con incisión
- Valle en cuna con incisión
- Lecho pedregoso
- Cono de deyección
- Depositos fluvitorrentiales de Pla de Pla de Planes N1
- Depositos fluvitorrentiales de Planes N1l
- Depositos fluvitorrentiales de St Julia de Cerdanya

Terrazas

R Llobregat	R Rigart y Merdas
— Aluvial actual y terraza baja	— Aluvial actual y terraza tibia
— Terraza media	— Terraza media
— Terraza alta	— Terraza alta
— Glacis terraza	— Glacis terraza

MORFOLOGIA DE VERTIENTES

- Cicatriz fresca y antigua de desprendimientos
- Cicatriz de rotura
- Movimiento en masa traslacional y/o de flujo
- Movimiento en masa en bloques
- Desprendimientos puntuales y bloques desprendidos
- Abarrancamientos o carcavas
- Arroyada difusa
- Aoanalamientos
- Canal de avalanchas y cono de derrumbes
- Glacis coluvial
- Canchales
- Coluvial indiferenciado

MORFOLOGIA PERIGLACIAR

- Deslizamiento superficial o "cop de culera"
- Solifluxion laminar generalizada
- Brechas cementadas

MORFOLOGIA GLACIAR

- Arcos morrenicos
- Material morrenico
- Glaciar rocoso
- Material de relleno de obturación glaciar

MORFOLOGIA NIVAL

- Nicho de nivación
- Corredor de aludes
- Arroyada nival concentrada y difusa
- Pozo de nieve
- Depresión nivocárstica

FORMAS ANTROPICAS

- Carretera y núcleo de población
- Escombreras
- Cantera

3.3. CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS DE MODELADO. GÉNESIS Y EDAD

Dentro de la historia geomorfológica de las formaciones superficiales antes comentadas podemos distinguir las siguientes fases: acumulación, incisión y alteración, y por último, cimentación (Clotet, 1984).

- Acumulación de las formaciones antiguas de Gavarrós.
- Incisión y alteración.
- Morrena de vertiente (Gavarrós) con bloques retomados y morrena de fondo (Greixer).
- Período frío de menor importancia, con la acumulación los derrubios periglaciares de Puig Llançada, situados a 2.000 m.

Tras las últimas pulsaciones frías tardiglaciares, la suavización del clima permitió la reactivación de la circulación cárstica, lo que produjo la limpieza de los conductos y el hundimiento del manto superficial, dando lugar a pequeñas depresiones cerradas características del carst cubierto. Tras las fases glaciares würmienses, la acción remodeladora de las vertientes se hace gracias a la acción del hielo-deshielo, este hecho comporta migraciones importantes de materia mineral, con un desarrollo generalizado a partir de los 1.700-1.900 m.

En el alto valle del Segre, Gómez (1988) reconoce tres episodios:

Würm.

- Avance máximo, representado por las morrenas mas alejadas del circo.
- Pulsaciones dentro del retroceso generalizado, con la presencia de arcos intermedios.

Tardiglaciari.

- Pulsación fría, en el interior de las cuencas glaciales con «rock glaciers».

Los glaciares rocosos, hoy en dia no son funcionales y son retocados por la acción periglaciari.

3.4. PROCESOS ACTIVOS O SUBACTUALES QUE TIENEN UNA INCIDENCIA CON EL MEDIO NATURAL Y DE LAS ACTIVIDADES DEL HOMBRE

A lo largo del márgen derecho del río Bastareny y localmente afectando a los materiales cuaternarios del glacis de acumulación del sector de Brocà y Viliella, al Norte de Bagà, encontramos toda una serie de acciones lineales fluviotorrenciales de arroyada concentrada con la localización de un gran número de cárcavas o «badlands». Esta dinámica se prolonga por todo el márgen derecho del Llobregat desde La Pobla de Lillet y Guardiola de Berguedà.

La dinámica cárstica persiste puesto que los escarpes de las dolinas no presentan formas suavizadas, que indican una acción de disolución todavía funcional.

En la Hoja se da explotación de recursos minerales, con minas y canteras de calizas y lignitos, que hacen aparecer escombreras de dimensiones considerables. En los lignitos garumnienses que se localizan en la cuenca del Berguedà, de Vallcebre o Saldes, tiene asiento la mayor concentración de las principales actividades extractivas. Esta actividad continúa desde 1860, explota tres niveles de lignitos de 10 a 80 cm de espesor. Las calizas constituyen el suministro a la fábrica de cemento de Figols y los lignitos a la central térmica de Cercs.

Las lluvias ácidas provocadas por las emisiones de gases tóxicos está generando un paisaje desertificado en torno a la central térmica de Cercs, con predominio del total desmantelamiento de la cubierta vegetal. Esta actividad antrópica va generar un rápido avance de los procesos erosivos del entorno físico de la central.

La funcionalidad periglaciar se manifiesta por encima del límite superior del bosque, no obstante se da en forma generalizada donde el prado alpino aparece discontinuo. La falta de cobertura vegetal hace que no se amortiguen los fuertes contrastes térmicos, y por lo tanto, los ciclos de hielo-deshielo son numerosos. Este proceso viene complementado por la sequedad veraniega, que hace que sea prácticamente imposible la fijación de las formaciones supeficiales constituidas por gelifractos por el tapiz vegetal (Gómez, 1988).

Esta zona estuvo afectada por la crisis sísmica de 1428, que se extendió desde Olot a Puigcerdà (Banda & Correig, 1984; Goula *et al.*, 1990). En la cabecera del torrente del Paller se localiza un gran movimiento en masa, constituido por múltiples lenguas constituidas por bloques. Se tienen ciertos indicios históricos (Serra, 1989) de que este deslizamiento se produjo por esta crisis sísmica, y éste arrasó la antigua ermita tras su paso. Posteriormente, la ermita se trasladó aguas abajo del torrente, fuera del alcance de nuevas posibles inestabilidades.

Al oeste en el sector próximo a la localidad de Saldes en la Hoja de Gòsol, ésta misma actividad sísmica produjo un deslizamiento que sepultó por completo al antiguo pueblo de Saldes. Este movimiento en masa, de una cantidad de material importante, obturó el drenaje del valle principal y hasta hoy en día, estacionalmente se encuentran pequeñas zonas pantanosas por esta razón. En el extremo oriental de esta misma Hoja se localiza el deslizamiento de Nevà (Fleta, 1988). Este siendo muy importante no llegó a alcanzar el curso subsecuente principal del río Rigart. También en la Hoja de Ripoll, en la vertiente septentrional de la Sierra Cavallera se dio un fenómeno similar con el deslizamiento de la Barraca (Fleta, 1988), en las inmediaciones de Pardines, además de otros que incluso los habitantes del lugar recuerdan.

6. GEOLÓGIA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

6.1.1. Minería

La actividad minera en la subcomarca del Alt Berguedà, ha sido muy importante, respecto a la minería metálica, desde mediados del siglo pasado hasta principios de este y lo continua siendo para la minería del carbón. En el ámbito de esta hoja, podemos distinguir los siguientes tipos de mineralizaciones:

Mineralizaciones de As y Sb.

Este conjunto abarca parte de las hojas de Molló, La Pobla de Lillet y Ripoll y es uno de los más importantes del Pirineo; a principios de siglo este distrito minero producía pequeñas cantidades de As, Sb, Pb, Cu y Ag. Las mineralizaciones pueden presentarse en forma de diseminaciones, de pequeños lentejones o de filones, siendo estos últimos los únicos que han llegado a explotarse. Los filones están compuestos por cuarzo, siderita y minerales metálicos, estos últimos son variables, pues existe una zonación metálica en relación al granito de Costabona, que determina tres zonas: zona del As (proximal), zona del Bi y Pb (intermedia) y zona del Sb (distal); en conjunto, los minerales más corrientes son: arsenopirita, estibina, calcopirita, galena, jamesonita, pirita, pirrotina y zinquentita. En la hoja de Pobla de Lillet, todas las mineralizaciones de este tipo se sitúan en la zona del Sb, se explotaron en Dorria, Espinosa, Nevà, Planès de Rigart y Planoles.

Mineralizaciones ferruginosas secundarias.

Están estrechamente relacionadas con las anteriores, pero son poco importantes. Se localizan siempre dentro de las calizas y dolomías del cambro-ordovícico y casi siempre tienen un carácter residual. Los minerales presentes son: pirita, goethita, hematites, calcita, siderita y cuarzo, con presencia de arsenopirita y calcopirita. Las únicas explotaciones se situaron en Toses (Mina de Ferro) y Ventolà (Can Paloca).

Mineralizaciones de Ba.

Ademas de baritina también encontramos calcopirita, cobres grises, azurita, calcita, malachita y cuarzo. Existen explotaciones en Bagà (Mines de la Bòfia) y en Gréixer (Collet de Cabrera-Ponsà); sin embargo, los yacimientos más importantes se sitúan en la hoja de Gósol.

Mineralizaciones de Mn.

En general es un relleno cárstico, pero un parte de mineral se presenta como estratiforme. Los minerales más abundantes que encontramos son: hematites, pirolusita, todorokita y rodocrosita. Normalmente las explotaciones se realizaban en minas, pero en sus últimos tiempos se explotaron a cielo abierto. Todas ellas se encuentran en los alrededores del pico de la Tosa d'Alp, siendo las más importantes: la de La Mena, en Bagà y las de la Tosa d'Alp y la Tosa de Das, en Urús.

Otro tipo de mineralizaciones, son las diseminaciones de minerales de Cu y Fe, en los conglomerados y areniscas del permo-trias, que no han llegado a explotarse nunca.

Lignitos de Figols

La cuenca garumniense del Alt Berguedà (o de Vallcebre), tiene una extensión de 200 km²; fue explotada da desde 1860 y su producción se destinaba exclusivamente al abastecimiento de la central térmica de Cercs y de la fabrica de cementos de Figols. Ésta se encuentra en la parte inferior del Garumniense (Formación Sant Cornelí) que se encuentra en el manto inferior del Pedraforca. Debido a que la potencia de éste se va reduciendo sensiblemente hacia el Sur, esto también afecta a las facies ligníferas de la parte inferior de la serie, encontrándose prácticamente sólo en las láminas cabalgantes de Vallcebre, La Nou y la de Cercs (ver capítulo de tectónica).

Las explotaciones son de origen muy antiguo, es frecuente encontrar pequeñas minas abandonadas en la parte inferior de la serie del Garumniense, incluso es característico observar las casa de campo alineadas en dicho contacto, ya que cada masía excavaba el carbón para su uso personal. De todas maneras, parece ser, que las primeras explotaciones importantes, se iniciaron el Garumniense de la lámina de Cercs, posteriormente se abrieron importantes minas en La Nou, Sant Cornelí, Vallcebre y en Saldes-L'Espà en la parte oeste (Hoja de Gósol). Las primeras minas se fueron agotando, trasladándose la actividad minera principal a la zona de S. Cornelí-Figols en la parte oriental y en Saldes en la parte occidental. En principio la extracción se realizaba sólo por minería subterránea, y posteriormente se añadió la explotación a cielo abierto, hasta el año 1990 en que se paralizaron dichas explotaciones. También en esta década, la mina de S. Cornelí-Figols, debido a graves problemas de inundación, se cerró definitivamente, y la empresa Carbones de Berga, abrió una nueva mina en la zona de Saldes, en la parte de su concesión, situada al sur de la concesión de Carbones del Pedraforca. Actualmente la única mina en explotación es la de Carbones del Pedraforca. Parece ser que a partir del 1991, se reanudan las explotaciones a cielo abierto tanto en la cubeta de Vallcebre como al pie del Pedraforca (Hoja de Gósol).

La columna típica de la formación Sant Cornelí en donde se sitúan los niveles de lignitos, oscila entre los 200 y 300 m. Se han distinguido hasta 10 niveles característicos de carbón que, según la terminología minera, son (de muro a techo): Viejas, General, segundas, cuartas, «c», Nogueras, «c», quintas, sextas y «c». Los niveles más importantes son «segundas» con una potencia entre 1,5 y 2,5 m; «cuartas» con 1,1 y 4,4 m; y «quintas» con 1,3 y 2,5 m. Los restantes oscilan entre los 20-50 cm y el metro. Estos lignitos tienen una potencia media entre los 3000 y 4000 Kcal/Kg.

Como se ha visto en el capítulo de tectónica, la estructura general son cubetas con zonas de buzamientos suaves y otras con capas muy inclinadas subverticales. La zona de S. Cornelí, corresponde a la zona más suave de la cubeta, y las explotaciones se realizaban con galerías de acceso a través del nivel de calizas lacustres de la base del Garumniense, desde donde se accedía a las zonas a explotar, realizándose cámaras amplias apuntaladas por gatos hidráulicos que una vez extraído el frente se desplazaban, según avanzaba el

frente, con el hundimiento de la parte posterior. La superficie de explotación llega hasta los 20 km². Como se ha dicho anteriormente esta zona se ha tenido de abandonar debido a la gran cantidad de agua que se tenía que bombejar, ya que actualmente se estaba explotando a 400 m por debajo del nivel del río Llobregat. En la zona de Vallcebre, debido a que las capas son verticales el sistema de explotación era más manual, con extracción por cámaras verticales.

6.1.2. **Canteras.**

Entre Berga y la Pobla de Lillet existe una importante concentración de canteras, cuya principal finalidad es la obtención de materia prima para la fábrica de cementos de Fígols; los materiales que se extraen son calizas y margas cretáceas y eocenas y, en menor medida, areniscas y yesos. Entre ellas destacan las canteras del Sot del Moro, que abastecieron la primera fábrica de cemento de Catalunya; tanto las canteras como la fábrica hace tiempo que dejaron de funcionar. Otras explotaciones corresponden a las calizas devónicas, de la facies 'Griotte', utilizadas como roca ornamental, y a los yesos eocenos de la Formación Beuda.

6.2. HIDROGEOLOGÍA.

La superficie de la hoja estudiada se encuentra en su mayor parte en la cuenca alta del Llobregat, exceptuando parte del tercio oriental, que pertenece a la cuenca alta del Ter, y del extremo noroeste, que se sitúa en la cuenca alta del Segre. Dentro del conjunto de materiales que aparecen en la hoja, los que presentan mayor interés hidrogeológico, corresponden a:

Calizas devónicas.

Las calizas devónicas constituyen uno de los acuíferos más importantes; presenta una estructura en domo sobre la que sitúan las divisorias hidrográfica e hidrogeológica de los ríos Segre, Ter y Llobregat. Las Fonts del Llobregat, origen del río Llobregat, son la surgencia más importante de este sistema; otras surgencias, son la de la Fou de Bor y la de Alp, ambas en la hoja de Puigcerdà, que drenan hacia el Segre.

Rocas volcánicas stefano-pérmicas.

Las rocas volcánicas del stephano-pérmico (Gréixer) también pueden constituir acuíferos, pero su permeabilidad depende, exclusivamente, del grado de diaclasación o de alteración de la roca.

Calizas mesozoicas.

En los sedimentos mesozoicos, los acuíferos están constituidos por los diferentes tramos calcáreos del Cretácico y del Jurásico, separados entre sí por niveles de permeabilidad baja (Calizas margosas, margas, formaciones flischoïdes). El acuífero principal, es el que corresponde a las calizas, dolomías y calizas margosas del Cretácico superior. La morfología del conjunto mesozoico, corresponde a una amplia estructura sinclinal (del orden

de 10 km), que tiene como base las arcillas del Keuper. Tiene una función reguladora muy importante de las aguas de la cabecera del río Llobregat.

Calizas eocenas.

En los materiales eocenos, el acuífero principal lo constituyen las calizas con alveolinas de la Formación Cadí, que aparecen muy carstificadas; estas calizas, pasan lateralmente, hacia el este, a margas grises, por lo que el acuífero solo está bien desarrollado al oeste de Bagà. La casi totalidad del drenaje se realiza por la surgencia que da lugar al nacimiento del río Bastereny (en la hoja de Gósol).

7. BIBLIOGRAFÍA

ALMELA A. y RIOS 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.

ASTRE G. (1924).- Sur les Unités tectoniques des Sierras del Cadí, de Port del Compte et de quelques massifs voisins (Pyrénées catalanes). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 178; 2106.

BANDA E. y CORREIG A.M. (1984).- The catalan earthquake of February 2, 1428. *Eng. Geol.*, 20; 89-97.

BAUDELOT y TAUGORDEAULANTZ (1986).- Decouverte d'une microflore dans les Pyrénées Catalanes attribuable au Norien Rhetien. *Rev. Paléobiologie*, 5; 5-9.

BERASTEGUI X., GARCIA-SENZ, J. y LOSANTOS, M. (1990).- Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extension basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bull. Soc. Géol. France*, (8) VI, 2; 251-264.

BETZLER CH. (1989).- The Upper Paleocene to Middle Eocene between the rio Segre and the rio Llobregat (eastern south Pyrenees): Facies, stratigraphy and structural evolution. *Geologie, Paläontologie, Stratigraphie*. Tübinger; (2), 1-113.

BOERSMA K.T. (1973).- Devonian and Carboniferous conodont biostratigraphy, Central Spanish Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen*, 49; 303-377.

BOISSEVAIN H. (1934).- Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées Catalanes). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, LXVI; 33-170.

BOSCH X. y ORTA J.M. (1.978).- «Les Fonts del Llobregat». *Speleon*, 24. pp. 11-132.

BROUTIN J., DOUBINGER J., GISBERT, J. y SATTA-PASINI S. (1988).- Premières datations palynologiques dans le facies Bountsandstein des Pyrénées Catalanes Espagnoles. *Com. Rend. Acad. Sci. Paris*, 306; 159-163.

BROUWER, T.N. (1968).- Internal report Geol. Min. Inst. Leiden.

BURBANK D.W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1985).- Chronologic investigations of the South Pyrenean basins: preliminary magnetostratigraphic results from the Ripoll Basin. IS. Sixth European Regional Meeting. Abstracts, Lleida, Spain; 66-69.

BURBANK D.W., PUIGDEFABREGAS C. y MUÑOZ J. (1992).- The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean Foreland Basin, NE Spain. *Geol. Soc. America Bull.*, 104: 1101-1120.

BUSQUETS P. (1981).- *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirinenc entre els rius Llobregat i Ter*. Tesi doctoral. Univ. de Barcelona; 1-543.

BUSQUETS P., REGUANT S., SANTIESTEBAN, C. y TABERNER C. (1986).- Depositos de plataformas mixtas siliciclasticas carbonaticas del Eoceno medio-superior en el area de Vic-Ripoll-Berga (Depresión del Ebro y Prepirineo). Libro guia Exc. XI Congreso Español

CALDERON S., CAZURRO M. Y FERNANDEZ L. (1906).- Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Natural., 5; 159-490.

CALVET F. y ANGLADA E. (1987).- El Triásico del Pirineo. Informe interno ITGE.(inédito).

CAVET P. (1957).- Le Paleozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. Bull. Ser. Carte Geol. France; 55/254; 303-518.

CAUS E. y GOMEZ GARRIDO A. (1987).- Estudi bioestratigràfic del Pedraforca (sector E). Servei Geològic de Catalunya. (inédito).

CLAVELL E., MARTINEZ A. y VERGES J. (1988).- Morfología del basament del Pirineu oriental:evolució i relació amb els mantells de corriente. Act. Geol. Hisp., 23, 2; 129-140.

CLAVELL E. (1991).- Les conques Terciaries petrolíferes de Catalunya. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona.

CLOTET N. (1982).- «Síntesi de l'evolució geomorfològica de l'alt Berguedà». Revista Centre d'Estudis Berguedans, 1; 195-210. Berga.

CLOTET N. (1984).- «La Conca de la Baells (Alt Llobregat): Els processos geomorfològics actuals responsables del subministrament de sòlids i balanç previ de sediments». Act. Geol. Hisp., 19, 3; 177-191.

CLOTET N., GALLART F. y TRICART J. (1.984).- «Manifestations glaciaires quaternaires dans le haut bassin du Llobregat (Prépyrénées Catalanes)». Act. Geol. Hisp., 14; 249-265, Barcelona.

COSTA J.M. (1989).- Turbidites de Ripoll, relació amb llurs plataformes. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.

DALLONI M. (1910).- Etdude géologique des Pyrénées de l'Aragon. Ann. Fac. Sci. Marseille, XIX, 436 pp.

DALLONI M. (1913).- Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales). Bull. Soc. géol. France, 4, (13); 243-263.

DALLONI M. (1930).- Étude géologique des Pyrénées Catalanes. Ann. Fac. Sci. Marseille, XXVI; 373 p.

DINARES-TURELL, J., McCLELLAND, E. y SANTANACH, P. (1991).- Significado de la fábrica magnética de algunas rocas sedimentarias de las unidades sudpirenaicas. Rev. Soc. Geol. España, 4 (1-2); 179-186.

DOMINGO F. (1.985).- «Estructura geològica del Massís de la Tosa d'Alp (Berguedà - Cerdanya)». Tesis de licenciatura (inèdita). Fac. Geologia. Univ. Barcelona, pp. 123. Barcelona.

DOMINGO F., MUÑOZ J. y SANTANACH P. (1988).- Estructures d'encavalcament en els materials del sòcol hercinià del massís de la Tosa d'Alp (Pirineu oriental). *Acta Geol. Hispánica*, 23, (2); 141-153.

DOMINGUEZ V. y SAEZ A. (1988).- La sucesión con carbón de la cuenca garumniense de Figols - Saldes (Pirineo catalán). Aspectos tectono-sedimentarios. II Congreso Geológico de España. Comunicaciones 2; 293-296.

DONVILLE B. (1970).- Géologie néogène et âges des eruptions volcaniques de la Catalogne orientale. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse; 139 pp.

ESTEVEZ A. (1970).- La estructura de la Garrotxa en el sector comprendido entre Coma Negra y S.Joan de les Fonts. Relaciones entre el zócalo y cobertura. Cuad. Geol. Univ. Granada, 21; 123-133.

ESTEVEZ A. (1973).- La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del río Fluvia. Publ. Univ. de Granada; 1-519.

FEIST M. y COLOMBO F. (1983).- La limite Crétace-Tertiaire dans le NE de l'Espagne du point de vue des charofites. Colloque Sénonien, Géologie Méditerranéenne, tome X, (3-4); 303-326.

FERRER J. (1967).- Biostratigrafía y micropaleontología del Paleoceno y Eoceno del borde sud-oriental de la depresión del Ebro. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona.

FLETA J. (1988).- Litologías y deslizamientos en la cuenca alta del río Ter. II Simposio sobre taludes y laderas inestables, pp. 31-41. Ed. E. Alonso y J. Corominas. E.T.S. I.C.C.P., U.P.C. Andorra.

FONTBOTE J.M. (1949).- Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. An. Inst. Est. gerundenses, IV; 129-185.

FONTBOTE J.M., COLOM G. Y LINARES A. (1957).- Sobre la estratigrafía del Eoceno del Alto Llobregat. Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada. fasc. IV Reunión del Terciario, Sabadell.

FONTBOTE J.M. (1962).- Informe interno BERGA PERMITS. Unión Explosivos Río Tinto. (Inédito).

GARRIDO- MEJIAS 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-MEJIAS 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. 395p.

GICH M. (1969).- Las unidades litoestratigráficas del Eoceno pre-pirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispánica*, 4, (1); 5-8.

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.

GIMENEZ J. (1989).- Els materials deltaics i de plataforma del Cuisià inferior (Eocè inferior) de la conca sudpireneca catalana. Sector de Bagà-Pobla de Lillet. Tesi de Llicenciatura. Univ. de Barcelona; 1-200.

GIMENEZ J. y CALVET F. (1991).- Ciclos y ciclicidad en depósitos de ostracodos del Cisiense inferior del sur de los Pirineos orientales. I Congreso del Grupo Español del Terciario, 1991. Resumenes; 155-157.

GIMENEZ J. y VERGES J. (1991).- Los pliegues de la Formación Coronas (Unidad Cadi): Origen tectónico versus origen sinsedimentario. I Congreso Español del Terciario, 1991. Resumenes; 151-154.

GISBERT J. (1981).- Estudio geológico-petrológico del Estefano-Pérmino de la sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). Diagénesis y sedimentología. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza; 1-314.

GISBERT J., GARCIA S., GASCON F., MARTI S. y BROUTIN J. (1983).- El Estefaniense, Pérmino y Triásico del Pirineo Catalán oriental. Cartografía 1/25000, sedimentología, diagénesis y recursos de interés económico. Servei Geològic de Catalunya. Informe inédito.

GOMEZ A. (1.988).- «Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supreforestals pirenencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell». Institut Cartogràfic de Catalunya, pp. 161, Barcelona.

GOULA X., OLIVERA C., ESCUER J., FLETA J. y RIERA T. (1990).- The 1.427-28 earthquakes in Catalonia: Historical traces and geological context». Excursion Guidebook. XXII General Assembly, E.S.C. WS2; 1-34.

GUERIN G., BENHAOU, G. y MALLARACH J.M. (1985).- Un exemple de fusió parcial en medio continental: el volcanisme quaternari de Catalunya. *Rev. Vitrina*, 1; 19-26.

GUERIN-DESJARDINS B. y LATREILLE M. (1962).- Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat (prov. de Lérida). *Bol. Geol. Min.*, 73; 329-371.

GUITARD G. y LAFFITTE P. (1956).- Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées Orientales. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 242; 2749-2752.

HAMAN P.J. (1961).- Manual of the stereographic projection. Calgary (Canadá).

HARTEVELT J.J. (1970).- Geology of the upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 45; 167-236.

HOTTINGER L. (1960).- Recherches sur les Alveolines du Paléogène et de l'Eocene. *Mem. Suisses Paléont.*, 75-76; 1-243.

JACOB C., FALLOT, P., ASTRE, G. y CIRY R. (1927).- Observations tectoniques sur les versant méridional des Pyrénées Centrales et Orientales. *C.R.XIVº Congr. Géol. Int. Madrid*, 1926, 2; 335-411.

KROMM F. (1966).- La sedimentation eocene entre la zone pre-pyreneenne et la cordillere prelittorale catalane (prov. de Gerone et de Barcelone, Espagne). *Actes Soc. Linn.*, 103, ser.B, (1); 1-3.

KROMM F. (1968).- Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et la Cordillère prélitorale catalane (Province de Gerone et Barcelone- Espagne). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 105, B, 2; 2-12.

LIESA M., VERGES J., MARTINEZ-RIUS A., ESCUER J., PUJADAS J., MUÑOZ J., TOSQUELLA J., SAMSO J.M. y BARBERA M. (1993).- Memoria de la Hoja de Maçanet de Cabrenys. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.

LUTERBACHER H.P. (1969).- Remarques sur la position stratigraphique de la Formation de Ager (Pyrénées méridionales). *Mém. B.R.G.M.*, 69; 225-232.

LLOPIS N. (1942).- Sobre la estructura de la Garrotxa y la estructura del borde Occidental del Ampurdà. *Anales Univ. Barcelona*; 213-246.

MARTI J. y MUÑOZ J. (1984).- El vulcanismo ordovícico de ribes de Freser y Rocabruna (Pirineo Oriental). *Seminari sobre el vulcanisme antic del Pirineu. Publicació de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona*.

MARTINEZ A. y VERGES J. (1978).- Informe geológico del sector Fígols les Mines. *Carbones de Berga S.A.* Inédito.

MARTINEZ-RIUS A. (1983).- Estudio geométrico de pliegues cónicos y su aplicación a la terminación occidental del sinclinal de Guadalmez. *Libro Jubil. J.M. Rios, ITGE*, tomo 3; 177-192.

MARTINEZ A. y VERGES J. (1984).- Informe sobre el emplazamiento de la zona oriental del Manto del Pedraforca. *Union Texas España Inc.* (Informe interno-Inédito).

MARTINEZ A. y VERGES J. (1986).- Structure of the Northern flank of the Ripoll Syncline. *Geological Report of Pobla de Lillet Area. Union Texas España, Inc.* (Informe interno-Inédito)

MARTINEZ A., VERGES J. y MUÑOZ J. (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); 119-128.

MARTINEZ A., VERGES J., CLAVELL E., y KENNEDY J. (1989).- Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*. 3, 3; 185-194.

MARTINEZ A., VERGES J., FLETA J., ESCUER J., PUJADAS J., TOSQUELLA J., SAMSO J., BARBERA M., MUÑOZ J., MALLARACH J. (1993).- Memoria de la Hoja de Olot Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.

MASACHS V. (1950).- Aportación a una revisión del vulcanismo gerundense. *IGME, Libro Jubilar 1848-1849*, t1. Madrid.

MASRIERA A. y ULLASTRE J. (1983).- Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). *Colloque Sénonien, Géologie Méditerranéenne*, tome X (3-4); 283-290.

MATO E., SAULA E., VERGES J., MARTINEZ-RIUS A., ESCUER J. y BARBERA M. (1993).- Memoria de la Hoja de Berga. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.

MENGEL O. (1908).- Du Haut Vallespir à Olot, par l'haute Garrotxa. Itinéraire géologique. *Club Alpin Fran. Bull. Secc. Canigó*; 226-232.

MEY P.H.W., NAGTEGAAL P.J.C., ROBERTI K.J. y HARTEVELT J.J. (1968).- Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41; 221-228.

MOERI von E. (1977).- Oberkretazischen shelvesedimente in den zentralpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat. *Eclogae Geol. Helv.*, 70, (1); 193-235.

MOYA S., RAMOS-GUERRERO E., AGUSTI J. y CHECA LL. (1991).- Depósitos lacustre-palustres asociados a las zonas intermedias de la Fm. Bellmunt (Prepirineo catalán). I Congreso del Grupo Español del Terciario. *Comunicaciones*; 225-228.

MUÑOZ J., SABAT F. y SANTANACH P. (1983).- Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées entre le Freser et le Ter (Pyrénées catalanes). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 296, sér. II; 1453-1456.

MUÑOZ J. (1985).- Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. *Tesi doctoral. Univ. de Barcelona*, 1-305.

MUÑOZ J., MARTINEZ, A. y VERGES J. (1986).- Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, (3/4); 399-405.

MUÑOZ J., VERGES J., MARTINEZ A., FLETA J., PUJADAS J., TOSQUELLA J., SAMSO J., SANZ J., SAULA E., MATO E., BARBERA M. (1993).- Memoria del mapa geológico de la Hoja de Ripoll. ITGE Proyecto MAGNA.

MUTTI E., REMACHA E., SGAVETTI M., ROSELL J., VALLONI R. & ZAMORANO M. (1985).- Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho group Turbidite Systems, South-Central Pyrenees. Exc. Guide-book 6th European Regional Meeting. Lerida, Spain.

NAGTEGAAL P. (1969).- Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of the S. Central Pyrenees. Spain. Leidse Geol. Mededelingen, 41; 221-228.

OBRADOR A., PALLI L. y ROSELL J. (1973).- Significado sedimentológico de los niveles con Assilinas de la Formación Armancies (Eoceno medio) y sus equivalentes laterales. Acta Geol. Hispánica, 7, (1); 11-12.

ORTI F., BUSQUETS P., ROSELL L., TABERNER C., UTRILLA R. y QUADRAS M. (1988).- La fase evaporítica del Eocene medio (Luteciense) en la cuenca surpirenaica catalana. Nuevas aportaciones. inédito

ORTI F. y ROSELL L. (1990).- La sedimentación evaporítica del Luteciense marino en la Cuenca Surpirenaica Catalana. In: Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro. (Ed. Orti y Salvany); 81-88.

PALLI L. (1972).- Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. Publ. de Geología, 1. Univ. Autón. de Barcelona

PERMANYER A., VALLES D. y DORRONSORO C. (1988).- Source Rock potential of an Eocene carbonate slope: the Armancies Formation of the Southern Pyrenean Basin, Northeast Spain. AAPG. Mediterranean Basin Conference. Nice. AAPG Bulletin, vol. 72/8; 1019.

PEYBERNES B. (1978).- Le Jurassique des Pyrenees Navarro-Languedociennes. Groupe Franc. Etdud. Jurassiques. Excursion. Toulouse.

PUGA E. y FONTBOTE J.M. (1979).- Estudio petrológico de las rocas volcánicas del Pérmico de Gréixer (Pirineo catalán). Acta Geol. Hispánica, Homenatge a Lluís Solé y Sabaris. 14; 80-89.

PUIGDEFABREGAS C. y SOLER M. (1980).- Cardona Permits. The Eocene. Informe interno de Unión Explosivos Rio Tinto (inédito).

PUIGDEFABREGAS C., MUÑOZ J y 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 Allen & P. Homewood). Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 8; 22

PUJADAS J., CASAS J.M., MUÑOZ J. y SABAT F. (1989).- Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrenees. Geodinamica Acta, 3, (3); 195-206.

PUJADAS J. (1990).- Tectònica i sedimentació a les unitats de l'Empordà (Biure, Pirineu oriental). Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, inédito; 1-73.

REGUANT S. (1967).- El Eoceno marino de Vic (Barcelona). Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 68; 1-350.

REILLE J.L. y SEGURET M. (1969).- Sur la présence d'olistolithes dans l'Eocène marin de la Sierra del Cadí (versant sud des Pyrénées orientales) et sur leur signification. C. R. Ac. Sc. Paris, 268; 1845-1848.

REY P. y SOUQUET P. (1974).- Les synclinaux du lambeau de Baulou (Ariège): témoins d'une couverture garumnienne discordante sur la zone nord-pyrénéenne. C. R. Ac. Sc. Paris, 279, serie D; 1147-1149.

RIOS J.M., ALMELA A. y GARRIDO J. (1943).- Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. 1a Parte: Observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos Orientales. Bol. Inst. Geol. Min. España, t. LVI; 337-389.

ROSELL J. (1965).- Estudio geológico del sector del prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (prov. de Lérida). Pirineos, 75-78; 5-225.

ROSELL J. y GICH M. (1971).- Nota preliminar sobre las turbiditas eocenas de los alrededores de Ripoll (prov. de Gerona). Acta Geol. Hispànica, 6(2); 33-35.

ROSELL J., FERRER J. y LUTERBACHER H. (1973).- El Paleógeno marino del Noroeste de España. XIII Col. Europeo de Micropaleontología. España, 29 17 (61) 49.

SALVANY J. (1986).- El Keuper dels Catalàníds. Petrologia i sedimentologia. Tesi de Llicenciatura. Universitat de Barcelona.

SALVANY J. (1990).- Introducción a las evaporitas triásicas de las cadenas periféricas de la cuenca del Ebro. Form. Evapo.Cuenca del Ebro. Ed. Ortí-Salvany:9-20.

SAMSO J.M. (1989).- Estudio estratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del Ilerdiense de la Cuenca Surpirenaica al Este de la falla del Segre. Informe para Síntesis Pirineo. ITGE (inédito).

SAN MIGUEL M. y MARCET RIBA J. (1926).- Región volcánica de Olot. Guia de la excursión C-4 del 14º Con. Intern Geología. Madrid.

SAN MIGUEL M. y SOLE SABARIS L. (1933).- Geología del Massís del Montgrí. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., 33; 129-145.

SANTAMARIA J. (1983).- Estratigrafia y facies de la formación Armàncies entre los ríos Freser y Arija (Prov. Gerona). Tesis de Licenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona.

SANTISTEBAN C. (1977).- Estudio ambiental de la cuenca Eocena Prepirenaica entre Olot y Ripoll (Provincia de Gerona). Tesis de Licenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona.

SANTISTEBAN C. y TABERNER C. (1979).- Facies y control tectónico de la cuenca eocena subpirenaica catalana. *Acta Geol. Hispánica*, 14; 237-241.

SAULA E., MATO E., BARNOLAS A., ESCUER J. y BARBERA M. (1993).- Memoria de la Hoja de Manlleu. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.

SCHMIDT H. (1931).- Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. K1., 8; 1-85.

SEGURET M. (1972).- Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Pub. USTELA, sér. Geol. Struct., 2, Montpellier; 1-155.

SERRA-KIEL J. (1984).- Estudi del Nummulites del grup de N. perforatus (Montfort). Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural, 11; 244 pp.

SERRA I VILARO J. (1989).- Baronies de Pinós i Mataplana. Investigació als seus arxius. Centre d'Estudis Baganesos, 3 llibres.

SIMO A. (1985).- Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la unidad del montsec (Pirineo Central) Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 325 pp

SIMO A. y PUIGDEFABREGAS C. (1985).- Transition from shelf to basin on an active slope, upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees. Exc. Guide-book 6th European Regional Meeting. Lerida, Spain.; 63-108.

SOLE SABARIS L. (1933).- La geología dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 250-257.

SOLE SABARIS L. (1958).- El Eoceno del Alto Valle del Ter (Ex. a Olot Nuria y Puigcerdà) Guía III Congreso Inst. Est. Pirenaicos; 7-9.

SOLE SABARIS L. (1984).- El socialista utòpic Maclure i la descoberta del volcanisme Olotí. *Rev. Girona*; 87-92.

SOLE SUGRAÑES L. (1970).- Estudio Geológico del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat. Tesis doctoral. Univ. Barcelona.

SOLE 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. Hisp.* VIII, 1, 1-6.

SOLE SUGRAÑES L. y MASCAREÑAS P. (1970).- Sobre las formaciones Ager y Bagà, del Eoceno del Cadí (Prepirineo oriental) y de unos pretendidos olistolitos del mismo. *Acta geol. Hisp.*, V, 4, 97-101.

SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M., DEBROAS E.J., REY J. y CANEROT J. (1977).- Nouvelle esquisse structurale des Pyrénées. *Publ. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, sér. Geol.*, 8; 1-16.

TORNE M., CASAS A. y BANDA E. (1988).- Cartografía geofísica en Cataluña. II: El mapa gravimétrico. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2); 81-87.

TOSQUELLA J. (1989).- Estudio estratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del Cuenca de la Cuenca Surpirenaica al Este de la falla del Segre. Informe para Síntesis Pirineo. ITGE (inédito).

VAIL P.R., MITCHUM R.M., y THOMPSON S. (1977).- *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. Ch. E. Payton (editor).

VAN EECKHOUT J. (1990).- Estratigrafía y sedimentología de la Formación de Vallfogona entre los ríos Llobregat y Ter. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona; 1-120.

VAN EECKHOUT J., GIMENEZ J., MARTINEZ A., MATO E., RAMOS E., SAULA E., BUSQUETS P., COLOMBO F., y PERMANIER A. (1991).- Variaciones geométricas de la cuenca de antepaís surpirenaica relacionada con los episodios de progradación de los sistemas deposionales aluviales, transicionales y marinos en la zona del Ripollés-Berguedà. I Congreso del Grupo Español del Terciario. Excursión nº3.

VERGES J. y MARTINEZ 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); 95-106.

VERGES J., MUÑOZ J. y MARTINEZ A. (1992).- South Pyrenean fold-and-thrust belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In: *Thrust Tectonics* (K. McClay Ed.). Chapman & Hall, London; 255-264.

VICENS E. (1992).- Estudio de la fauna de rudistas (Hippuritidae y Radiolitidae) de los materiales cretácicos del Pirineo Oriental: implicaciones bioestratigráficas. Tesis doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.

VIRGILI C. (1958).- Estratigrafía del Triásico del Pirineo oriental. *Act. III Congr. Inter. Estud. Pirenaicos*. Girona.

ZWART (1979).- The geology of the central Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen*, 50, 1-74.



SECRETARÍA GENERAL DE LA ENERGÍA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA