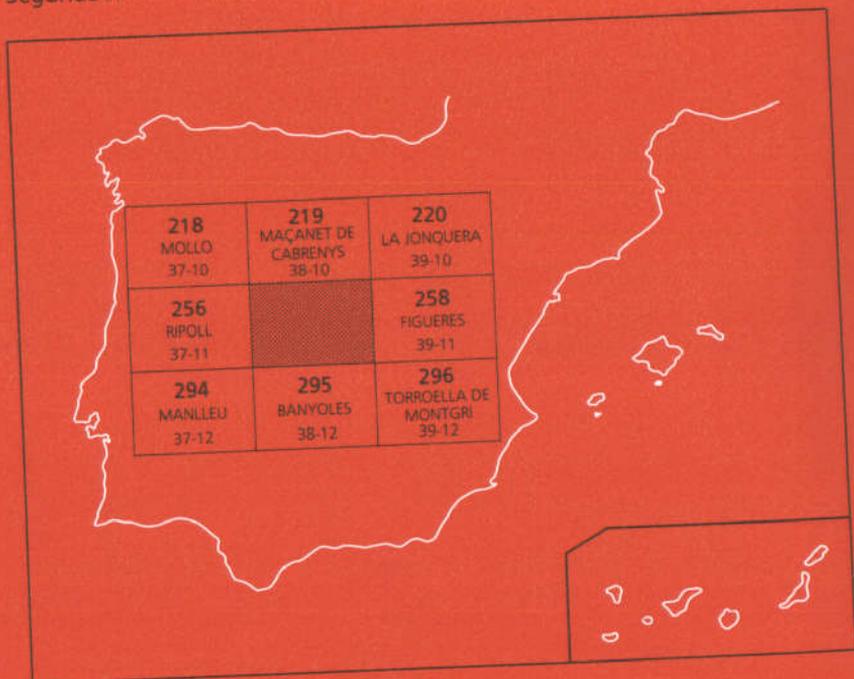




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



OLOT

R

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

OLOT

La presente hoja y memoria han sido realizada 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:

A. Martínez-Ríus (SGC) y J. Vergés (SGC) en los materiales eocénicos y paleozoicos.
J. Pujadas (Univ. de Barcelona) en los materiales continentales al este de la falla de Albanyà.
J. Fleta (SGC) y J. Escuer (SGC) en los materiales neógenos y cuaternarios.

Cartografía geomorfológica:

J. Escuer (SGC).

Memoria:

A. Martínez-Ríus (SGC), J. Vergés (SGC), J. Fleta (SGC), J. Escuer (SGC), J. Pujadas (Univ. de Barcelona), J. Tosquella (Univ. de Barcelona), J. M. Samsó (Univ. de Barcelona), M. Barberà (SGC), J. A. Muñoz (Univ. de Barcelona), y J. M. Mallarach (Parque Natural de la zona volcánica de La Garrotxa).

Con la colaboración de: C. Pascual (SGC), C. Puigdefàbregas (SGC), E. Saula (SGC), E. Mató (SGC), M. Fernández (SGC), A. Casas (Univ. de Barcelona) y E. Clavell (Unión Texas).

Coordinación: A. Martínez-Ríus (SGC).

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

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

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

Depósito legal: M. 34.705-1994
ISBN: 84-7840-196-2
NIPO: 241-94-008-2

Fotocomposición: AM Alcázar
Impresión: Máster Gráfico, S. A.

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION.....	7
0.1. Descripción general de los Pirineos.....	7
0.2. Historia del conocimiento del Pirineo meridional oriental.....	7
0.3. Introducción a la Hoja de Olot.....	9
1. ESTRATIGRAFIA.....	10
1.1. Introducción.....	10
1.2. Cambro-Ordovícico (4, 5 y 6).....	11
1.3. Garumniense (7 y 8).....	11
1.4. Eoceno.....	13
1.4.1. Formación del Cadí (9).....	13
1.4.2. Facies de transición (10 y 11).....	14
1.4.3. Formación de Sagnari (12 y 13).....	15
1.4.4. Formación de Coronas (14, 15 y 16).....	16
1.4.5. Formación de Armàncies (17).....	17
1.4.6. Formación de La Peña (18).....	17
1.4.7. Formación de Terrades (19, 20 y 21).....	18
1.4.8. Formaciones de Campdevàdol y de Vallfogona (22-23).....	19
A) margas, areniscas y conglomerados de la Fm. de Campdevàdol.....	19
B) alternancias de margas, areniscas, conglomerados y yesos de la Fm. de Vallfogona.....	20
C) yesos de Beuda.....	20
D) evaporitas de la cuenca de antepaís plegado.....	21
Ensayo de correlación.....	21
1.4.9. Formación de Banyolès (24).....	23
1.4.10. Formación de Coubet (25).....	23
1.4.11. Formación de Bellmunt (26, 27, 28, 29, 30 y 31).....	24
A) Sector Oriental.....	24

	<i>Páginas</i>
B) Sector Occidental	26
Edad de los materiales de la Fm. de Bellmunt	26
1.4.12. Interpretación ambiental y análisis secuencial de los materiales eocenos del Pirineo oriental.....	26
Secuencia deposicional del Cadí.....	27
Secuencia deposicional de Coronas.....	27
Secuencia deposicional de Armànçies.....	28
Secuencia deposicional de CampdevànoI.....	29
Secuencia de Bellmunt	29
1.5. Neógeno	31
1.5.1. Mioceno superior	31
Conglomerados, areniscas y arcillas (32).....	31
1.5.2. Pliocuatenario	31
Pliocuatenario de Argelaguer (33).....	31
Pliocuatenario de Sant Eudald (34).....	32
Pliocuatenario de Tortellà (35).....	32
1.6. Cuaternario	32
1.6.1. Depósitos de origen volcánico (rocas volcánicas y materiales piroclásticos)	32
(A) Basaltos (36) y Basanitas (37)	35
(B) Materiales piroclásticos	36
Mantos piroclásticos de «lapilli» (38).....	37
Conos volcánicos: piroclastos heterométricos (39).....	37
Brechas piroclásticas (40)	37
1.6.2. Depósitos formados por la intervención de coladas basálticas	37
Depósitos lacustres (41).....	37
Conos de deyección	38
1.6.3. Materiales de origen no volcánico depositados sin relación con formaciones volcánicas.....	38
Pleistoceno	38
Ritmitas de Incarcàl (43).....	38
Calizas lacustres de la formación de Usall (44)	40
Calizas travertínicas de Dosquers (46)	40
Terrazas aluviales	40
Holoceno	41
Terraza T1. Gravats, arenas y limos con inclusiones coluviales (49)	41
Terraza T0. Gravats, arenas y limos (52)	42
Canchales de derrubios (53).....	42
Cuaternario indiferenciado	42
Coluvial (50).....	42
Glacis de Montagut (51)	42
2. TECTONICA	43

	<i>Páginas</i>
2.1. Tectónica Hercínica	43
2.2. Tectónica de compresión eocena	43
2.2.1. El Manto del Cadí.....	43
Culminaciones	44
Apilamiento antiformal de Montmajor.....	44
Apilamiento antiformal de Ormoier	46
Apilamiento antiformal de Sant Aniol-Can Coll.....	46
Interpretación de los apilamientos antiformales	46
Estructura de los materiales margosos septentrionales	48
Estructura de los materiales calizos meridionales.....	48
Estructura frontal del manto del Cadí	48
2.2.2. Antepaís deformado	50
Estructura del llano de Besalú-Tortellà	50
Estructura al S de los cabalgamientos de Vallfogona y de Besalú.....	50
2.2.3. Sistema de fallas de Albanyà	51
2.2.4. Estructura regional.....	52
Explicación del corte general N-S	54
Explicación del corte general E-W	54
Acortamiento	54
Edad de las estructuras	55
2.3. Tectónica Neógena	55
2.4. Neotectónica.....	58
2.5. Estructura de la Corteza.....	58
3. GEOMORFOLOGIA.....	60
3.1. Introducción.....	60
3.2. Descripción y análisis morfográfico de las formas.....	60
3.2.1. Los relieves estructurales pirenaicos	61
3.2.2. Los relieves deprimidos. La cubeta de Tortellà-Besalú y el Ampurdán.....	61
3.2.3. Los relieves volcánicos	62
3.3. La red de drenaje.....	62
3.4. Caracterización de los procesos de modelado. Génesis y edad.....	63
3.5. Procesos activos actuales o subactuales que tienen una incidencia con el medio natural y las actividades humanas.....	65
4. PETROLOGIA	65
4.1. Los granitoides intrusivos hercínicos. Introducción.....	65
4.2. Pórfido granítico (1).....	66
4.3. Granito biotítico heterogranular, localmente con megacristales (2)	66
4.4. Tonalita-Granodiorita biotítico hercínica(3)	66
5. HISTORIA GEOLOGICA.....	66

	<u>Páginas</u>
6. GEOLOGIA ECONOMICA	71
6.1. Minería y Canteras	71
6.1.1. Minería	71
Mineralizaciones de Pb y Ba	72
Mineralizaciones de Ba	72
Mineralizaciones de Fe	72
Mineralizaciones estratiformes	72
La Mina de Sant Feliu (Ermita de Riu)	72
6.1.2. Canteras	73
6.2. Hidrogeología	73
6.2.1. La red fluvial	74
6.2.2. Sistemas cársticos	74
6.2.3. Explicación regional	74
6.2.4. Acuíferos cuaternarios	75
Acuíferos basálticos	75
6.3. Geotermia	75
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO	75
8. BIBLIOGRAFIA	76

0. INTRODUCCION

0.1. DESCRIPCION GENERAL DE LOS PIRINEOS

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 S y la depresión de Aquitania al N, 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 1100 Km y está constituida por un conjunto de unidades estructurales resumidas en la Fig. 1. La parte meridional de los Pirineos está separada, de W a E, en tres grandes regiones geológicas. El Pirineo occidental ó 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 caracterizada por un sistema de cabalgamientos que limitan mantos de corrimiento. Este sistema de cabalgamientos es poco profundo afectando solamente a la corteza superior (Muñoz, 1991). En la parte central y oriental de los Pirineos meridionales, los mantos de corrimiento se dividen en mantos superiores -constituidos mayoritariamente por materiales mesozoicos- y mantos inferiores -formados por rocas 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

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 Figueres (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 Séguret (1972).

La estructura del Pirineo meridional oriental, aparte de las unidades con materiales mesozoicos

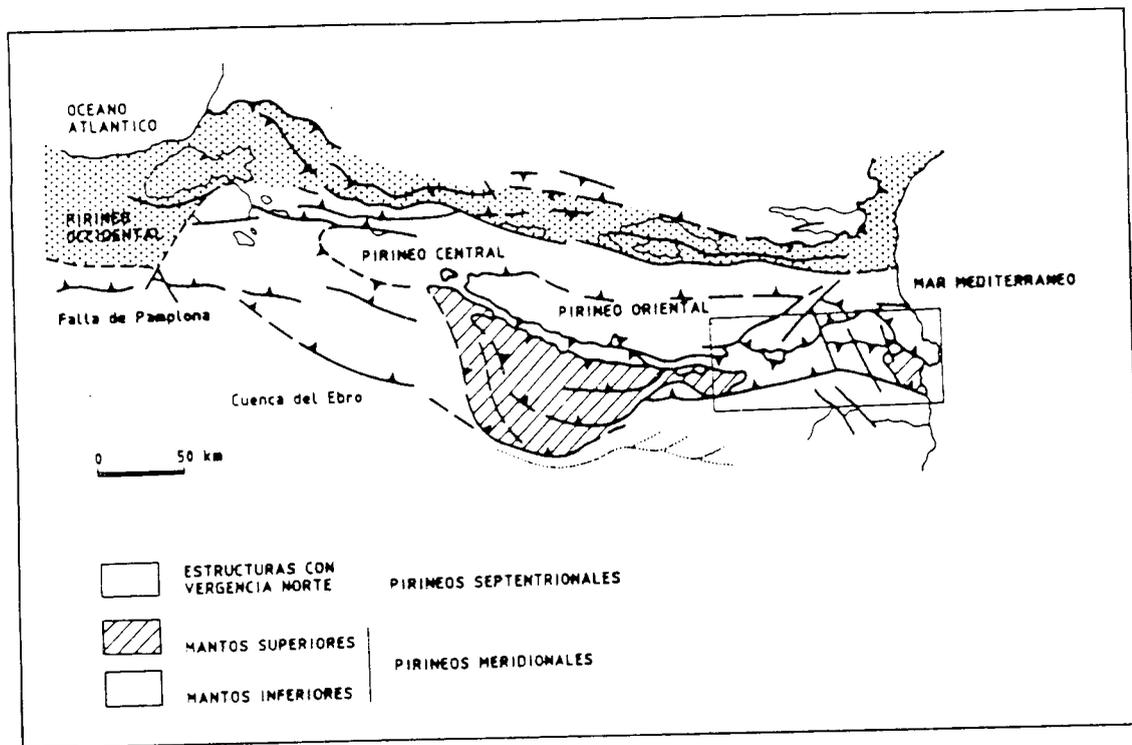


Figura 1. Mapa estructural esquemático con las grandes unidades tectónicas del Pirineo (Muñoz *et al.*, 1983), y situación del esquema tectónico del Pirineo Oriental.

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 por Ríos *et al.* (1943). Fontboté (1962) sugirió la existencia de un nivel de despegue bajo el anticlinal de Bellmunt, situado en el antepaís.

La importancia del cabalgamiento de Vallfogona fue puesta de manifiesto a partir de los trabajos de investigación petrolera (perfiles sísmicos MO-7 y PR-1 realizados por FINA IBERICA en el año 1972, publicados en Clavell *et al.* (1988). Fruto de estos trabajos petroleros, 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 las relaciones entre la tectónica y la sedimentación en la parte oriental del Pirineo (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 (Unión Texas España Inc. 1988) situado en el flanco N 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).

El extremo oriental de la vertiente surpirenaica se caracteriza por haber experimentado una estructuración neógena y cuaternaria. Como resultado de esta estructuración reciente se desarrollaron fallas fundamentalmente extensionales, la repartición y dirección de las cuales estuvo controlada por la existencia de estructuras previas. Las manifestaciones de esta evolución tectónica reciente fue la formación de cuencas neógenas y cuaternarias, las erupciones volcánicas y la actividad sísmica. Estos fenómenos afectaron principalmente la zona más oriental del Pirineo (Hojas de Olot y de Figueras).

En esta zona se encuentra la región volcánica cuaternaria de Olot, una de las más importantes de la Península, de la cual existen referencias geológicas desde muy antiguo. Maclure en el año 1809 (en Solé Sabarís, 1984) fue el primero en publicar la existencia y descripción de los volcanes, junto con cortes geológicos, considerados los más antiguos del país, aunque se considera que el naturalista Xavier de Bolòs, ya tenía preparada una obra sobre los volcanes desde 1796 (Mallarach y Riera 1981). Durante el siglo XIX, siguieron otros trabajos de naturalistas extranjeros, destacando el de Lyell (1842). A principios de este siglo, Calderón *et al.* (1906), realizaron un estudio que sirvió de punto de partida para los posteriores trabajos. En la revista del «Club Alpin» francés, apareció un itinerario geológico-excursionista desde Francia hasta Olot a través del Pirineo (Mengel, 1908). Con motivo del XIVº Congreso Internacional de Geología de Madrid, San Miguel y Marcet Riba (1926), publicaron en un libro-guía de una excursión, un catálogo de las estructuras volcánicas de Olot. Masachs (1950), elaboró una rigurosa revisión de los volcanes situados en la Hoja de Banyoles, publicada por el IGME. Los estudios más modernos son el de Tournon (1968) sobre la petrología, y los de Donville (1970) y Guerin *et al.* (1985) sobre las edades absolutas de los materiales volcánicos.

0.3 INTRODUCCION A LA HOJA DE OLOT

El conjunto de materiales aflorantes en la Hoja de Olot está constituido fundamentalmente por materiales eocenos agrupados en diferentes unidades estructurales, tal como se observa en el

mapa tectónico. Estas grandes unidades tectónicas son el manto del Cadí, separado en dos bloques por el sistema de fallas de Albanyà, formando parte de los mantos inferiores y limitado al S por el cabalgamiento de Vallfogona. Al S del citado cabalgamiento se sitúa la cuenca de antepaís plegado.

En la Hoja de Olot aparecen dos zonas geográficas claramente diferenciadas, el conjunto de las cuales se integra en la comarca de la Garrotxa, con una distribución geográfica más amplia que la que ocupa la presente Hoja. La zona meridional está caracterizada por un relieve poco acentuado, donde se asientan los principales núcleos urbanos de la zona (Besalú y Tortellà). Al norte de esta llanura (llano del Fluvià), la zona montañosa emerge bruscamente a partir de una línea de dirección E-W, muy rectilínea. Esta zona montañosa, muy abrupta y escasamente poblada a lo largo de los tiempos, constituye la Alta Garrotxa.

La cartografía geológica de la Hoja se ha realizado con un criterio litológico, utilizando las formaciones ya definidas previamente por otros autores o bien definiendo nuevas unidades litológicas. Se han levantado columnas de detalle de todas las unidades y se ha realizado un intenso estudio paleontológico. Aunque la cartografía se ha realizado utilizando las formaciones litoestratigráficas, en la memoria se ha incluido un capítulo comentando la división de los materiales eocenos en secuencias deposicionales. El estudio tectónico detallado ha permitido un seguimiento de las estructuras y una completa interpretación estructural. Al mismo tiempo, el ámbito del trabajo realizado ha sido regional, mucho más extenso que el representado por la Hoja. Esto ha permitido abordar los problemas planteados con una visión regional más amplia y desde un punto de vista pluridisciplinar. No hay que olvidar que la sedimentación eocena se efectuó sincrónicamente con la tectónica y que cualquier interpretación del conjunto ha de tener en cuenta ambos fenómenos. Esta cuestión está presente en toda la memoria y especialmente desarrollado en la evolución geodinámica (ver capítulo de historia geológica).

Finalmente también ha merecido especial atención la historia reciente y actual de la región, en la que existe un riesgo sísmico latente, como lo demuestran los terremotos que asolaron la región en épocas históricas, principalmente en el siglo XV.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. INTRODUCCION

La mayoría de los materiales que afloran en esta Hoja son de edad eocena, desde el Eoceno inferior hasta el Eoceno superior, siendo principalmente de facies marinas, a excepción de las partes más altas de las series que son continentales. Debido a la estructuración de la zona, aparecen pequeños afloramientos de rocas paleozoicas. En la parte SE de la Hoja, la tectónica neógena condiciona la deposición de materiales recientes y el emplazamiento de los materiales volcánicos.

Los datos cronoestratigráficos de esta zona, que corresponden a los sedimentos marinos paleógenos, se basan fundamentalmente en el estudio bioestratigráfico a partir de macroforaminíferos, especialmente de los grupos de los alveolínidos (*Alveolina*) y de los nummulítidos (*Nummulites*, *Operculina*, *Assilina*). La utilización bioestratigráfica de los macroforaminíferos

ha recibido un importante impulso, en el campo de los alveolínidos, a partir de los trabajos de Hottinger (1960) y Drobne (1977). Estos autores han confeccionado una biozonación muy completa del Paleógeno de la cuenca mediterránea. Respecto a los nummulítidos hay que destacar los trabajos de Schaub (1981), correspondientes a *Nummulites* y *Assilina*, el de Hottinger (1977), respecto a los foraminíferos operculiniformes y especialmente el trabajo de síntesis hecho por Schaub (1981) sobre los *Nummulites* y *Assilina* de la Tethys paleógena. Es a partir de estos trabajos, que quedan establecidas unas biozonaciones válidas para estos grupos de macroforaminíferos, y que se intenta hacer correlaciones entre ellos con otros grupos, como los foraminíferos planctónicos, nanoplancton calizo, dinoflagelados, etc. (Schaub 1973, Kapellos & Schaub 1975, Drobne 1977, y Schaub 1981).

1.2. CAMBRO-ORDOVICICO (4, 5 y 6)

Los afloramientos de rocas paleozoicas cartografiados en la Hoja de Olot están restringidos a los núcleos de las grandes estructuras antiformales con una dirección general E-W. Los afloramientos paleozoicos están formados básicamente por filitas, esquistos y dolomías pertenecientes al Cambro-Ordovícico. Estos materiales pueden estar afectados por un metamorfismo de contacto producido por la intrusión de granitos tardihercínicos.

En el núcleo del antiforme de l'Ormoier, en el valle del río Llierca, aflora una sucesión de más de 400 m de materiales Cambro-Ordovícicos (Ayora y Casas 1986), constituida por micaesquistos en la base y dolomías en el techo (ver columna sintética de Sadernes). Los micaesquistos (4) están constituidos por una alternancia de niveles pelíticos y arenosos de potencia métrica. La potencia general del tramo es de 180 m. En el contacto con las dolomías aflora un tramo carbonoso de unos 10 m de potencia que contiene mineralizaciones de Pb-Zn-Cu (ver apartado de minería). Las dolomías de la parte superior de la serie son masivas y presentan, localmente, procesos de ankerización, ferruginación, silificación y bolsas centimétricas a decimétricas de baritina y sulfuros (Ayora y Casas, 1986). La potencia de las dolomías es superior a los 200 m. Un nivel piroclástico con composición riódacítica silicificada aparece intercalada en los primeros metros (ver columna).

Las demás rocas del Paleozoico que afloran en los núcleos antiformales son micaesquistos moteados con andalucita y cordierita en el antiforme de Sant Aniol, y filitas (5) en la zona de Talaixà-Can Mennera, con escasos niveles milimétricos de cuarcitas y algún nivel de mármol al W del pueblo de Albanyà.

Intruido en la parte inferior de los micaesquistos descritos aflora un granito con megacristales de ortosa (Estévez, 1973), muy meteorizado. Las rocas ígneas post-hercínicas acompañadas por diques aplíticos, pegmatíticos y porfídicos (Estévez, 1973), son causantes del metamorfismo de contacto de las rocas encajantes. El núcleo del apilamiento antiformal de Montmajor, está constituido únicamente por rocas graníticas.

1.3. GARUMNIENSE (7 y 8)

El Garumniense (Vidal, 1871) está constituido en el Pirineo oriental por un conjunto de materiales con características continentales que abarcan la parte más alta del Cretácico superior y

el Paleoceno siendo difícil su datación exacta, en el ámbito de la Hoja, al carecer de fauna. La asignación de estos materiales a la formación Tremp proviene del Pirineo central (Mey *et al.*, 1968) en donde están limitados por el Cretácico superior en la base y por el Ilerdiense marino al techo. En el Pirineo oriental, el Garumniense se dispone discordante sobre materiales progresivamente más antiguos en dirección E. Así de W a E se sitúa sobre una reducida serie del Cretácico (Hoja de la Pobla de Lillet), sobre materiales continentales de edad Estefano-Pérmico (Hoja de Ripoll) y sobre el zócalo paleozoico al este de la transversal del pueblo de Rocabrúna (Hoja de Ripoll). La distinción y separación de los materiales del Estefano-Pérmico y del Garumniense en el Pirineo oriental ha sido establecida por Gisbert (1980). Anteriormente se agrupaba el Estefano-Pérmico y los conglomerados de la parte inferior del Garumniense dentro de un único conjunto datado como Permo-Triásico. Solo las areniscas y pelitas de la parte superior del Garumniense eran consideradas como tal (Ashauer, 1943; Estévez, 1973).

La serie típica está formada por unos conglomerados rojos en la base, con cantos de cuarzo bien redondeados seguido de areniscas y lutitas rojas con numerosos indicios de paleosuelos. En la serie garumniense localizada al S de la unidad de Bac Grillera (Hoja de Maçanet) afloran, intercalados en la parte superior de la serie, unos niveles carbonatados lacustres de color negro con *Microcodium* (8), que permite datar estos niveles como pertenecientes al Paleoceno. La potencia del Garumniense en la presente Hoja oscila entre los 75 m y los 150 m, constituido por conglomerados, areniscas y pelitas. Pallí (1972) señala 147 m en la serie efectuada en la localidad de Oix, donde no aflora el término conglomerático inferior.

Las fallas de dirección E-W condicionaron la deposición del Garumniense como se deduce de los cambios de potencia de dicha serie a ambos lados de las fallas, tal como se observa en la falla de La Salut en la vecina Hoja de Figueres (Pujadas, 1990; Pujadas *et al.* 1989). En general, se observa una mayor potencia de la serie del Garumniense hacia el N, una vez hecha la restitución palinspástica de las diferentes unidades tectónicas, en consonancia con las restituciones efectuadas en otras transversales del Pirineo meridional (Vergés y Martínez, 1988).

En el extremo NE de la Hoja aparece parte de la serie del Garumniense con niveles de calizas intercalados. Por tanto describiremos a continuación una serie equivalente efectuada en las inmediaciones del pueblo de Costoja (Hoja de Maçanet de Cabrenys; Liesa *et al.*, 1991), constituida por 4 unidades distintas que de la base al techo son: a) la Unidad Detrítica Inferior (UDI) constituida por conglomerados cuarcíticos discordantes sobre rocas del basamento, areniscas y arcillas de tonos rojo vinoso con un espesor de 40 m. Esta unidad presenta una tendencia granodecreciente hacia el techo. Es equivalente a la Arenisca de reptiles, a la parte inferior-media de la Fm. de Tremp (Feist y Colombo, 1983) y a la serie roja cretácica (Vidal, 1898); b) la Unidad Calcárea Inferior (UCI) constituida por calizas finas masivas de aspecto noduloso y color gris rosado (calizas lacustres y paleosuelos), con un espesor de 2 m. Esta unidad es equivalente a la base de la parte superior de la Fm. de Tremp y a la «Calcària de Vallcebre» (Vidal, 1871); c) la Unidad Detrítica Superior (UDS) formada por barras de arenisca ricas en cuarzo y arcillas de tonos rojo pálido, con abundante *Microcodium*, con un grosor de 20 m. Esta unidad es equivalente a las «couches à *Microcodium*» (Ullastre y Masriera, 1983) y a la Serie roja nummulítica (Vidal, 1898) y se incluye en la parte superior de la Fm. de Tremp; y d) la Unidad Calcárea Superior (UCS) formada por calizas finas gris azuladas, bien estratificadas en bancos de 50 cm a varios metros con indicios de laminaciones algales y foraminíferos (*Planorbis?* según Ashauer, 1943) alternadas con niveles de arcillas rojo pálido, con un espesor de 5 m. A

techo de la unidad existe un nivel de carniolas de 0.5 m. Es equivalente a la parte más superior de la Fm. de Trepmp. El techo de la serie está formado por las calizas de miliólidos de la Fm. del Cadí con una edad llerdiense inferior.

El escaso espesor de los materiales garumnienses en la presente Hoja no permite su correlación con las distintas unidades descritas en la zona de Costoja, por lo que se ha representado todo el conjunto con el epigrafe (7). Al E del Bassegoda afloran 2 m de margas carbonosas seguidas de 2-3 m de areniscas rojas situadas entre el granito del zócalo y las calizas con miliólidos de la formación del Cadí.

Las unidades descritas presentan una gran continuidad cartográfica, en el marco del Pirineo oriental. La correlación litoestratigráfica de los perfiles realizados entre el Pedraforca y el Empordà reflejan la existencia de una zona de espesores mínimos en la Garrotxa (Hoja de Maçanet de Cabrenys y Olot) que se incrementa progresivamente hacia el este (Hojas de Figueres y La Jonquera) y oeste (Hojas de Ripoll, la Pobla de Lillet). Los espesores máximos observados se hallan en el macizo del Pedraforca (Hoja de la Pobla de Lillet) y es allí donde se desarrollan facies de tipo transicional (Lignitos de Fígols).

Sedimentológicamente el conjunto corresponde a ambientes de tipo continental con sistemas de abanico aluvial y fluvial (UDI, UDS) alternados con ambientes palustres (UCI) y lacustres (UCS).

La datación de estas unidades es problemática por la escasez de restos fósiles, no existiendo aún una cronoestratigrafía regional de estas unidades. La correlación con los perfiles de Fígols-Vallcebre datada por Feist y Colombo (1983) así como con otras dataciones realizadas por Masriera y Ullastre (1983) y Vidal (1871) nos permiten atribuir la UDI al Maastrichtiense por sus restos de reptiles y su flora de carófitas, la UCI o calcárea de Vallcebre al Dano-Montiense por la similitud de sus floras de carófitas con las de la caliza de Vitrolles del SE de Francia y la UDS y la UCS como Thanetiense por la presencia de *Physa* y *Vidaliella gerundensis*.

Según esta correlación el límite Cretácico-Terciario se sitúa en la base de la UCI o caliza de Vallcebre. La situación de este límite viene apoyada por la existencia de una discordancia (solapamiento expansivo) de estas calizas sobre los términos infrayacentes, detectada en diversos puntos del Pirineo oriental (Rey y Souquet, 1974, Masriera y Ullastre, 1983 y Pujadas, 1990).

1.4. EOCENO

1.4.1. Formación del Cadí (9)

Al conjunto de calizas con alveolinas aflorantes en el Pirineo se denominó «Calizas con Alveolinas» (Llopis, 1942). Posteriormente, Mey et al., (1968) las definió como Fm. Calizas del Cadí, equivalente a la Fm. de Ager del Pirineo central (Luterbacher, 1969). Más concretamente en el Pirineo oriental, Pallí (1972) utilizó la denominación de Fm. de Orpí, definida por Ferrer (1967, 1971), en el margen meridional de la cuenca del Ebro, mientras que Estévez (1973) las incluyó dentro de la Fm. de Sagnari.

En esta memoria, denominaremos Fm. del Cadí al conjunto de materiales calizos del llerdiense limitados en su parte inferior por los materiales del Garumniense mientras que la parte supe-

rior está limitada por las primeras intercalaciones detríticas que atribuimos a la parte inferior de la Formación de Coronas (14).

La potencia observada en las calizas de la Fm. del Cadí oscila entre los 180 m de Sant Aniol a los 325 m en el Pic de Mussols (Estévez, 1973). Las repeticiones tectónicas observadas en las calizas de la Fm. del Cadí (ver capítulo de tectónica) debido a la estructuración alpina pueden dar lugar a cálculos de potencia incorrectos. En algunas estructuras como la del apilamiento antiformal de Sant Aniol, la potencia observada en las calizas de la Fm. del Cadí rebasa los 700 m (corte geológico II-II').

A continuación describimos la división en tramos, que se observa en la columna de Oix-Sant Joan de les Fonts (mapa geológico) citando los nummulites y alveolinas que han servido para datar dichos tramos: a) tramo inferior carbonatado masivo, que localmente puede desarrollar facies arrecifales o pararrecifales con corales solitarios y coloniales (entre ellos los «porítidos»), algas rodofíceas, alveolinas y niveles oolíticos. En este tramo encontramos *Alveolina cucumiformis* y *A. ellipsoidalis*, características del llerdiense inferior; b) tramo intermedio constituido fundamentalmente por calizas margosas y limos carbonatados, con abundantes macroforaminíferos de tipo hialino, especialmente nummulites (*N. praecursor* y *N. ataticus*) y assilinas, que caracterizan el llerdiense medio; c) tramo superior de calizas masivas con alveolinas, orbitolites y miliólidos muy abundantes, con texturas wackestone y grainstone. Este tramo presenta abundante estratificación cruzada y planar a pequeña, mediana y gran escala, en la que queda involucrada la fauna fósil citada. La presencia de *Alveolina corbarica* indica la parte alta del llerdiense medio; y d) finalmente pueden encontrarse una o dos barras de calizas, separadas por niveles margosos, con alveolinas entre las que se ha identificado *A. trempina* y *A. oblonga*, características del llerdiense superior y Cuisiense basal, respectivamente.

En el mapa y en los cortes geológicos se aprecia la distribución areal de las calizas de la Fm. del Cadí y las relaciones entre estas y las otras formaciones con edad equivalente. Así de S a N se pasa gradualmente desde calizas poco potentes de la Fm. del Cadí a potentes series margosas de la Fm. de Sagnari (12). El paso entre ambos materiales se efectúa a través de un conjunto de margas, margo-calizas y calizas que se ha denominado facies de transición (10 y 11).

La distribución y geometría de las plataformas carbonáticas (Fm. del Cadí) y sus equivalentes en facies de plataforma externa (Fm. de Sagnari) está condicionada por la existencia de un sistema de fallas extensionales activas durante la sedimentación (Martínez *et al.*, 1989 y Pujadas *et al.*, 1989; ver el capítulo de historia geológica). La existencia de esta red de fallas extensivas ya fue deducido por Estévez (1970) a partir de los cambios tanto de potencias como de facies observados en los sedimentos del llerdiense.

1.4.2. Facies de transición (10 y 11)

Al conjunto de margas, margo-calizas y calizas situadas entre las margas de la Fm. de Sagnari (localizadas en la zona septentrional) y las calizas de la Fm. del Cadí (localizadas en la zona meridional), se le denomina facies de transición representadas con los epígrafes (10 y 11). El paso lateral entre los diferentes conjuntos se realiza mediante un paso lateral visible en la cartografía, especialmente en las zonas de los apilamientos antiformales (Fig. 8; ver apartado apilamientos antiformales —capítulo de tectónica—).

En la cartografía se han separado las intercalaciones de margas (10) de las intercalaciones de margocalizas y calizas detríticas, ambas formando niveles de 20 a 50 m de potencia (11) y con abundancia de nummulites y alveolinas. En el bloque septentrional de las fallas afloran localmente brechas de margocalizas, como se observa en el flanco norte del apilamiento antiformal de Can Coll (corte III-III'). El grosor de esta unidad, varía entre la potencia de la Fm. del Cadi y la potencia de la Fm. de Sagnari. Las facies de transición presentan al N del pico del Bassegoda y de la ermita de Sant Aniol indicios de hidrocarburos, localizados en fracturas de pequeña escala, ligadas a los cabalgamientos.

1.4.3. Formación de Sagnari (12 y 13)

La primera referencia del conjunto de materiales margosos del Ilerdiense fue la de Solé Sabarís (1958) que las denominó «Margas esquistosadas de Sagnari». Posteriormente Gich (1969, 1972) las asignó al Miembro de Sagnari y Estévez (1970) las elevó al rango de Formación de Sagnari, aunque fue Pallí (1972) quien las definió formalmente.

Los materiales que constituyen la Fm. de Sagnari son equivalentes en edad a las calizas de la Fm. del Cadi (9) y por lo tanto tienen los mismos límites inferior y superior que esta aunque en facies de plataforma externa. La Formación de Sagnari está formada básicamente por margas azuladas señaladas con el epígrafe (12). Hacia la parte alta de la serie, las margas son más detríticas y contienen intercalaciones de calizas, calizas margosas y calizas arenosas. En la parte media de la serie afloran niveles de calizas con miliólidos y *Nummulites* (13). Estos niveles tienen gran continuidad lateral, son cartografiables y sirven de excelentes niveles guía.

La Fm. de Sagnari queda restringida a la banda septentrional de la Hoja, limitadas al S por el cabalgamiento de Monars. Estas facies margosas continúan hacia el E y hacia el W en las Hojas contiguas (Hojas de Figueres y de Ripoll, respectivamente). Como en esta Hoja no es posible hacer una serie completa de la formación, se describe la serie del pico de Coma Negra situada entre las Hojas de Olot y Maçanet de Cabrenys, descrita por Estévez (1973) y consistente, en la parte inferior, en margas esquistosadas con operculinas y niveles calizos con miliólidos, nummulites y alveolinas, presentando numerosos indicios de hidrocarburos. La parte alta de la serie está formada por calizas margosas con nódulos de sílex, que contienen una fauna de nummulites, equínidos y lamelibranquios. Hacia el techo aparecen calizas y margocalizas intercaladas en las margas con gran abundancia de nummulites y assi-linas.

Asociadas al bloque septentrional de las fallas extensionales activas durante la sedimentación margosa se encuentran niveles de brechas sedimentarias constituidas por margas y margo-calizas como las que se observan en la pista de Albanyà a La Muga. Las margas de la Formación de Sagnari pasan lateralmente hacia el W y hacia el S, a través de un conjunto de materiales de transición (10 y 11), a las calizas de la Formación del Cadi (9). La potencia del conjunto varía entre 800 m y 1000 m.

La edad de la Formación de Sagnari viene determinada por el hallazgo de *Operculina ornata* y *Operculina aff. canalifera* en la parte inferior de la serie, que le atribuye una edad Ilerdiense

inferior. Los niveles de calizas de la parte media de la serie contienen *Assilina pustulosa* y *Nummulites globulus* con una edad llerdiense medio.

1.4.4. Formación de Coronas (14, 15 y 16)

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

Describiremos a continuación las características más importantes de la formación. Regionalmente esta formación se compone de tres tramos bien diferenciados (Giménez, 1989): a) tramo inferior (14) fundamentalmente detrítico, caracterizado por areniscas, limos y margas, entre los que esporádicamente se encuentran niveles carbonatados con acumulación de miliólidos. Las areniscas tienen colores grises y presentan estratificación cruzada y ripples de corriente que indican una dirección de transporte hacia el S. En algunas zonas se han encontrado alveolinas características del Cuisiense inferior (*A. oblonga*, *A. forasini* y *A. schwageri*); b) tramo rojo intermedio (14) cuya base está caracterizada por la presencia de una barra carbonatada con miliólidos, ostrácodos y pequeños bivalvos con el epígrafe (15). Encima de esta barra se observa una alternancia de areniscas, limos y arcillas rojas y algunos niveles carbonatados grises, que localmente contienen miliólidos; y c) tramo carbonatado superior (16), formado por alternancias de barras carbonatadas y margas grises. Las calizas están formadas principalmente por la alternancia de facies laminadas de ostrácodos y facies no laminadas de moluscos, organizadas en capas delgadas de 10 cm de potencia. Las facies laminadas de ostrácodos contienen abundantes nódulos de sílice y materia orgánica. Las características del nivel facilitan la formación de pliegues concéntricos de escala decimétrica-métrica durante el plegamiento general de la región (Giménez y Vergés, 1991; ver capítulo de tectónica).

Al E de la transversal del pueblo de Oix, la separación cartográfica en tres tramos es muy difícil y sólo se han representado dos tramos en el mapa geológico. El inferior (14) que engloba a los tramos a) y b) definidos y el tramo superior (16) que corresponde al tramo c). A partir de la zona de Oix hacia el W se ha cartografiado la barra carbonatada del tramo inferior designada con el epígrafe (15). En la zona oriental de la Hoja, la potencia total del conjunto oscila entre los 100 m y los 150 m, llegando a los 200 m en el río Borró. Al W de la transversal de Oix, la potencia aumenta considerablemente hasta llegar a los 350 m.

En numerosos afloramientos se observan indicios de hidrocarburos migrados, localizados en las fracturas.

1.4.5. Formación de Armàncies (17)

El conjunto de margas situadas por encima de la formación de Coronas fue definido por primera vez como «Margas azuladas de Sant Martí d'Armàncies» por Solé Sabarís (1958). Kromm (1968) utilizó el término «Margas de Campdevàrol». Gich (1969) definió al conjunto de margas como Miembro de Armàncies, mientras que Solé Sugrañes (1970) y Solé Sugrañes y Mascareñas (1970) utilizaron la denominación de Fm. de Margas de Bagà. Estévez (1970) elevó el rango a Formación de Armàncies aunque fue Pallí (1972) quien le dio un carácter más formal.

En el mapa geológico se observa que las margas de la Formación de Armàncies (17) afloran en los dos extremos de la Hoja. Al E de la falla de Albanyà (ver capítulo de tectónica), la formación de Armàncies está representada por una serie reducida, mientras que en el extremo W de la Hoja tienen una potencia importante y conectan con la potente serie del flanco N del sinclinal de Ripoll. Entre ambas zonas descritas se intercala una serie eminentemente carbonática representada por la Formación de la Peña señalada con el epígrafe (18), equivalente en edad, la cual ocupa una extensión similar a la ocupada por las calizas de la Formación del Cadí.

Al W de la Falla de Albanyà afloran los sedimentos carbonatados de la Fm. de la Peña que pasan lateralmente a las margas de la Fm. de Armàncies hacia el W.

La Fm. de Armàncies tiene una parte inferior compuesta por una alternancia decimétrica de calizas micríticas de grano fino de color oscuro y margas bien estratificadas de color claro. Esta parte inferior, con una potencia variable inferior a los 100 m, presenta una importante acumulación de materia orgánica que le confiere la particularidad de ser la principal «roca madre» de la región. En las proximidades del pueblo de Terrades se observan abundantes muestras de hidrocarburos, incluso líquidos. Giménez (1989) incluye este primer tramo en la Formación de Coronas. El resto de la formación corresponde a una alternancia decimétrica de calizas micríticas de color gris y margas más claras. Las superficies de estratificación son onduladas y muy características en el campo. En la parte superior de la formación se intercalan pequeños niveles de 1-2 cm de arenas finas y carbonatos bioclásticos. En los primeros niveles siliciclásticos se sitúa el techo de la formación.

La potencia observada en el límite occidental de la Hoja es de unos 1000 m, mientras que al E de la falla de Albanyà, la potencia es de 250-300 m.

La fauna de macroforaminíferos hallada en la parte media de la serie, del flanco N del sinclinal de Ripoll, al W de la presente Hoja, indica una edad comprendida entre el Cuisiense Medio y un Luteciense basal. La fauna encontrada en los niveles de margas y limos carbonatados con estratificación nodular que se encuentran en la parte superior de la serie, indican una edad Luteciense inferior (*Nummulites* cf. *campesinus*, *N.* cf. *verneuilli*, *N.* aff. *gallensis* y *N.* aff. *obesus*).

1.4.6. Formación de La Peña (18)

El nombre de la Peña proviene de Solé Sabarís (1958), aunque la definición informal de la formación fue de Estévez (1973). Dicha formación está constituida por sedimentos marinos de poca profundidad, tanto detríticos como carbonáticos, comprendidos entre la Fm. de Coronas (16) y las Fms. de Campdevàrol y de Vallfogona (22). La Fm. de la Peña pasa lateralmente a

la Fm. de Armàncies (17) y equivale sólo a una parte de la Fm. de Terrades (19, 20 y 21).

En este trabajo se utiliza el término de Formación de La Peña para designar a los materiales eminentemente carbonatados localizados en la zona comprendida entre la Falla de Albanyà y el río Llerca, y a los niveles menos potentes situados al E de la Falla de Albanyà (ver mapa geológico).

En la zona central de La Garrotxa, al W de la Falla de Albanyà, la serie de la Fm. de La Peña consiste de base a techo en un tramo inferior detrítico con calizas intercaladas conteniendo abundantes restos de algas, miliólidos, alveolinas, nummulites y assilinas, briozoos, equínidos y gasterópodos algunas veces muy abundantes con una potencia de más de 100 m. Entre las especies características se han reconocido *Alveolina* aff. *frumentiformis*, *Nummulites burdigalensis cantabricus*, *N.* aff. *manfredi* y *Assilina maior*, que datan la parte inferior de la serie como Cuisiense medio y superior. El tramo superior está formado por unos 200 m de calizas y algún nivel de margocalizas en capas decimétricas y métricas con algas, miliólidos, ostrácodos, lamebranquios y gasterópodos en la base. Hacia la parte alta del tramo se reconocen *Alveolina frumentiformis*, *A. callosa*, *A. stipes*, *Nummulites gallensis*, *N. vereneuilli*, *N.* aff. *obesus* y *Assilina spira abrardi* que lo caracterizan como Luteciense inferior. El techo de la formación está formado por gran cantidad de assilinas y nummulites constituyendo auténticos packstones de foraminíferos.

En la cartografía se observa el paso lateral entre los sedimentos carbonáticos de la Fm. de La Peña (cortes II-II' y III-III') y las margas de la Fm. de Armàncies con el epígrafe (17). La parte superior de la Fm. de la Peña está compuesta por margas bien estratificadas azules con una potencia que aumenta progresivamente hacia el W. La Fm. de la Peña puede llegar a alcanzar los 800 m de potencia total.

1.4.7. Formación de Terrades (19, 20 y 21)

La formación de Terrades fue definida por Pallí (1972) y designa un conjunto de materiales de diferente naturaleza, localizados al E de la Falla de Albanyà.

El límite inferior viene determinado por las alternancias de margas y margocalizas nodulosas de la Fm. de Armàncies (17). El límite superior consiste en una unidad detrítica de tránsito a los materiales continentales de la Fm. de Bellmunt.

La parte inferior de la formación consiste en margocalizas y calizas con abundantes miliólidos, alveolinas y crustáceos. Al W del pueblo de Terrades el nivel con crustáceos forma una barra muy visible en el terreno (19). Este nivel es seguido de margas algo limosas y areniscas bioclásticas (20) con una potencia superior a los 450 m. En la parte superior se observan niveles de calizas con alveolinas, seguidos de niveles con pequeños nummulites y al techo, niveles con grandes nummulites y assilinas. Debido a la similitud tanto de edad como de materiales existente entre una parte de esta serie y la Fm. de La Peña, se ha cartografiado a esta parte como perteneciente a dicha formación con el epígrafe (18). En la parte superior de la serie aparecen canales de conglomerados, areniscas grises, limos y margas azuladas (21) que en la presente memoria denominamos como Terrades superior. Pallí (1972) incluye estos materiales detríticos dentro de la formación de Terrades aunque comenta que podrían pertenecer a una unidad

completamente distinta. En cualquier caso son depósitos de tránsito a los sedimentos continentales de la Fm. de Bellmunt. La potencia total del conjunto es de 850 m, de los cuales casi 100 m más corresponden al tramo de transición.

La presencia de *Alveolina frumentiformis*, *A. callosa*, *Nummulites gallensis* y *Assilina spirabrardi*, caracterizan un Luteciense inferior.

Esta formación pasa a materiales continentales detríticos groseros hacia el E en la zona de Biure (Hoja de Figueres), y a los materiales carbonatados de la Fm. de La Peña hacia el W. La parte más alta de la serie puede ser equivalente en edad a la Fm. de Campdevàdol y Fm. de Vallfogona.

1.4.8. Formaciones de Campdevàdol y de Vallfogona (22-23)

Estas dos formaciones están constituidas por una potente sucesión de margas, areniscas, conglomerados y yesos, aflorantes en ambos flancos del sinclinal de Ripoll. Los materiales equivalentes de ambos flancos del sinclinal de Ripoll presentan diferencias notables. En esta Hoja se ha optado por describir separadamente los materiales de ambos flancos, aunque la representación cartográfica sea única, con el epígrafe (22). Esto ha sido debido a las dificultades surgidas al intentar separar esta unidad en dos a lo largo de toda la Hoja. Dentro del conjunto se han diferenciado los niveles de yesos (23) que presentan una cierta potencia y continuidad lateral.

Por tanto, en este apartado se describen: A) las margas, areniscas y conglomerados de la Fm. de Campdevàdol, que afloran en el flanco norte del sinclinal; B) las alternancias de margas, areniscas, conglomerados y yesos de la Fm. de Vallfogona, que afloran en el flanco S del sinclinal; C) los yesos de Beuda; y D) el potente paquete de evaporitas, la mayor parte no aflorante y situado en el autóctono (cuenca de antepaís).

A) *Margas, areniscas y conglomerados de la Fm. de Campdevàdol.*

En el flanco N del sinclinal de Ripoll aflora una serie alternante de margas y areniscas con características turbidíticas (Ashauer, 1943; Fontboté *et al.*, 1957; Solé, 1958 y Kromm, 1966). Gich (1969) definió las Margas de Campdevàdol, mientras que Estévez (1973) las denominó como Tramo inferior de la Fm. de Vallfogona. Pallí (1972), elevó las Margas de Campdevàdol al rango de formación de Campdevàdol. 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 paso entre la Fm. de Armàncies y la Fm. de Campdevàdol es gradual. El límite inferior de la formación se sitúa en el primer nivel siliciclástico intercalado en la serie. Al techo de la unidad, se encuentra el nivel superior de yesos que se ha denominado yesos de Beuda con el epígrafe (23). La serie está formada por una alternancia de margas y areniscas en capas centimétricas y decimétricas con abundantes estructuras sedimentarias características de los sedimentos turbidíticos. También se observan intercalados en la serie pequeños niveles conglomeráticos. La composición de los conglomerados y areniscas es paleozoica y son abundantes los granos de cuarzo.

El carácter turbidítico de la serie fue determinado 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 potencia de la Fm. de Campdevàdol en el flanco N del sinclinal de Ripoll que aflora en la presente Hoja es de unos 300 m. Hacia el W desaparece bajo la discordancia basal de la formación de Coubet volviendo a aflorar nuevamente hacia el W y aumenta de potencia, en la misma dirección, hasta superar los 600 m en la transversal de Montgrony (Pallí, 1972; Hoja de Ripoll, Muñoz *et al.*, 1991).

La existencia de *Nummulites aff. boussaci*, *Assilina spira abrardi* y *Operculina praespira praespira* en la parte superior de la serie aflorante en las cercanías del pueblo de Guardiola de Berga (Hoja de La Pobla de Lillet, Vergés *et al.*, 1991a), indica una edad Luteciense inferior.

B) *Alternancias de margas, areniscas, conglomerados y yesos de la Fm. de Vallfogona.*

En el flanco S del sinclinal de Ripoll y en el llano de Besalú aflora una alternancia de margas, areniscas finas y yesos. Estos materiales fueron llamados «Margas yesíferas de Vallfogona» por Solé (1958). Gich (1969) definió el Miembro de Vallfogona mientras que Estévez (1973) agrupó este miembro con el miembro de Campdevàdol, también definido por 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 está representado por el nivel más alto de yesos dentro de la formación, al que se le denomina Yesos de Beuda (23), aflorante también en el flanco N del sinclinal de Ripoll. Esta serie consiste en una alternancia de niveles centimétricos a decimétricos de margas y areniscas finas con paquetes centimétricos a métricos de yesos discontinuos. Entre la serie mencionada aparecen niveles de areniscas y conglomerados, algunos de ellos canalizados, que muestran características turbidíticas claras.

C) *Yesos de Beuda.*

A los yesos que aparecen en la parte superior de la serie turbidítica del flanco norte del sinclinal de Ripoll, se les ha llamado Yesos de Beuda. La primera definición de esta unidad fue la de Solé Sabarís (1958) que la denominó «Yesos de Vallfogona». Clavell *et al* (1970) utilizaron el nombre de «Niveles yesíferos de Vallfogona». Pallí (1972) definió a los niveles de yesos intercalados como Mb. de Beuda y Busquets (1981) los denominó «Yesos de Campdevàdol».

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 (23), 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 y llega a tener una potencia cercana al centenar de metros en algunos puntos.

Los yesos de Beuda (23) que afloran en el manto del Cadí constituyen un nivel de sulfato cálcico de hasta 80 m de potencia (en superficie son yesos secundarios y anhidrita). En la columna detallada levantada en la cantera situada al sur del pueblo de Beuda (Fig. 2), se observan las principales facies de esta unidad (Ortí *et al.*, 1988). De muro a techo se puede diferenciar: a) facies bandeadas y laminadas (mm/cm) con intercalaciones de lutitas, b) facies nodulares, y c) facies pseudomórfica de antiguos cristales de yeso centimétricos (actualmente yeso alabastro secundario). Esta sucesión vertical se interpreta como una secuencia de somerización (Ortí *et al.*, 1988; Ortí y Rosell, 1990).

D) *Evaporitas de la cuenca de antepaís plegado*

Un conjunto de materiales equivalentes a los mencionados pueden observarse en el llano de Besalú y también en los sondeos que cortan a los materiales de la cuenca de antepaís.

En el llano de Besalú aflora una serie de alternancias centimétricas a decimétricas de margas, areniscas finas y yesos en paquetes hasta de varios metros de grueso. Estos materiales tienen las mismas características que las observadas en los materiales del flanco S del sinclinal de Ripoll, correspondientes a la Fm. de Vallfogona. La potencia de estos materiales, en la llanura de Besalú, sólo ha podido ser deducida a partir de los cortes geológicos realizados y es superior a los 500 m, aunque dicha estimación es difícil debido al plegamiento que han sufrido los niveles de yesos. En las partes altas de los ríos Llierca, Borró y Remolins, afloran potentes paquetes de brechas cuyos bloques están constituidos por areniscas finas, margas y yesos, interpretadas como brechas de colapso por disolución de yesos. A partir del sondeo efectuado en las cercanías del pueblo de Besalú (BE-4; columnas estratigráficas sintéticas) la potencia de la unidad es de 600 m. En el flanco N del sinclinal de Ripoll se realizó el sondeo Serrat-1 (Hoja de Ripoll, Muñoz *et al.*, 1991) con más de 1000 m de alternancias detríticas y evaporíticas (Martínez *et al.*, 1989). La serie autóctona de la Cuenca del Ebro estaría formada por un nivel yesos masivos de 700 m de potencia. Las publicaciones recientes, tanto desde el punto de vista de secuencias deposicionales (Puigdefàbregas *et al.*, 1986) como desde el punto de vista estructural (Martínez *et al.* 1989; Vergés *et al.* 1991a), utilizan la denominación Beuda para definir al conjunto de materiales evaporíticos (margas y areniscas finas con intercalaciones de yesos y sales) con una edad Luteciense. Clavell (1991), describe 122 m de yesos masivos en el techo y más de 1000 m de alternancias de margas, yesos y sales en la parte inferior de la serie.

Ensayo de correlación

La correlación de los diferentes conjuntos de materiales descritos dentro de este apartado es difícil debido a: 1) su localización en diferentes unidades tectónicas; 2) su falta de continuidad cartográfica dentro de una misma unidad; 3) a la ausencia de buenos niveles guía; y 4) ausencia de fósiles que permitan la datación exacta.

Los yesos de Beuda constituyen el único nivel guía existente, siempre que se suponga que el nivel aflorante en el flanco N del sinclinal corresponda al nivel más alto de los situados en el flanco S del sinclinal. En este caso, dicho nivel permitiría acotar por el techo a las Fms. de

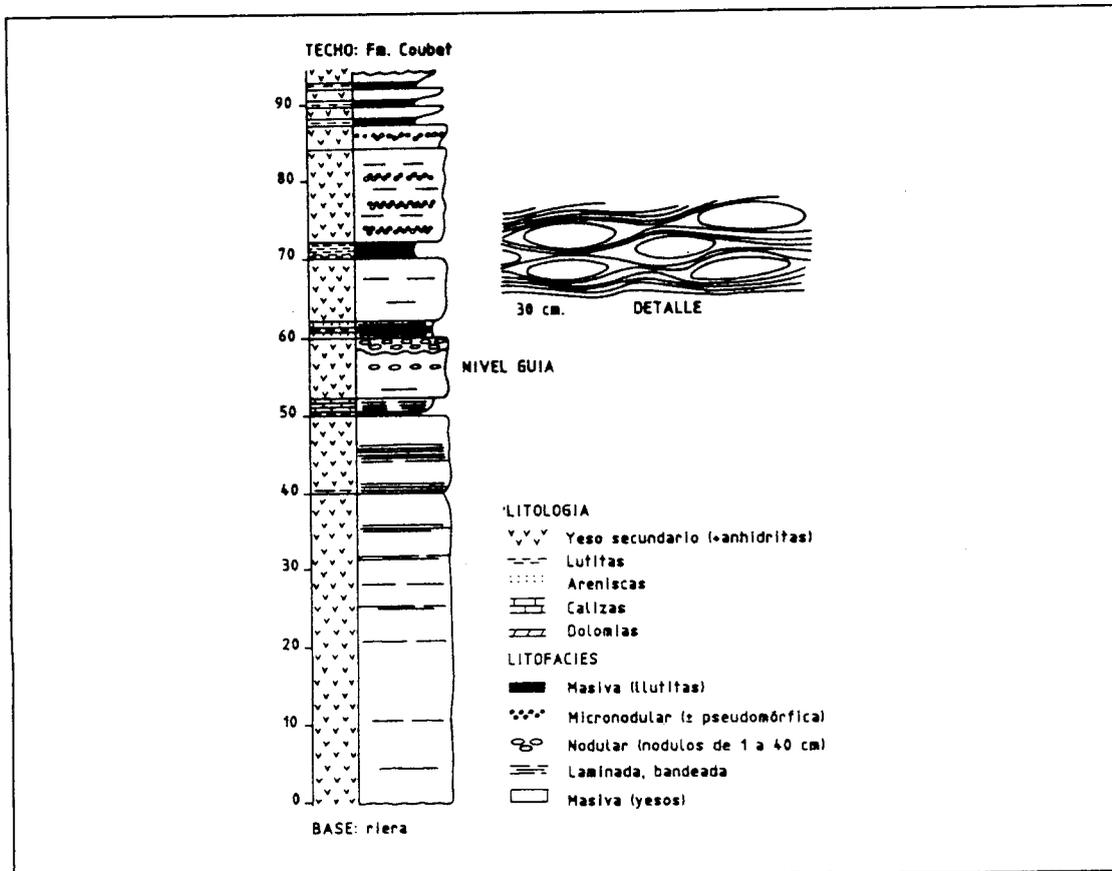


Figura 2. Columna estratigráfica de los yesos de Beuda en las canteras del pueblo del mismo nombre según Ortí *et al.* (1988).

Campdevàdol y Vallfogona. Sin embargo, la diferente naturaleza de los materiales en ambos flancos del sinclinal no permite hacer otro tipo de correlación, aunque la continua migración de los depocentros sedimentarios hacia el S, sugeriría una edad general más moderna para los materiales situados en el flanco meridional del sinclinal (Fig. 3).

1.4.9. **Formación de Banyoles (24)**

El término «Margas de Banyoles» fue utilizado por Almela y Ríos (1943). La Formación de Banyoles fue definida por Ríos y Masachs (1953) y luego por Gich *et al.*, (1967). Posteriormente Gich (1969) cambió la denominación y el rango de esta formación, denominándola Miembro de Malla.

En la presente Hoja, los materiales pertenecientes a la Fm. de Banyoles se sitúan en el flanco S del sinclinal de Ripoll, formando parte del manto del Cadí y de la cuenca de antepaís plegado, situada al S del citado manto.

El flanco meridional del sinclinal de Ripoll, en las cercanías del pueblo de Vallfogona, muestra los mejores afloramientos de la Fm. de Banyoles situada entre las margas yesíferas de la Fm. de Vallfogona y los niveles detríticos de la Fm. de Coubet. La sucesión esta formada por margas y margocalizas con pasadas de areniscas y conglomerados que se hacen más frecuentes hacia la parte superior de la serie. Las areniscas y conglomerados se presentan con una geometría de canal ancho (10-12 m) y poco profundo (<1 m) con estratificación cruzada y abundantes cantos blandos. Los cantos son mayoritariamente de rocas paleozoicas. Son comunes las suturas erosivas a escala métrica que cortan suavemente al paquete de margas. El relleno de los paleorreliieves esta constituido, generalmente, por una capa de areniscas de potencia decimétrica a la que le sigue una sedimentación margosa con características similares a la que ha sido erosionada. Las capas de areniscas más potentes muestran una estructura interna típica de los depósitos turbidíticos. Las marcas de base, medidas en la Fm. de Banyoles, indican una paleocorriente variable entre el N-2200E y el N-2600E. Las crestas de los ripples indican una dirección de paleocorriente paralela a la indicada por las marcas de base y otra dirección perpendicular a estas.

En la zona del antepaís plegado las margas de Banyoles están constituidas por margas gris-azuladas y margas calcáreas con nódulos de limonita e intercalaciones de niveles de areniscas. Las margas contienen abundante fauna de nummulites, alveolinas, ostreas, briozoos, equínidos y crustáceos. La potencia es inferior a los 100 m. El límite inferior esta señalado por los yesos de Beuda (23). Lateralmente, los materiales de la Fm. de Banyoles, pasan a los materiales de transición de la Fm. de Coubet y a los materiales continentales de la Fm. de Bellmunt, en dirección N, mientras que hacia el S representan un paso lateral a las calizas de la Fm. de Tavertet.

1.4.10 **Formación de Coubet (25)**

El nombre de esta formación proviene de los informes inéditos de las compañías petroleras que utilizaron el término «Les couches à load cast de Coubet» de Kromm (1967). Fue definida informalmente como formación por Puigdefàbregas y Soler (1980), en un informe petrolero inédito. Esta formación es equivalente a la Fm. de Cal Bernat definida por Busquets

(1981) en el flanco sur del sinclinal de Ripoll, en las cercanías del manto del Pedraforca, y al Mb. de Barcons definido en el antepaís (Gich, 1969). Este último término fue corregido con posterioridad, debido a un error toponímico, por el de Mb. de Bracons (Riba *et al.*, 1983).

Consiste en una alternancia de margas, areniscas y conglomerados con numerosas estructuras sedimentarias organizadas en secuencias estrato y granocrecientes. Corresponde a los materiales detríticos, en facies marinas, que se encuentran entre los yesos de Beuda o las margas de las formaciones infrayacentes y los materiales también detríticos, continentales de las formaciones superiores. En la zona de Besalú se encuentran niveles calizos con Miliólidos y oolitos al techo de las secuencias (Santisteban y Taberner, 1979). Los límites inferior y superior de la Unidad de Coubet son transicionales. La potencia es variable desde los 50-100 m, alcanzando entre 400 m y 650 m de espesor en el núcleo del sinclinal de Ripoll, en el llano de Besalú.

Más al W (Hoja de Ripoll, Muñoz *et al.*, 1991) se observa el paso gradual de los niveles inferiores de la formación de Coubet a las capas más superiores de la formación de Vallfogona. Hacia el S, pasa lateralmente a la Fm. de Banyoles.

1.4.11. Formación de Bellmunt (26, 27, 28, 29, 30 y 31)

Corresponde al Tramo rojo intermedio de Almela y Ríos (1943), equivalente de las «Couches rouges intermedias» (Kromm, 1966) y definida como formación de Bellmunt por Gich (1969).

Este termino, abarca una sucesión detrítica continental muy potente (3100 m de potencia acumulada) situada a techo de la Fm. de Coubet. Los materiales de la Formación de Bellmunt afloran al E de la falla de Albanyà, formando el sinclinal de Vilaritg (sector oriental de la Hoja) y en el núcleo del sinclinal de Ripoll, en las cercanías del pueblo de Sant Joan de les Fonts (sector occidental de la Hoja). La correlación entre las series estratigráficas levantadas en ambas zonas no ha sido posible debido a la no continuidad de los afloramientos y también debido a las diferencias que se observan tanto a nivel de materiales como a nivel de la estructura tectónica a ambos lados de la falla de Albanyà.

En el sinclinal de Vilaritg, dentro de la Fm. de Bellmunt, se ha integrado a materiales más antiguos y más modernos que la edad que le corresponde a la Fm. de Bellmunt definida en el antepaís por Gich (1969). La formación de Bellmunt de la Hoja será descrita en dos sectores separados: A) el sector oriental, correspondiente a los materiales que afloran en el núcleo del sinclinal de Vilaritg; y B) el sector occidental, correspondiente a la parte W de la Hoja.

A) Sector Oriental

En dicho sector, todos los materiales rojos continentales aflorantes en el núcleo del sinclinal de Vilaritg han sido agrupados dentro de la Fm. de Bellmunt debido a las dificultades habidas para establecer una cronoestratigrafía dentro de la sucesión. Sin embargo se ha realizado una subdivisión estratigráfica y cartográfica de dicha «formación» en función de las discordancias observadas en la serie y de la composición de los cantos. La columna estudiada se sitúa al SE

del pueblo de Albanyà entre el Coll de Riunsors y La Teuleria. El muro de la sucesión está constituido por las areniscas y margas azuladas de la formación de Terrades superior. Estas pasan gradualmente a la Formación de Bellmunt, que de base a techo está formada por: Unidad Inferior (26), constituida por conglomerados y areniscas. Los conglomerados tienen cantos de calizas, pizarras y cuarcitas. Las areniscas son ricas en cuarzo y están decoloradas. El espesor total de la unidad es de 1400 m; Unidad Media (27) formada por conglomerados con cantos predominantemente de pizarras y calizas, y por niveles de areniscas bioturbadas y arcillas rojas, con un espesor total de 200 metros; y Unidad Superior (28 y 29) subdividida en tres tramos. El tramo inferior constituido por conglomerados bien organizados con cantos predominantemente mesozoicos, areniscas y arcillas con paleocorrientes que indican una dirección de transporte N-S y un espesor de 300 m. El tramo intermedio, cuya parte inferior está constituida por conglomerados mal organizados, ricos en matriz arcillosa, no cementados, con bloques de granitoides de hasta 80 cm de diámetro y cantos rodados de pizarra. La parte superior está constituida por conglomerados con mayor contenido de cantos y bloques de materiales mesozoicos (calizas y areniscas). Intercalados en la serie existen niveles de brechas monogénicas de calizas jurásicas. Dentro de la sucesión aflora un olistolito (29) de unos 200 m de longitud constituido por arcillas y yesos del Keuper y grandes bloques de calizas y areniscas jurásicas y cretácicas. Las paleocorrientes indican un transporte N-S. Hacia el sur (afloramientos del río Manol) esta unidad pierde su carácter proximal y se indenta con depósitos fluviales arcósicos con paleocorrientes de dirección NW-SE. El conjunto tiene un espesor de 700 m. El tramo superior está formado por areniscas arcósicas bioturbadas y arcillas alternando con conglomerados con cantos de pizarra, granitoides y calizas. Esta unidad es más detrítica hacia el techo. Las paleocorrientes indican un transporte WNW-ESE. El espesor del tramo es de 450 m, estando el techo de la sucesión recubierto discordantemente por los depósitos aluviales de edad neógena.

En el sinclinal de Vilaritg, el contacto entre la Fm. de Coubet y la Formación de Bellmunt es transicional, si bien hacia el E, donde esta última se caracteriza por tener cantos de mayor tamaño, dicho contacto es discordante (Hoja de Figueres; Fleta *et al.*, 1991). Las diferentes unidades de conglomerados separadas dentro de la formación de Bellmunt marcadas con los epígrafes (26, 27, 28 y 29) están limitadas por discordancias angulares. Estas discordancias se observan tanto a nivel cartográfico como por los cambios que ocurren dentro de la serie estratigráfica. A nivel cartográfico, los contactos discordantes se deducen tanto por el truncamiento de las capas situadas por debajo y/o por encima de dicho contacto, como por la suavización brusca de las inclinaciones de las capas situadas por encima de los contactos. La desaparición de las capas inferiores se ha interpretado como debido a la erosión, mientras que la desaparición de las capas superiores es interpretado como relaciones de «onlap». Todas estas relaciones mencionadas se producen durante el desarrollo del sinclinal de Vilaritg. La verticalización de los flancos del sinclinal, de dirección E-W, así como de su cierre periclinal en el contacto con la falla de Albanyà es responsable de que las capas posteriores a la superficie de discordancia se sitúen sobre esta mediante relaciones de «onlap» y siempre con un buzamiento general menor. Asimismo, se observan cambios bruscos en la estructura interna y composición de las rocas detríticas y de las paleocorrientes.

Todo el conjunto representa la colmatación del surco sinclinal de Vilaritg, cuyo plegamiento fue sincrónico con la sedimentación. Las paleocorrientes medidas en la unidad inferior indican una dirección de transporte hacia el S y el SW, mientras que las unidades media y superior indican un cambio de la dirección hacia el S y el SE. Este cambio en la dirección de transporte es

debido a la propia evolución del sinclinal de Vilaritg. En un primer estadio, las paleocorrientes hacia el SW indican que la deposición se efectúa en un surco con una dirección subparalela a la falla de Albanyà. A medida que subimos en la serie, las medidas de las paleocorrientes indican una deposición de los materiales en un surco paralelo al eje del sinclinal de Vilaritg. El cambio en la dirección de las paleocorrientes viene inducido no tan sólo por la formación del sinclinal de dirección E-W, sino también por el plegamiento de las capas en contacto con la falla de Albanyà, que forman la terminación periclinal de dicho sinclinal.

B) *Sector Occidental*

En el sector occidental el corte tipo se ha situado al norte de Sant Joan les Fonts. La formación se sitúa sobre las areniscas de la Fm. de Coubet, de una forma transicional y con indentaciones visibles en la cartografía de la Hoja de Ripoll (Muñoz *et al.*, 1991). La serie está constituida por dos tramos: un tramo inferior formado por conglomerados con cantos predominantemente calizos (100 metros) y un tramo superior de conglomerados con cantos de granitoides, calizas y pizarras alternados con areniscas arcósicas (100 metros). Las paleocorrientes presentan una orientación E-W. La formación se ha representado aquí en un solo epígrafe (31). Estas unidades equivalen a las aflorantes en las Hojas de Ripoll (Muñoz *et al.*, 1991) y Pobla de Lillet (Vergés *et al.*, 1991a).

Edad de los materiales de la Fm. de Bellmunt

En el sector oriental, se ha asignado una edad Luteciense medio a Bartonense para el conjunto de materiales de la Formación de Bellmunt. En algunos puntos podría ser más antigua, correspondiente a los depósitos continentales equivalentes de los sedimentos marinos de las Formaciones de Terrades, de la Peña y de Coubet. La datación por el techo carece de argumentos paleontológicos, si bien sus características petrológicas permiten relacionarlos con las sucesiones de arenas arcósicas de Vilopriu y Verges de edad Bartonense (Fontboté *et al.* 1957).

En el sector occidental, la base de la Fm. de Bellmunt es más moderna y el techo es más antiguo que los respectivos (base y techo) del sector oriental. Hay que tener en cuenta que la serie del sector occidental es poco potente.

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

En este apartado se hará un esbozo del análisis secuencial de los sedimentos eocenos de la cuenca de antepaís pirenaico, 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.

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 (7 y 8). La secuencia está formada por calizas de plataforma somera con alveolinas, orbitolites y miliólidos de la Fm. del Cadí (9) que pasan lateralmente a margas grises de plataforma marina más profunda con nummulites, assilinas y operculinas de la Fm. de Sagnari (12). 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 (Betzler, 1989), equivalente a la secuencia del Cadí se reconoce por el «onlap» que efectúan dichos sedimentos sobre los materiales del Garumniense. La edad de la secuencia del Cadí en el Pirineo oriental, a partir del estudio de nummulites y alveolinas, abarca desde el llerdiense inferior al llerdiense medio y superior (Samsó 1989).

La distribución de las facies de la secuencia del Cadí puede observarse en la Fig. 18. Su evolución hacia el S, implica un paso a condiciones más someras y continentales, concretamente en la zona de el Far, en Girona, encontramos directamente sobre el Garumniense (7 y 8) una delgada capa de calizas con alveolinas de edad llerdiense 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 SW de Igualada encontramos los materiales definidos como Fm. de Orpí (Ferrer, 1967, 1971). Estos materiales se sitúan directamente sobre materiales mesozoicos o sobre las arcillas rojas del Garumniense, y tienen una edad llerdiense medio (Hottinger 1960), correspondiente a los tramos b) y c) descritos en la Fm. del Cadí.

Secuencia deposicional de Corones

La secuencia deposicional de Corones representa un evento regresivo siliciclástico deltaico superpuesto a la plataforma carbonatada de la secuencia deposicional del Cadí. Esta secuencia, según Giménez (1989), incluye a la parte superior de la formación de Sagnari (Sagnari III; Samsó, 1989), a toda la formación de Corones con los epígrafes (14) a (16) y a la parte más inferior de la formación de Armancies con el epígrafe (17).

La parte inferior de la secuencia deposicional está formada por parasecuencias detríticas 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.

La edad de la secuencia deposicional de Corones, a partir de los alveolínidos, va del Cuisiense basal al límite Cuisiense inferior-medio (Samsó, 1989).

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, se instala una plataforma carbonatada representada por las calizas de la Fm. de la Peña (18), mientras que hacia el W, las margas de la Fm. de Armàncies (17) 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 detrítico deltaico. El límite superior viene dado por los sedimentos turbidíticos de la secuencia de Campdevàrol, claramente visible en el sector occidental (Hoja de Ripoll; Muñoz *et al.*, 1991 y Hoja de la Pobla de Lillet; Vergés *et al.*, 1991a).

En la parte occidental del Pirineo oriental Betzler (1989) agrupa la parte superior de la Fm. de Corones, el tramo superior de calizas según Giménez (1989), y la Fm. de Armàncies en la secuencia de Odén. La edad de la secuencia de Armàncies está comprendida entre el Cuisiense medio y el Luteciense basal, deducido del estudio de las alveolinas y nummulites (Tosquella, 1989).

En la serie de Queralt, situada sobre el manto del Pedraforca (Hoja de Berga; Mató *et al.*, 1991) aparecen los materiales equivalentes en edad, representados por areniscas y conglomerados con nummulites y assilinas (Solé Sugrañes y Clavell, 1973) de poca potencia. Hacia el S, 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)

Los sedimentos de talud, los slumps y las megacapas se depositan en una cuenca con morfología alargada en sentido E-W, como se deduce de las paleocorrientes observadas en las bases de las megacapas de brechas que aparecen dentro de la Fm. de Armàncies (17) en las Hojas de la Pobla de Lillet y Ripoll (Santamaria, 1983; Vergés *et al.*, 1991a; y Muñoz *et al.*, 1991), siendo el extremo más proximal al E en la zona de Terrades (Hoja de Figueres; Fleta *et al.*, 1991), y el más distal en la parte occidental, en la zona del Pedraforca (Hoja de La Pobla de Lillet; Vergés *et al.*, 1991a).

Secuencia deposicional de Campdevàrol

La secuencia deposicional de Campdevàrol 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 (Hojas de la Pobla de Lillet y Ripoll; Vergés *et al.*, 1991a; y Muñoz *et al.*, 1991). La parte alta de la secuencia muestra condiciones anóxicas de sedimentación, con ausencia total de fauna (Van Eeckhout, 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 rellena la cuenca de E a W, 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 I y II de Mutti (1985), mientras que la unidad 3 corresponde a facies de «chanel levée».

La inexistencia de fauna junto con los índices elevados de paleosalinidad sugieren un entorno hipersalino, relacionado con una caída relativa del nivel del mar. La edad de estos materiales es Luteciense inferior.

Secuencia de Bellmunt

La secuencia deposicional de Bellmunt representa un episodio progradante hacia el S. El límite inferior viene marcado por la discordancia situada en la base de los yesos de Beuda, observable en el flanco N del sinclinal de Ripoll, que erosiona a los materiales turbidíticos de la secuencia anterior (Fig. 3). En el flanco S 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. La 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 S (24), las areniscas y calizas arrecifales de frente deltaico de la Fm. de Coubet (25) y los materiales de la llanura deltaica y sistema aluvial de la Fm. de Bellmunt (30). La plataforma carbonatada meridional constituida por la Fm. de Tavertet (Reguant, 1967) representa un nearshore nummulítico, el cual migra hacia el S y transgrede encima de los depósitos aluviales del margen meridional pasivo de la cuenca del Ebro.

La unidad inferior de la Fm. de Bellmunt se interpreta como un sistema aluvial transicional con los sistemas deltaicos de las formaciones de Terrades y de Coubet, que presenta paleocorrientes con dirección ENE-WSW. Las unidades intermedia y superior registran unos sistemas aluviales proximales dominados por procesos de transporte en masa (debris-flows, olistones) 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 detríticos sería oriental para la unidad inferior y septentrional para las superiores.

En el flanco N del sinclinal, las capas de las Fms. de Coubet y de Bellmunt forman un ángulo,

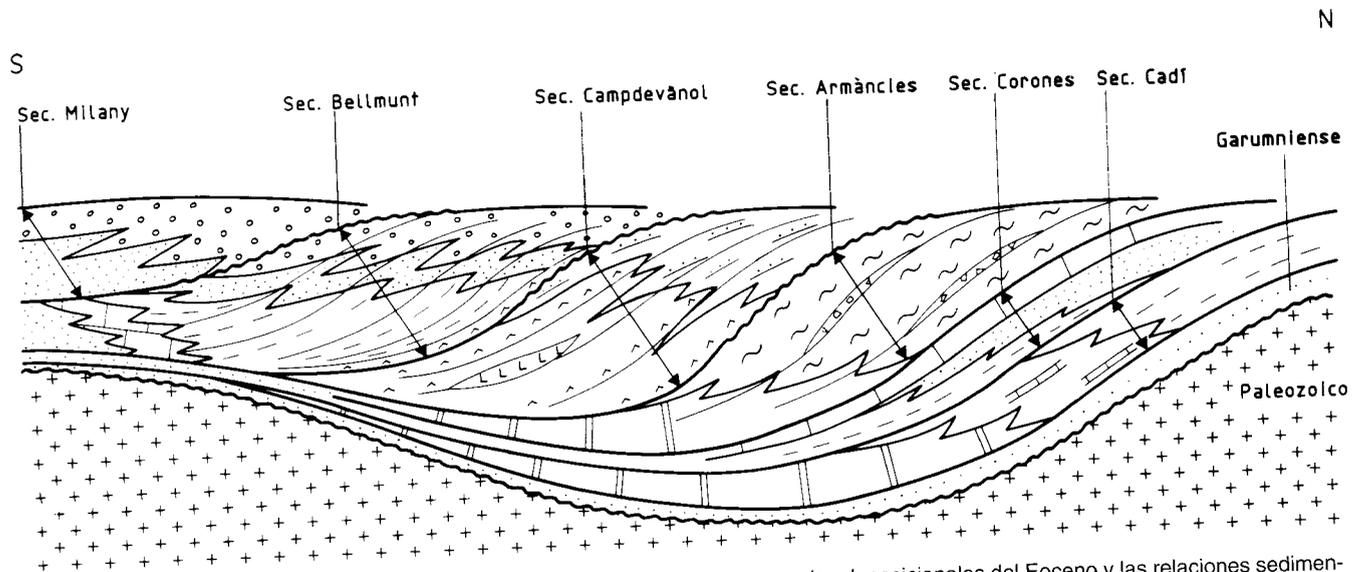


Figura 3. Esquema en donde se muestra la disposición de las distintas secuencias deposicionales del Eoceno y las relaciones sedimentarias en la cuenca de antepaís entre las distintas formaciones paleógenas representadas en el mapa.

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.

1.5. NEOGENO

1.5.1. **Mioceno superior**

Conglomerados, areniscas y arcillas (32)

Esta unidad está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas, aunque predominan los primeros sobre las otras litologías. En las proximidades del pueblo de Esponellà puede reconocerse la geometría deposicional de estos cuerpos. Las facies dominantes son las gravas masivas si bien aparecen subordinadas a ellas facies con estratificación cruzada planar o en cuchara así como niveles de areniscas. Estas facies aparecen agrupadas en cuerpos multiepisódicos separados entre sí por niveles de limos y arcillas. La composición de los cantos de los niveles conglomeráticos indica una área fuente constituida por materiales eocénicos.

La potencia total de esta unidad es desconocida aunque los sondeos hidrogeológicos efectuados en la zona confirman que supera los 100 m de espesor.

La edad de estos materiales viene determinada por la extrapolación cartográfica del yacimiento de micromamíferos de Bàscara (Agustí *et al.*, 1990), en la vecina Hoja de Figueres, correspondiente a la zona MN 13, lo que equivale a una edad Turolense, aunque solo sea orientativa.

1.5.2. **Pliocuatnario**

Los materiales pliocuatnarios se han diferenciado atendiendo al tipo de materiales existentes en el área fuente: gravas, limos y arcillas de área fuente A) volcánica (Pliocuatnario de Argelaguer) y B) eocena (Pliocuatnarios de Sant Eudald y de Tortellà).

Pliocuatnario de Argelaguer (33)

Estos materiales pueden reconocerse en la carretera local que conduce de la población de Argelaguer a Tortellà. Las gravas son las facies dominantes presentando un tamaño medio de los cantos superior a 5 cm. La característica principal de estos materiales es la presencia de numerosos cantos de basalto formando parte de la fracción gravosa.

El «talweg» del río Borró suministra buenos cortes donde es posible reconocer esta unidad que presenta una potencia superior a los 60 m en este lugar.

Pliocuaternario de Sant Eudald (34)

Esta unidad aparece en la carretera que conduce de Castellfollit de la Roca a Oix. Está formada por gravas y gravillas en bancos decimétricos a métricos alternantes con niveles de arenas limosas y limos. La base de la unidad es reconocible en las proximidades de la cantera situada en la riera de Sant Eudald. Esta formación recubre la paleotopografía dejada por los materiales eocenos, con los que presenta una discordancia. Las facies situadas en la base recubren irregularmente la superficie de contacto con los materiales eocenos predominando los limos y arenas limosas. La característica distintiva de esta unidad es la morfometría angulosa a subangulosa de la fracción grava, así como el tamaño medio de la misma que no supera los 5 cm. La composición de los cantos indica una procedencia local al estar constituida por fragmentos de calizas eocenas. La potencia reconocida supera los 20 m. La edad se basa en su posición relativa con respecto a los niveles de terraza del río Fluvià y a las coladas volcánicas de Castellfollit de la Roca.

Pliocuaternario de Tortellà (35)

En los alrededores de la localidad de Tortellà pueden reconocerse materiales terrígenos formados por gravas con matriz arenosa alternantes con niveles de arcillas y limos que presentan concreciones carbonatadas. Aunque las condiciones de afloramiento no son muy buenas, la potencia mínima es de 20 m. La morfometría y la composición de la fracción gravosa es similar al caso de la unidad de Sant Eudald, no así el tamaño medio de los cantos que es superior a los 5 cm. La edad de estos materiales está relacionada con el sistema de terrazas del río Fluvià y son más modernos que éstas.

1.6. CUATERNARIO

Dentro del Cuaternario se describen los siguientes grupos de materiales: 1) de origen volcánico (rocas volcánicas y materiales piroclásticos); 2) los depósitos formados por la intervención de las coladas basálticas; y 3) los materiales de origen no volcánico depositados sin relación con formaciones volcánicas. Estos últimos se separaron cuando las dataciones lo permitan en depósitos pleistocenos y holocenos.

1.6.1. **Depósitos de origen volcánico (rocas volcánicas y materiales piroclásticos)**

El volcanismo del NE de Cataluña es de naturaleza alcalina y de tipo intraplaca ubicado en un régimen extensivo que caracteriza el final de la orogenia alpina. Este correspondería a un modelo de «rift» embrionario sin atenuación litosférica y con escasas manifestaciones eruptiva, que estaría relacionada con la última fase distensiva del sistema de «rift» europeo (Fontboté, 1984).

Todas las manifestaciones volcánicas cuaternarias están constituidas por lavas básicas que se generaron en el manto superior, a unos 30 Km de profundidad y que alcanzaron rápidamente la superficie sin sufrir apenas variaciones en su composición química, gracias a un conjunto de fracturas (Guérin *et al.*, 1985).

En la Hoja aflora sólo una parte de la zona volcánica de Olot. El estado de conservación de los

conos, coladas y depósitos asociados, como el número y categoría de sus erupciones hace que se trate de uno de los mejores exponentes del volcanismo cuaternario de la península ibérica.

Antiguamente se pensaba que la mayoría del volcanismo de la Garrotxa era de tipo estromboliano. Según los estudios sobre los mecanismos de deposición de las secuencias de los depósitos piroclásticos de caída, se proponen dos tipos de actividad: erupciones estrombolianas e hidromagmáticas. En el primero se dan proyecciones de escorias y lapilli y corrientes de lava, mientras que en el segundo se dan brechas de explosión balística y de caída libre, además de depósitos generados por oleadas piroclásticas supersónicas (Mallarach, 1990).

Asociados a ésta dinámica volcánica, se encuentran importantes acumulaciones de depósitos lacustres, a veces turbosos originados por la obturación de los valles fluviales y torrenciales.

Las lavas de Olot son bastante monótonas y comprenden desde basanitas leucíticas a basanitas y basaltos olivino-alcalinis, procedentes de magmas básicos de tipo alcalino con un contenido en sílice bajo. Los dos primeros tipos son los más abundantes y en general, presentan estructuras microlíticas y de vidrio poco abundantes. El olivino, el piroxeno y los opacos se encuentran a menudo en fenocristales. La matriz está constituida por pequeños cristales de olivino, augita, plagioclasa, hornblenda y opacos. Las variaciones petrográficas de las lavas hacen referencia a las zonaciones de los piroxenos que permiten diferenciarlas entre ellas.

La edad cuaternaria reciente del volcanismo de la Garrotxa ha sido corroborado por dataciones absolutas efectuadas por Donville (1970); Araña *et al.* (1983); Guérin *et al.* (1985); y Carracedo *et al.* (1989). Las primeras consideraciones sobre el volcanismo de Olot asumían un origen típicamente estromboliano, donde las primeras emisiones volcánicas se situaban en 350.000 BP (Pleistoceno medio) y su interrupción se producía hace 100.000 años. Esto llevaba a pensar en un riesgo volcánico prácticamente nulo. El cálculo de un período de retorno mínimo de 13.000 años y las nuevas dataciones aportadas de las últimas emisiones (Guérin *et al.*, 1985) que se sitúan en 11.500 años, hacen pensar que una nueva crisis volcánica no pueda ser excluida (Mallarach & Martí, 1987).

La existencia de volcanismo neógeno queda manifestada por la presencia de cantos de basaltos en materiales pre-cuaternarios situados en el Valle del Fluvià y mas concretamente bajo las calizas lacustres de Usall. Los materiales de tal actividad volcánica deben haber sido erosionados o cubiertos por emisiones posteriores. En el conjunto volcánico de Olot (Fig. 4), se observan los siguientes conos volcánicos, de los que se conoce alguno de los mecanismos de emisión (Mallarach & Martí, 1987) y su edad (Guérin *et al.*, 1985). En la lista se han diferenciado los basaltos (B) y las basanitas (b), según Mallarach (1982):

- 1 La Canya, B (>250.000-350.000 BP)
- 2 Aiguanegra, B
- 3 Repàs, B
- 4 Cairat, b -Casi freatomagmático
- 5 Puig de l'Os, B
- 6 L' Estany- Bellaire, B (100.000-250.000 BP)
- 7 Les Bisaroques, b (<1121.000 BP)

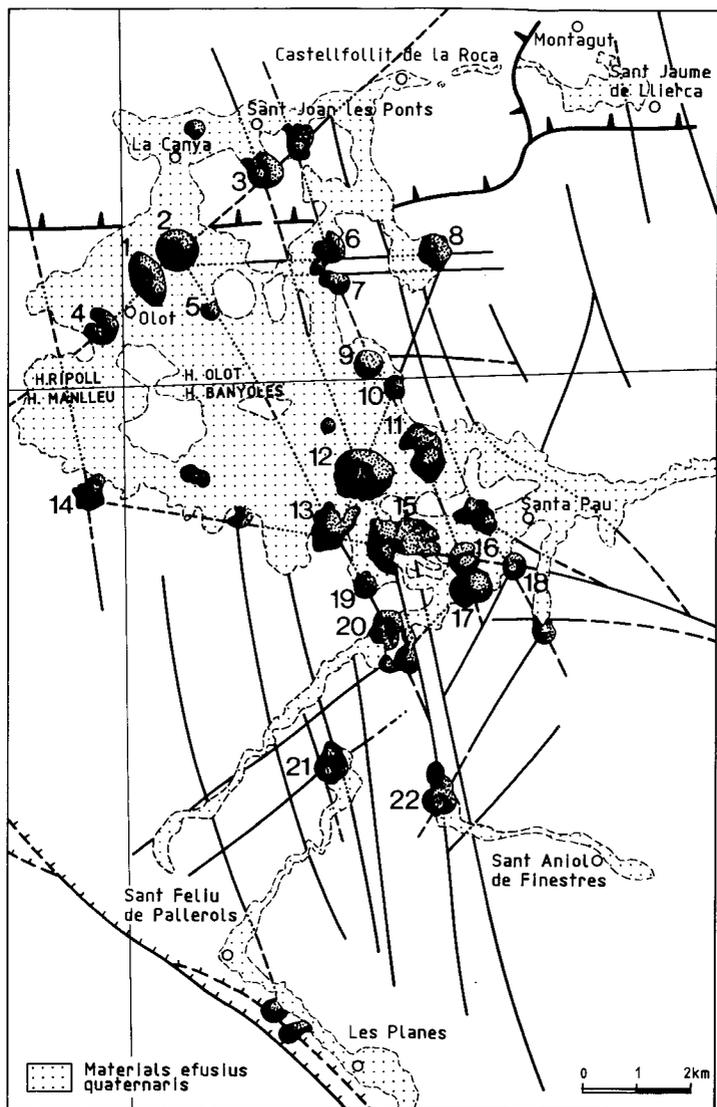


Figura 4. Mapa de situació de los principals volcanes de la regió de Olot que comprèn part de quatre Hojas (Olot, Ripoll, Manlleu y Banyoles). Los conos volcànics, se situen alineados con las principales fracturas o en la intersección de ellas. 1- Montsacopa. 2- La Garrinada. 3- Aiguaneagra. 4- Montolivet. 5- Les Bisaroques. 6- L'Estany. 7- Bellaire. 8- Puig de l'Os. 9- Pujalós. 10- Puig de la Garça. 11- Puigsafont. 12- El Croscat. 13- Puig de la Costa. 14- Del Racó. 15- Santa Margarida. 16- Roca Negra. 17- Puig Subià. 18- Can Simó. 19- El Torrent. 20- Fontpobra. 21- Traiter. 22- Llacunagra. (Modificado de Mallarach i Riera, 1981)

8. La Garrinada, b (133.000±12.000 BP) 2 fases freatomagmáticas.
9. Montsacopa, b (*121.000 BP) -Estromboliano
10. Montolivet, b
22. Puig de la Garça, B
23. Pujalòs, B
24. Claperols B

Las principales coladas volcánicas representadas en la Hoja son:

Colada inferior de Sant Joan les Fonts (700.000 BP)

Colada inferior de Castellfullit de la Roca (350.000 BP)

Colada superior de Batet (247.000 BP)

Colada superior del Pla d'Olot (121.000 BP)

Colada del Bosc de Tosca (17.000 BP)

Los conos volcánicos suelen estar formados por escorias y lapilli. Las lavas emitidas rellenaron parcialmente los fondos de los valles llegando a alcanzar los 150 m de potencia (Fayas y Doménech, 1974). La morfología de la superficie de las lavas se debe al tipo de corrientes: viscosas y fluidas, aunque los contrastes de pendientes también puede influir, con la aparición de rugosidades y ondulaciones. Cuando el tiempo de enfriamiento es largo y tranquilo, permitiendo una desgasificación lenta, se dan superficies planas. En la superficie de la colada del volcán Montolivet, se encuentran algunos microconos o «tossols» «blister») con una altura entre 5 y 25 m y un diámetro que oscila entre los 12 y 150 m. Su origen responde a expulsiones bruscas de burbujas de gases dilatados que al ascender deformaron y rompieron la corteza superior ya enfriada. La estructura interna presenta dos hábitos, lenticular y prismático generalmente pentagonal o hexagonal.

En la Hoja de Olot encontramos como superficie viscosa algo rugosa las lavas de los volcanes Montsacopa, Puig de l'Os, les Bisarques y Montolivet y como fluidas con una mayor extensión areal, las coladas que obturaron el valle del río Fluvià.

Los materiales diferenciados en el mapa pueden separarse en dos grandes grupos: los basaltos y basanitas (A) por un lado y los materiales piroclásticos (B) por otro.

A) *Basaltos* (36) y *Basanitas* (37)

Tanto las basanitas como los basaltos presentan textura porfídica y matriz hipocristalina o microcristalina, y sus constituyentes esenciales son el clinopiroxeno, olivino y plagioclasa, estos últimos relegados a la matriz, aunque en algunos casos de basanitas ss, la plagioclasa puede encontrarse también como microfenocristal (López y Rodríguez, 1985). Los fenocristales de clinopiroxeno son idiomorfos-subidiomorfos y frecuentemente están zonados. Los fenocristales de olivino son idiomorfos-subidiomorfos, aunque han perdido éste carácter por estar parcialmente corroídos. Los cristales de plagioclasa tienen hábito prismático y están maclados. El resto de minerales solo aparece en la matriz de manera intersticial e irregular. Los caracteres petrológicos de los basaltos y basanitas de la zona volcánica de Olot sugieren que el olivino, el cli-

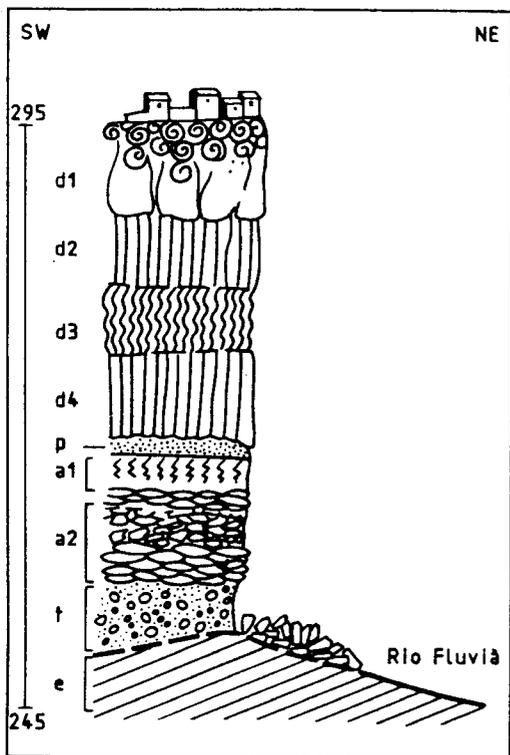


Fig. 5. Corte del acantilado basáltico norte de Castellfullit de la Roca. Lavas superiores: d1, (9 m) nivel correspondiente a la falsa columna, con prismas mal formados. d2, (10 m) nivel prismático con columnas regulares, generalmente hexagonales. d3, (5 m) Nivel prismático irregular. Las grietas de retracción, muy densas, son onduladas dando la sensación de que las columnas están trenzadas. d4, (6 m) Nivel prismático con columnas regulares similares a a2. Lavas inferiores: a1, (2 m) hábito de solidificación prismático imbricado con hábito lenticular. a2, (6,5 m) hábito de solidificación predominantemente lenticular que lateralmente se convierte en prismático. t, terraza fluvial antigua. e, zócalo Eoceno. (Redibujado de Mallarach y Riera, 1981).

nopiroxeno y la titanomagnetita son los únicos minerales que pueden haber jugado un papel importante en la diferenciación de los magmas correspondientes. Las lavas de la Garrotxa han derivado de una manto composicionalmente uniforme. Lavas basálticas alcalinas y lavas basálticas con metástasis vidriosa. La colada basanítica del Pla de Cisteller o de Sant Joan les Fonts (Hoja de Banyoles) presenta una gran cantidad de écnaves de peridotita, formada por granos cristalinos de olivino.

B) *Materiales piroclásticos*

Son el producto no solo de la fragmentación del magma, sino también de otras rocas del substrato durante las fases de actividad explosiva de la erupción. Los piroclastos de proyección balística suelen constituir los conos volcánicos y depositarse en sus alrededores. Los piroclastos de tamaño «lapilli» depositados en caída libre se distribuyen según la dispersión horizontal de la columna eruptiva, generalmente inferior de 2 Km.

Los materiales piroclásticos en la Hoja de Olot están representados por mantos piroclásticos de

«lapilli», conos volcánicos de escorias, piroclastos heterométricos y «lapilli», depósitos hidromagmáticos de caída y brechas de explosión.

Mantos piroclásticos de «lapilli» (38)

Los mantos piroclásticos se encuentran al pie de algunos conos volcánicos, como en el flanco SE de los volcanes Montsacopa y Montolivet. Están representados por fragmentos de 2 a 60 mm de diámetro que suelen presentar un aspecto de lava escoriácea con vacuolas intercomunicadas. Su color es gris oscuro y negro, aunque cuando presenta alteraciones debido a la oxidación singenética, puede ser de color rojizo. En la zona de la Garrotxa a éstos materiales se le denomina «greda» y se han cartografiado cuando superan el metro de espesor. Cuando el tamaño del grano es inferior a 2 mm se les denomina ceniza volcánica. Esta puede aparecer muy a menudo alterada como arcillas.

Conos volcánicos: piroclastos heterométricos (39)

Los conos volcánicos estrombolianos olotinos están formados por acumulaciones de escorias, bombas y «lapilli», aunque es poco frecuente encontrarlos del último tipo de materiales. Estos conos presentan en numerosas ocasiones su cráter alcanzando alturas que oscilan entre los 25 y 160 m y un diámetro que varía entre los 40 y los 400 m. La morfología del cráter presenta dos situaciones diferentes, de forma circular como el volcán Montsacopa y de forma de herradura o abierto lateralmente como el Aiguaneira o L'Estany entre otros. En algunos, sólo se conserva el cono, como es el caso del volcán Pujalós.

Brechas piroclásticas (40)

Las brechas piroclásticas están constituidas por fragmentos de tamaño similar a las bombas. Presentan la misma composición mineralógica química que éstas y la del «lapilli». Se diferencian en la forma y textura, aunque las escorias son muy vesiculadas y tienen un grado de cristalización más bajo.

1.6.2. Depósitos formados por la intervención de coladas basálticas

Depósitos lacustres (41)

Los depósitos lacustres de la Hoja de Olot se localizan en las áreas donde la topografía existente anterior a las emisiones volcánicas junto con estas, permitieron la sedimentación de dichos depósitos. Los depósitos lacustres conocidos más importantes son los del Pla de l'Estany, de pequeñas dimensiones, y del Pla de Llacs, situados al E y al S del núcleo urbano de la ciudad de Olot respectivamente. El Pla del Estany es una pequeña cuenca endorreica formada por las erupciones de los volcanes Bellaire, Gengí y Estany. Está constituido principalmente por limos y arcillas con abundantes niveles turbosos intercalados. En los niveles detríticos, situados a 10 m de profundidad y cortados por un sondeo (Burjachs *et al.*, 1985), se ha

obtenido una datación que ultrapasa el análisis de C14, por lo que la colmatación de este pequeño lago supera los 85.000 años BP y por tanto se sitúa en el Pleistoceno superior. El Pla de Llacs se formó por la colmatación y relleno de una laguna desarrollada entre la colada viscosa del volcán Croscat y las coladas fluidas de Batet. El relleno de la laguna se produce con depósitos lacustres y depósitos fluviotorrenciales y lacustres. Los primeros están constituidos por limos bioturbados grises, fangos y lodos turbosos. Los segundos están compuestos por gravas, arenas, limos y limos arcillosos rojizos con niveles de arcillas gris-azuladas; en este segundo grupo se da el recubrimiento parcial de las rocas efusivas del volcán Croscat.

En la Pinya, Vall d'en Bas, (zona occidental, en las Hojas de Ripoll y Manlleu) se realizó un sondeo de 10 m de profundidad donde se efectuaron análisis polínicos. El Pla de la Pinya representa la superficie de un antiguo lago que se produjo por la obstrucción del río Fluvià por una colada del volcán Croscat datada de 17.000 BP (Guerin *et al.*, 1985). Los materiales perforados están constituidos por una alternancia de sedimentos arcillosos oscuros con arenas finas y diversos niveles turbosos. En la base se encuentran gravas y arenas gruesas fluviales (Mallarach, *et al.*, 1985). La relación entre los materiales volcánicos y los depósitos cuaternarios puede observarse en la Fig. 6.

Conos de deyección

Los torrentes que drenan las laderas de los relieves adyacentes a los conos volcánicos han edificado conos de deyección que se hallan incididos por la red de drenaje actual. Su importancia areal es escasa y corresponden a una dinámica erosiva anterior a la actualidad. Su extensión individual no supera en ningún caso el Km².

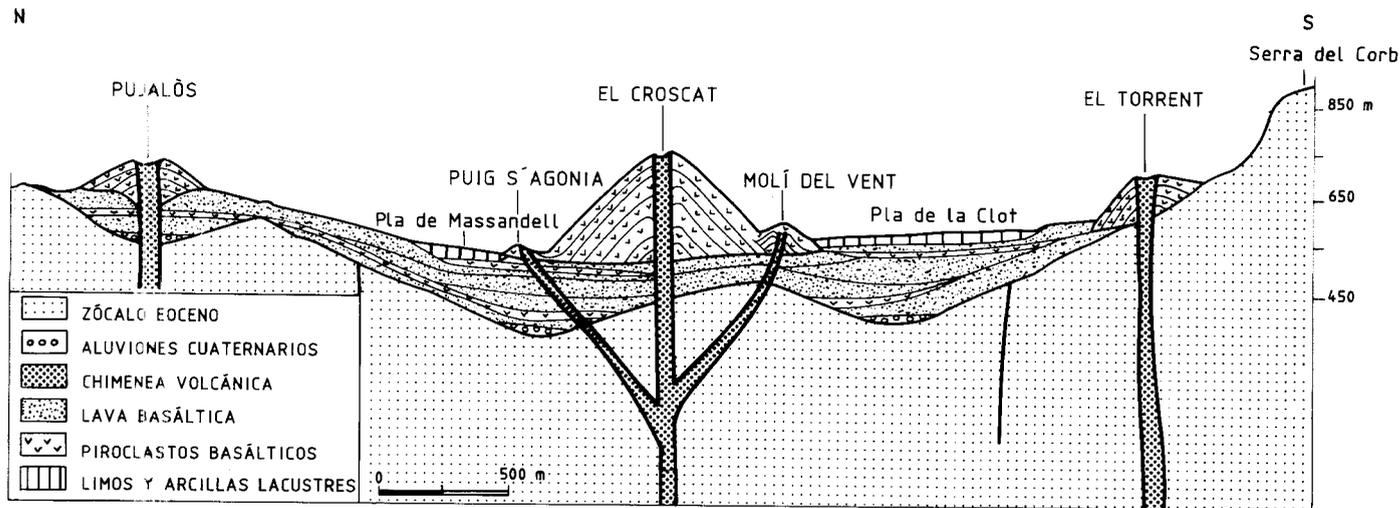
1.6.3. **Materiales de origen no volcánico depositados sin relación con formaciones volcánicas**

En este apartado se separarán los depósitos atribuidos al Pleistoceno, los del Holoceno y finalmente el coluvial y el glacis de Montagut sin edad exacta.

Pleistoceno

Ritmitas de Incarcal (43)

Las ritmitas de Incarcal, situadas al N del río Fluvià, están constituidas por depósitos de carbonatos detríticos con bancos travertínicos de carófitas de las ritmitas de Incarcal, situados al N del río Fluvià, que se pueden observar al S de la masía de Can Galán. En este punto se encuentra una antigua cantera donde se puede observar la secuencia sedimentaria. De abajo a arriba encontramos travertinos de carófitas, facies detríticas limosas o arenosas y facies arcillosas finamente laminadas. Localmente se pueden observar masas de arcillas en disposición vertical rellenando antiguos conductos o dolinas, donde se han recogido abundantes restos óseos de Hippopotamus major CUVIER y Hyaena brevisrostris AYMARD, (Julià y Villalta, 1979).



Redibujado de Mallarach-Riera (1981)

Figura 6. Corte geològic de detall a través de els volcans Pujalòs (Nº 9), El Croscat (Nº 12) i del Torrent. En ell se observa la morfologia dels conos i la relació amb els materials volcànics, fluvials i lacustres cuaternaris (redibujado de Mallarach i Riera, 1981)

Villalta y Vicente (1972) atribuyen a estos materiales una edad correspondiente al período interglacial Donau-Günz (Pleistoceno inferior). En los colapsos se han encontrado restos vegetales que han permitido datarlos como Tigliense (Pleistoceno inferior) a caballo entre el Plioceno y el Pleistoceno.

Calizas lacustres de la formación de Usall (44)

Al Norte del lago de Banyoles aparece un rellano a unos 50 m por encima de éste con 4 Km de ancho y 6 Km de largo. Se dan dos niveles, el Plà de Martis y el Plà de Usall o calizas de Usall, éste último a 20 m por encima del anterior. En la parte septentrional se sitúa el primero, con sedimentos detríticos y terrazas travertínicas (terrace travertínica de Serinyà) que dibujan escarpes muy marcados sobre el río Sert. El Pla de Usall está constituido fundamentalmente por calizas lacustres masivas, carstificadas, recubiertas de formaciones superficiales de suelos rojos, arcillas, limos y gravas de los glacis laterales.

El contenido fósil es muy pobre y tan solo se han determinado secciones de ostrácodos y gasterópodos de *Unio* sp. y *Helix* sp. Del nivel infrayacente turboso se han obtenido restos de vertebrados de *Leptobos etruscus* FALCONER, *Equus stenonis* major BOULE y *E. steblii* AZZAROLI. Esta fauna determina el límite inferior de las calizas que probablemente representa el Pleistoceno inferior (Julià y Brugués, 1980).

Calizas travertínicas de Dosquers (46)

Por encima de las ritmitas de Incarcàl pueden aparecer pequeños afloramientos muy dispersos de calizas travertínicas carstificadas superficialmente y fragmentadas en pequeñas losas de travertinos (Julià y Brugués, 1980). Sus malos afloramientos no permiten realizar perfiles estratigráficos y de esta manera su posición estructural no está clara, aunque parece encontrarse una mayor área abarcada por éstos materiales en las inmediaciones del borde occidental de la falla de Albanyà.

Terrazas aluviales

Alcanzan su máximo desarrollo en la cubeta de Tortellà-Besalú presentando espesores considerables en las terrazas más antiguas. La edad de estos depósitos es relativa, si bien la presencia de cantos de procedencia volcánica las sitúa dentro del Cuaternario en su totalidad atendiendo a las dataciones conocidas de los materiales efusivos. La interrelación de la dinámica fluvial con la volcánica es intensa habiendo condicionado el relleno del valle del río Fluvià en gran medida. Las dataciones basadas solamente en la altura relativa, siempre conjeturales, son dudosas en esta zona debido a que el sistema de terrazas ha sido condicionado por la obstrucción de las coladas que han invadido los valles y han determinado la formación de terrazas de represa lo que añade dificultades a la hora de establecer una cronología relativa Solé Sabarís (1962).

La cuenca de Tortellà-Besalú se caracteriza asimismo por la presencia de diferentes tipologías de deformaciones en la mayoría de los niveles de terraza identificándose fallas inversas, nor-

males, pliegues y estructuras de colapso. Dichas deformaciones pueden explicarse en parte por la presencia en el substrato terciario de la cuenca de espesores considerables de evaporitas afectadas intensamente por disolución. Asimismo parte de las deformaciones pueden relacionarse con causas neotectónicas avaladas por las manifestaciones sísmicas registradas en tiempos históricos en la zona.

El resto de la Hoja presenta un desarrollo de terrazas mucho menor. Se pueden reconocer 3 diferentes terrazas dependiendo de la cota topográfica a la cual se instalan: la T4, la T3 y la T2.

La terraza alta (T4) situada a + 60/65 m, representada con el epígrafe (45) está constituida por gravas rodadas con matriz arcillosa algo cementadas, lentejones de arcillas con muestras de bioturbación, arenas gruesas laminadas y puntualmente calcarenitas. Actualmente se encuentra encajada unos 40 m por las aguas del río Fluvià. Hacia la parte oriental de la Hoja, esta terraza alta pasa lateralmente al Glacis de Maià que está constituido por facies detríticas de grano grueso (Julià y Brugués, 1980). Presenta una planta triangular con vértices situados en Besalú, el Portell y Maià de Montcal. Está formado por gravas subrodadas, con un cierto aplanamiento, dada la característica del área fuente formada por las calizas de los relieves de la Mare de Deu del Mont. Estos materiales en la rieras de Maià y de la Font Pudosa presentan interdigitaciones y pasos laterales de facies con las ritmitas de Incarcàl. Localmente aparecen cantos de basalto alterados en los niveles de gravas. Estos materiales están frecuentemente afectados por fenómenos de colapso y/o hundimiento, como es el caso de la dolina situada en la proximidades del núcleo urbano de Besalú.

La terraza T3 está situada a + 35/40 m, está representada por el epígrafe (47) y aparece mayormente representada en los cursos del Fluvià, Llierca y Borró a su paso por la depresión de Tortellà-Besalú. Esta constituida por niveles de gravas que alternan con niveles limosos representando pequeños ciclos fluviales sobrepuestos a semejanza del nivel T4. La composición de los cantos de las fracciones gravosas indica procedencias locales presentando cantos de basaltos en las zonas de confluencia de los afluentes del Fluvià y a lo largo de este. El espesor de este nivel de terraza alcanza con facilidad los 10 m.

La T2, aparece sólo en el cauce del río Fluvià, situada a + 10/15 m, y representada con el epígrafe (48). Su extensión no sobrepasa, aguas arriba la confluencia con el río Borró. Su litología comprende niveles de gravas con matriz arenosa que incluyen una proporción apreciable de cantos de origen volcánico. La potencia de este nivel alcanza los 5 m.

Holoceno

Terraza T1. Gravas, arenas y limos con inclusiones coluviales (49)

Corresponde al nivel situado a 2-3 m por encima del cauce actual del Fluvià donde alcanza su máximo desarrollo. También aparece en el cauce del Río Llierca y de la Muga con un desarrollo y altura relativa menor. En los cauces de menor entidad, Riera de Carreres y de Oix, ha sido englobada por razones cartográficas de escala junto a la T0 y al cauce actual, incluyendo asimismo materiales de origen coluvial.

La composición litológica de esta terraza es muy variable. En el caso de los cursos principales, Llierca y Fluvià, consiste en depósitos de gravas con matriz arenosa recubiertas por limos y suelos alcanzando espesores superiores a los 3 m. La composición de los cantos indica procedencias locales de los mismos apareciendo en el curso bajo del Llierca y a lo largo de la totalidad del río Fluvià numerosos cantos de basaltos y basanitas. Esto último es válido asimismo para los depósitos de terraza del río Sert en el margen suroriental de la Hoja.

Terraza T0. Gravas, arenas y limos (52)

Esta terraza comprende el cauce actual y la llanura de inundación correspondiente de los cursos actuales. Su mayor desarrollo se da en los cursos de los ríos Llierca y Fluvià. Los cauces actuales presentan barras de gravas que incluyen en sus márgenes acumulaciones de arenas. La llanura de inundación esta formada por acumulaciones de arenas recubiertas por limos que superan con facilidad el metro de espesor. Estos materiales recubren de forma irregular el lecho de los cauces aflorando el substrato en múltiples ocasiones.

Canchales de derrubios (53)

Esta unidad aparece representada mayoritariamente en las vertientes norte de los relieves estructurales de la parte norte de la Hoja, por ejemplo en la Sierra de Bestrecà y de Guitarriu. Consiste en acumulaciones de bloques producto de la evolución de los escarpes que las dominan constituyendo auténticos canchales de derrubios. Su origen se halla relacionado con la fracturación producida por la alternancia hielo-deshielo en los escarpes orientados al norte.

Cuaternario indiferenciado

Coluvial (50)

El piedemonte de los relieves que franquean la cubeta de Tortellà-Besalú presenta un amplio desarrollo de facies coluviales. Este depósito está formado por brechas inmersas en una matriz arcillo-limosa más o menos rica, y se presenta disectado por la actual red de drenaje permitiendo observar su estructura interna. El tamaño de los cantos supera en muchas ocasiones el tamaño bloque. Estos materiales pueden considerarse el producto de la evolución de las vertientes de los relieves que los rodean. La composición de los bloques indica una procedencia local.

Glacis de Montagut (51)

Estos materiales recubren la colada volcánica que se observa en la carretera que conduce a la población de Sant Jaume de Llierca, hallándose dominado el glacis por los relieves del Veinat del Cos. El material consiste en cantos angulosos dispersos en una matriz arcillosa-limosa. El espesor de éstos materiales supera los 10 m en los sondeos hidrogeológicos efectuados en la

zona (Servei Geològic de Catalunya, 1979), aunque el grado de recubrimiento es desigual. El glacis de Montagut recubre en parte los niveles superiores de terrazas del río Llerca por lo que cabe pensar en una edad cuaternaria para el mismo.

2. TECTONICA

Los materiales que afloran en la Hoja de Olot presentan una estructura compleja reconocible a todas las escalas. Este hecho unido a la fuerte orografía de la zona y a los accesos difíciles condiciona el hecho de que existan pocos estudios estructurales de detalle (Estévez, 1973; Martínez *et al.*, 1989). La mayor parte de las estructuras observadas en la zona, y especialmente las que afectan a los materiales paleógenos, se formaron durante la orogenia alpina, entre el Paleoceno y el Oligoceno. Además de esta estructuración alpina bien representada se encuentran estructuras hercínicas afectando a los materiales paleozoicos. Finalmente la región se reconocen estructuras neógenas y cuaternarias, que en algunas ocasiones, se superponen a las estructuras alpinas previamente formadas.

2.1. TECTONICA HERCINICA

Los materiales paleozoicos sólo afloran en el núcleo de los apilamientos antiformales y por tanto la información suministrada es muy incompleta. En el núcleo del antiforme del Ormoier, donde afloran materiales del Cambro-Ordovícico, es donde mejor se observa dicha estructura. Los micaesquistos y las dolomías dibujan pliegues hectométricos con una dirección aproximada E-W, con una esquistosidad de plano axial asociada, con buzamiento N general, aunque presenta numerosas variaciones al estar plegada. Con posterioridad a la esquistosidad regional, se desarrollan abundantes cristales de biotita y porfiroblastos retrogradados a micas blancas (Ayora y Casas, 1986) que corresponden a andalucitas y cordieritas (Estévez, 1973). El plegamiento de la esquistosidad es anterior al emplazamiento de los granitos, tardíos. La estructura hercínica de la región, visible más al N, se comenta ampliamente en la Hoja de Maçanet de Cabrenys (Liesa *et al.*, 1991).

2.2. TECTONICA DE COMPRESION EOCENA

Los materiales eocenos que afloran en la Hoja forman parte de dos grandes unidades tectónicas. Al N, el manto del Cadí y al S la cuenca de antepaís plegada. Ambas unidades están separadas por el cabalgamiento de Vallfogona (Fig. 7). Esta estructura está considerada como el cabalgamiento inferior del conjunto de mantos pirenaicos meridionales.

2.2.1. El Manto del Cadí

El manto del Cadí está constituido por materiales paleozoicos, garumnienses y eocenos (Eoceno inferior y medio) cabalgantes por encima de materiales eocenos (Eoceno inferior a Eoceno superior). El cabalgamiento inferior del manto del Cadí es el cabalgamiento de Vallfogona, que aflora con una dirección aproximadamente E-W y constituye la estructura más

importante de la región. La estructura general del manto del Cadí, en la región de la Garrotxa, está caracterizada por un conjunto de culminaciones o antiformes de dirección E-W. En el núcleo de dichos antiformes afloran materiales del zócalo. El límite septentrional entre los materiales del zócalo y los materiales eocenos, generalmente margosos, muestra un contacto substractivo. Estos contactos, cabalgamientos durante la etapa compresiva, pueden explicarse mediante la inversión de fallas normales anteriores, interpretación que estaría corroborada por los cambios de facies y de espesores de las series eocenas a ambos lados de los contactos substractivos (Martínez *et al.*, 1989). El cambio litológico existente en la zona de la Garrotxa, en una transversal N-S, implica cambios en el mecanismo de la deformación. Así en las zonas septentrionales, donde afloran potentes conjuntos de margas, dominan el plegamiento y el clivaje asociado, mientras que en las zonas meridionales, donde dominan las alternancias de calizas y margas, dominan los cabalgamientos. La disposición alternante de niveles de calizas y niveles de margas de los sedimentos eocenos que constituyen el manto del Cadí condicionan la existencia de numerosos niveles de despegue dentro de la serie, que condicionarán la geometría del sistema de cabalgamientos de la Garrotxa (Martínez *et al.*, 1989). Los niveles de despegue más importantes son los que separan los grandes paquetes de calizas (Fms. del Cadí, de Coronas y de la Penya), aunque existen numerosos niveles de despegue a todas las escalas.

Culminaciones

Las culminaciones de la Garrotxa tienen una forma alargada en dirección E-W y todas ellas presentan las mismas características principales. El flanco N está formado por una serie eocena mayoritariamente margosa, mientras que el flanco S está constituido por un conjunto calizo, repetido varias veces tectónicamente. En el núcleo de la culminación afloran materiales cambro-ordovícicos y granitoides tardihercínicos. El contacto septentrional entre los materiales del zócalo y las margas es un contacto substractivo con laminación o desaparición total de los materiales del Garumniense. El contacto meridional de los materiales paleozoicos es una discordancia sobre la que se colocan los materiales rojos del Garumniense. Esta disposición ya fue descrita por Estévez en su tesis doctoral (1973), quien interpretaba el contacto septentrional de los antiformales como una falla normal. Todo el conjunto descrito está involucrado en un sistema de cabalgamientos, tanto a nivel de cobertera como a nivel del basamento, como lo demuestran los materiales rojos garumnienses pinzados entre los materiales paleozoicos de algunos núcleos de culminaciones, con lo que podemos definirlos como apilamientos antiformales. Seguidamente describiremos algunos de los principales apilamientos antiformales de la Garrotxa: el de Montmajor, el de Ormoier y el de Sant Aniol-Can Coll.

Apilamiento antiformal de Montmajor

Situada al W del pueblo de Oix, constituye el ejemplo más característico de la Hoja. En el corte esquemático de la Fig. 8 se observa en la parte S, las repeticiones de calizas de la Fm. del Cadí como son cabalgados por las margas de las facies de tránsito del N (corte I-I'). Esta estructura ha permitido la diferenciación de los diferentes tipos de cabalgamientos atendiendo al nivel de despegue utilizado (Martínez *et al.*, 1989): 1) cabalgamientos que afectan al basamento; 2) contacto septentrional de la culminación, interpretado como una falla normal inver-

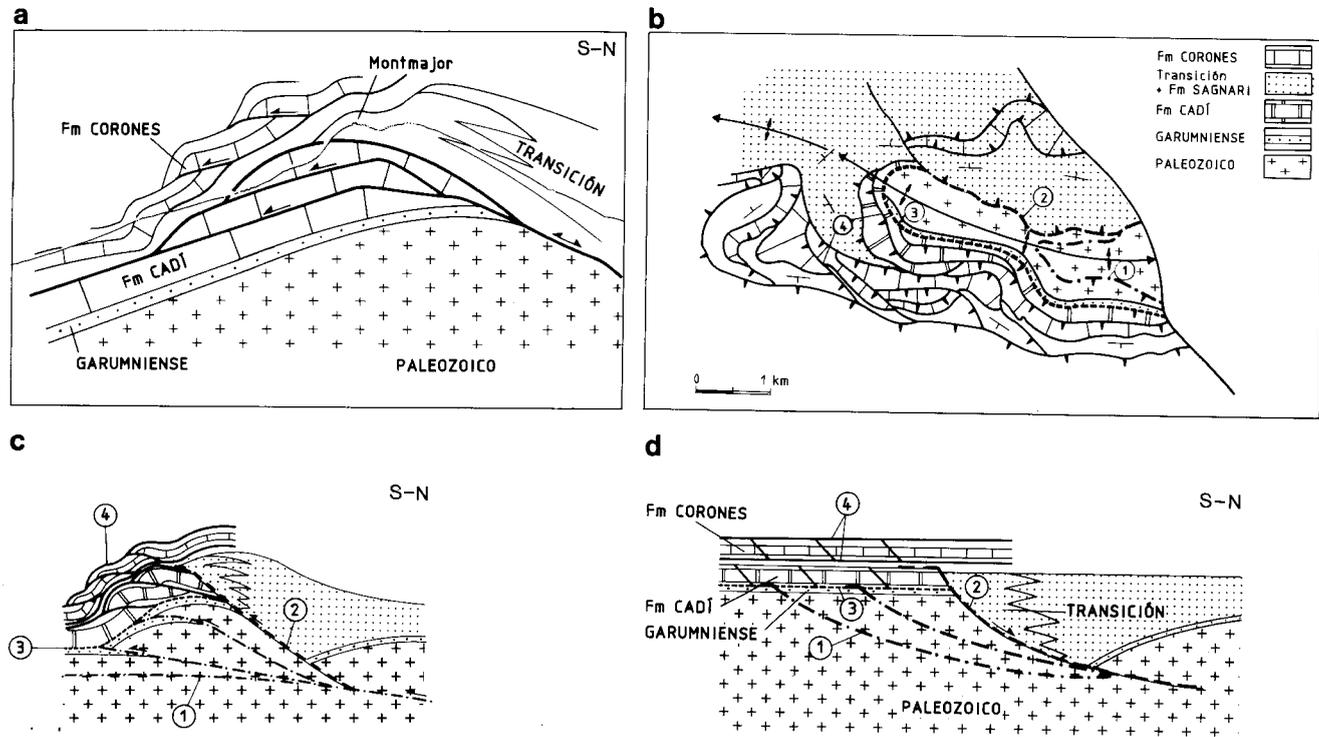


Figura 8. A) Dibujo realizado a partir de una fotografía de campo de la montaña de Montmajor, en donde se puede observar perfectamente las repeticiones de la Fm Cadí y Fm Coronas. El núcleo es de granito, y al norte se observan materiales de tránsito cabalgando encima de la estructura. B) Mapa de detalle de la estructura antiformal de Montmajor. Se han distinguido 4 tipos de fracturas: 1- cabalgamiento que afecta el zócalo hercínico y al garumniense. 2- falla normal que posteriormente juega como cabalgamiento. 3- nivel de despegue inferior de los duplex. 4- estructura en duplex de los niveles calizos. C) Corte interpretativo del apilamiento antiformal. D) corte restituído del anterior. En él se observan, al sur, las calizas de plataforma de la Fm Cadí. La falla normal (Nº2), corta al Garumniense y condiciona la sedimentación, hacia el norte, de las facies de tránsito y más distales de la Fm Sagnari. (Redibujado de Martínez *et al.*, 1989).

tida; 3) cabalgamiento situado en las pelitas del Garumniense, que constituye el cabalgamiento donde se entroncan los cabalgamientos que afectan a los materiales paleozoicos; y 4) geometrías duplex en los niveles calizos de la Fm. del Cadí y Fm. de Coronas.

Apilamiento antiformal de Ormoier

Culminación similar a la anterior, al N del pueblo de Oix. Se puede seguir, en dirección E-W hasta la falla de Albanyà. El contacto septentrional de la culminación es la falla de Talaixà, con un salto claramente normal desde el pueblo de Talaixà al E y salto inverso al W (cortes II-II' y III-III').

Apilamiento antiformal de Sant Aniol-Can Coll

Esta culminación aflora en la parte alta del río Llerca. En la parte central de la culminación se sitúa la ermita de Sant Aniol d'Aguja (corte II-II'). En la Fig. 9 se observa una panorámica de la parte occidental de la culminación y su continuación hacia el S, hasta la culminación del Ormoier y la falla de Talaixà. Asimismo se observan las numerosas repeticiones de calizas de la Fm. del Cadí, cabalgado todo el conjunto por los materiales más margosos de procedencia N, localizados en el Pic del Bassegoda, mediante el cabalgamiento de Monars. En la zona de Can Coll, situado en el extremo oriental del antiformal, se ha observado una repetición de materiales rojos de Garumniense entre materiales paleozoicos, evidenciando la existencia de cabalgamientos que afectan al basamento.

Interpretación de los apilamientos antiformales

La existencia de bloques de rocas del basamento incluidas en la estructura del manto del Cadí puede interpretarse a partir de los datos estratigráficos y tectónicos de la región. En la primera cartografía de detalle de la región, Estévez (1973) observó diferencias en las facies y potencias a ambos lados de los contactos septentrionales de las culminaciones, lo que interpretó como fallas normales activas durante la sedimentación del Eoceno inferior. Estudios detallados posteriores muestran claramente este tipo de relaciones. En la zona de Biure (Pujadas *et al.*, 1989) la conservación de los sedimentos relacionados con el movimiento de la falla de la Salut demuestran el sincronismo entre sedimentación y tectónica (Hoja de Figueres; Fleta *et al.*, 1991). Sin embargo, el estudio detallado de los contactos septentrionales de las zonas de culminación muestran estructuras asociadas a movimientos inversos y la cartografía geológica muestra como dichos contactos quedan entroncados claramente con el sistema de cabalgamientos de la Garrotxa (manto del Cadí). Todos estos datos sugieren la existencia de una red de fallas normales, con hundimiento del bloque N, activas durante el Garumniense y Eoceno inferior como mínimo, que fueron reactivadas como cabalgamientos durante la compresión eocena. El cabalgamiento de Vallfogona corta la estructura anterior, transportando grandes bloques de rocas del basamento en su bloque superior llamados «short cuts» (Fig. 8). Las fallas reactivadas muestran un carácter substractivo en general, motivado por la falta de materiales garumnienses en el flanco N, y algunas son claramente fallas normales como la de Monars. Estas fallas normales de ángulo elevado ofrecen una resistencia al movimiento inverso duran-

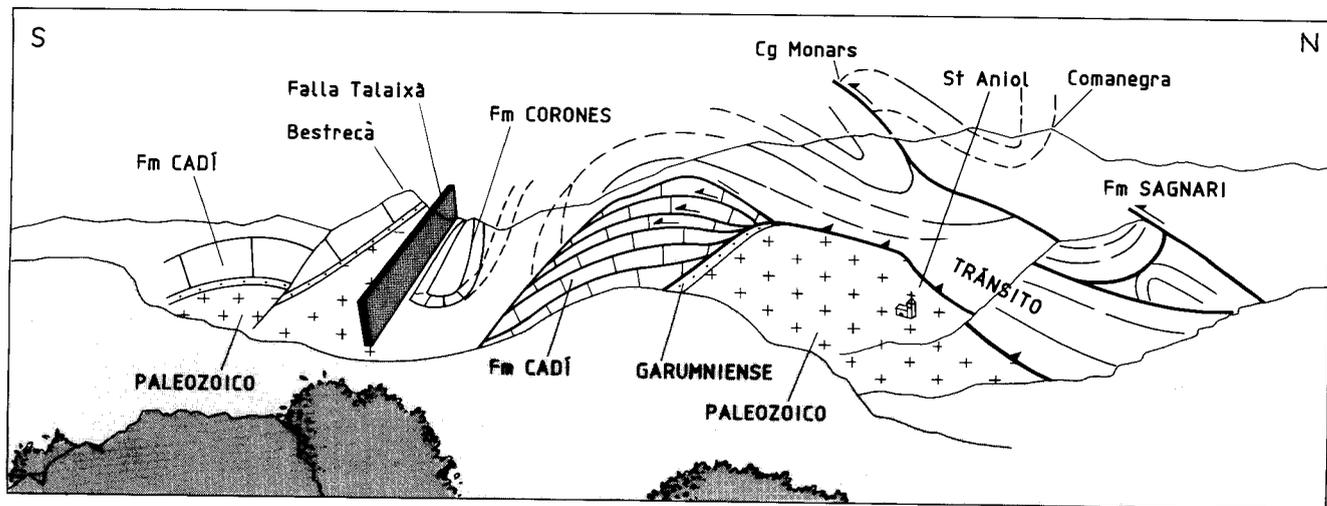
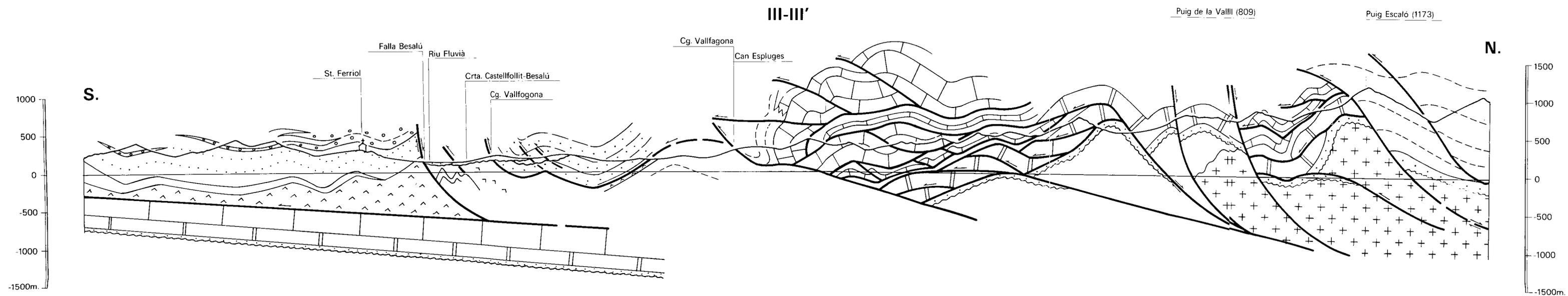


Figura 9. Dibujo realizado a partir de una foto panorámica del valle de Sant Aniol desde el pico de Bassegoda. Al norte se observan las margas de la Fm Sagnari, separadas de las facies de tránsito por el cabalgamiento de Monars. Hacia el sur se observa la estructura en apilamiento antiformal de Sant Aniol, limitada al N por la falla normal que posteriormente juega como cabalgamiento, y al sur por la Fm. de Corones. Las repeticiones de niveles de calizas de la Fm. de Cadí son numerosas. La Falla de Talaixà, pone en contacto dicha estructura con materiales paleozoicos y calizas de la Fm. de Cadí buzando hacia el sur.



te la compresión y los materiales margosos situados en el bloque superior de la falla sufren una deformación importante (Pujadas *et al.*, 1989; Martínez *et al.*, 1989).

Estructura de los materiales margosos septentrionales

Los materiales paleocenos y eocenos margosos situados en el dominio septentrional de la Hoja, muestran pliegues con un clivaje bien desarrollado con buzamiento general hacia el norte. Este clivaje oblitera en parte a la estratificación, muy difícil de observar, y está deformado por bandas de kink y pliegues chevron, relacionados con un segundo clivaje menos marcado. Esta estructura interna de los materiales situados en el bloque superior de las fallas substractivas (falla de la Salut) contrasta con lo escasamente deformados que se encuentran los materiales equivalentes en el bloque inferior de la dichas fallas, en donde sólo son observables pliegues de escala kilométrica y un clivaje poco desarrollado. La intensa deformación que se observa en el bloque superior de la falla de la Salut, en el extremo oriental de la Hoja, ha sido interpretada como producto del efecto de freno/muralla (buttresing) durante la inversión de dicha falla (Pujadas *et al.* 1989).

Estructura de los materiales calizos meridionales

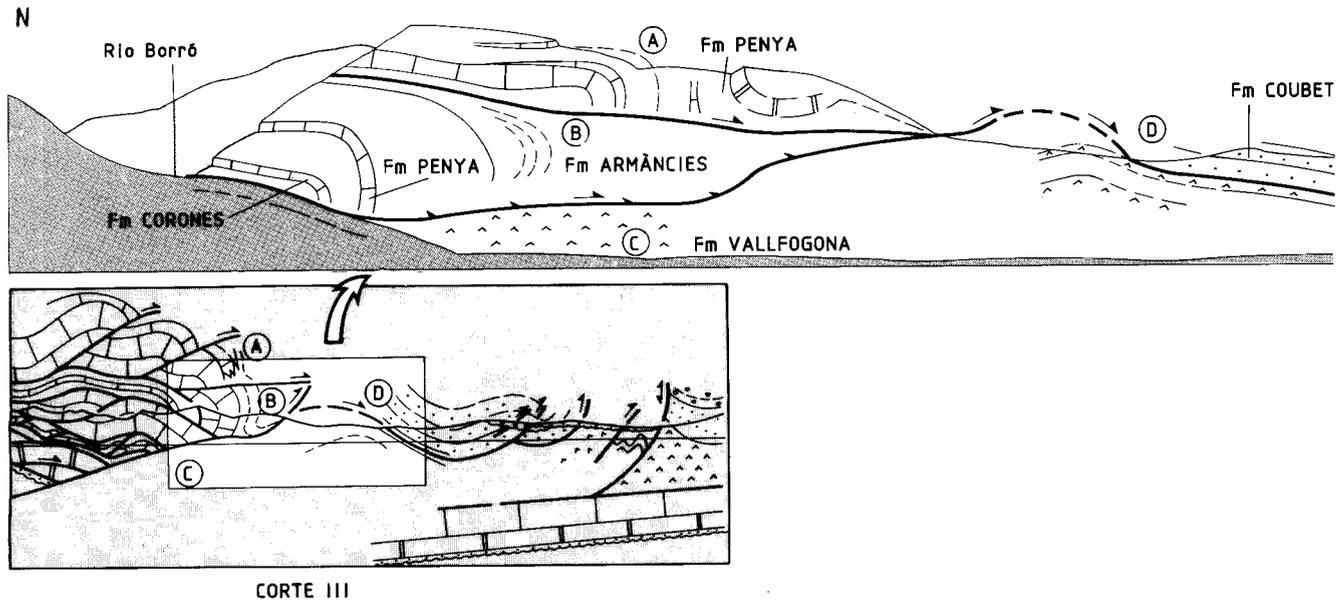
Tal como ya ha sido comentado, las alternancias de calizas y margas se comportan de una manera muy distinta ante la deformación que la experimentada por las potentes margas septentrionales. Tanto a nivel de afloramiento como a nivel cartográfico puede observarse, en la parte ocupada por los niveles calizos, un importante sistema de cabalgamientos afectando a la totalidad de la zona. Este sistema de cabalgamientos está formado por rampas y rellanos. Las rampas cortan a los niveles calizos, mientras que los rellanos o niveles de despegue se sitúan en las margas (Martínez *et al.*, 1989).

La estructura general de la Garrotxa consiste pues en un conjunto de geometrías duplex que afectan a cada nivel de calizas. El cabalgamiento inferior del duplex se sitúa en las margas infra-yacentes y el cabalgamiento superior en las margas suprayacentes. Solo los cabalgamientos más importantes cortan a toda la serie estratigráfica, aunque la complejidad de la estructura hace difícil diferenciarlos. En el río Borró, se observa una ventana tectónica en la que las calizas de la Fm. de Coronas del bloque superior del cabalgamiento se pone en contacto con las calizas de la Fm. de la Peña del bloque inferior, visible en el fondo del valle. El desplazamiento mínimo de este cabalgamiento es de 3 Km (corte III-III').

Estructura frontal del manto del Cadí

La terminación meridional de la Alta Garrotxa se sitúa en una alineación montañosa de dirección E-W muy marcada donde puede observarse la traza del cabalgamiento de Vallfogona. Esta zona sin embargo no representa la línea de contorno S de dicho cabalgamiento, pues este forma varias islas tectónicas en una posición más meridional (Fig. 10 y mapa).

Al S de la citada alineación montañosa se extiende el llano de Besalú-Tortellà. El manto del Cadí, al N de la alineación descrita está formado por calizas de la Fm. de la Peña y margas de



CORTE III

Figura 10. Esquema realizado a partir de fotografías de paisaje, de la zona del frente del manto del Cadí en la zona del río Borró. En el fondo del valle (C) afloran yesos formando unas brechas (Fm. de Vallfogona), encima está cabalgando el manto del Cadí, que en este caso está constituido por calizas de la Fm. de Peña y margas de la Fm. de Armàncies (B), formando un pliegue anticlinal de rampa de bloque superior. La lámina superior (A) coloca calizas de la Fm. de la Peña encima de margas de la Fm. de Armàncies. Esta última lámina se entronca con el cabalgamiento basal, que hacia el S describe un anticlinal (D), la erosión del cual ha determinado la formación de las islas tectónicas (klippes) que se observan en el mapa. Se ha adjuntado un fragmento del corte III-III', para situar la figura en el contexto del corte geológico general.

la Fm. de Armàncies. En los cursos de los ríos Borró y Llierca se observa bien la estructura de esta zona frontal (Fig. 10). Un conjunto de cabalgamientos corta y deforma a las calizas que muestran pliegues de bloque superior de los cabalgamientos (Fig. 10).

Al sur de la alineación E-W, el cabalgamiento de Vallfogona no produce repetición tectónica de la serie eocena entre las margas y yesos de la Fm. de Vallfogona en su bloque inferior, y los yesos de Beuda en su bloque superior. El cabalgamiento de Vallfogona adopta una geometría en rellano en su parte frontal por lo que los afloramientos de rocas detríticas pertenecientes a la Fm. de Coubet existentes en el llano de Besalú-Tortellà forman islas tectónicas que junto con el cabalgamiento de Vallfogona están plegadas en sinclinal, siendo la continuación oriental del sinclinal de Ripoll (corte III-III').

2.2.2. Antepaís deformado

Describiremos en este apartado la estructura observada en los materiales que componen el antepaís meridional del Pirineo oriental y por tanto situados en el bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona que constituye el cabalgamiento inferior del manto del Cadí. La traza irregular del cabalgamiento de Vallfogona con una serie de islas tectónicas sobre el llano de Besalú-Tortellà conduce a describir la estructura del antepaís deformado en dos partes: la del llano de Besalú-Tortellà y la de la zona situada al S de los cabalgamientos de Vallfogona y de Besalú.

Estructura del llano de Besalú-Tortellà

Esta zona está situada al sur de la Alta Garrotxa y constituye una zona llana ocupada por el curso del río Fluvià y sus afluentes septentrionales. Los materiales aflorantes en el llano de Besalú, situados en el bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona, están constituidos por una alternancia de margas y yesos, en aparente continuidad con los del antepaís deformado. La estructura interna de estos materiales consiste en una serie de pliegues de escala métrica y decamétrica, observables principalmente en los cursos de los ríos Borró y Llierca (Fig. 11) y a escala kilométrica como se observa en la cartografía.

El límite meridional de esta zona descrita lo constituye el cabalgamiento de Besalú, de dirección E-W, que se entronca con el cabalgamiento de Vallfogona en las cercanías del pueblo de Sant Jaume del Llierca. El cabalgamiento de Besalú está interpretado como una falla inversa reactivada como falla normal durante el Neógeno con hundimiento del bloque septentrional, dando lugar al llano de Besalú-Tortellà. La migración del curso del río Fluvià y la acumulación de potentes formaciones cuaternarias parece corroborar la actividad reciente de esta fractura.

Estructura al S de los cabalgamientos de Vallfogona y de Besalú

Los materiales situados al S de los cabalgamientos de Vallfogona y de Besalú forman una serie de pliegues con una dirección E-W, paralela a la de los cabalgamientos. En contacto con los cabalgamientos, las capas de las Fms. de Barcons y de Bellmunt forman un sinclinal con un flanco N muy vertical o invertido (corte II-II'). Estos materiales forman una discordancia progresiva, poco visible en el campo, fosilizada por capas más altas dentro de la misma Fm. de

S

N

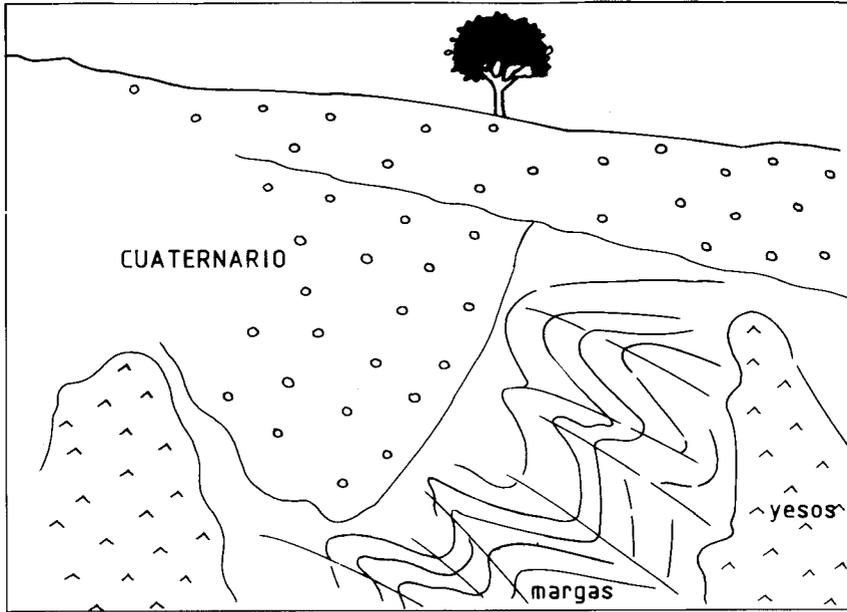


Figura 11. Afloramiento en el río Borró, en donde se observan pliegues de las margas de la Fm. de Vallfogona plegados con un plano axial subhorizontal.

Bellmunt (corte I-I'). Estas relaciones indican una sincronía entre la sedimentación de estas formaciones y el movimiento de los cabalgamientos de Vallfogona y de Besalú.

Al sur de este sinclinal, un sistema de pliegues y cabalgamientos afectan a los materiales más modernos de la Fm. de Bellmunt (cortes II-II' y III-III'), claramente visible más hacia el S.

2.2.3. Sistema de fallas de Albanyà

El sistema de fallas de Albanyà consiste en un conjunto de fallas localizadas tanto en las unidades alóctonas como en la cuenca de antepaís. En la Hoja de Olot, la totalidad de las trazas observadas se localizan en el manto del Cadí y tienen una dirección variable desde casi N-S en su extremo septentrional hasta una dirección NNW-SSE en su parte meridional. Las trazas de las fallas se entroncan y se disponen escalonadamente. En la parte N, dentro de la Hoja de Maçanet (Liesa *et al.*, 1991), afectan ligeramente a los materiales paleozoicos del basamento y separan a los mantos de Costoja y de Bac Grillera. Al S, dicha falla constituye el límite oriental de la zona de culminación de la Garrotxa. En el bloque oriental de la falla, los materiales de la Fm. de Bellmunt forman el sinclinal de Vilaritg.

La parte N de la falla con una dirección casi N-S muestra una traza muy rectilínea que correspondería a una falla vertical con desplazamiento siniestro. Hacia el sur, las trazas de las fallas tiene una dirección más NNW-SSE y describen una geometría arqueada. Esta disposición arqueada coincide con la existencia de pliegues paralelos a la traza de la falla, situados en ambos bloques de esta sugiriendo una geometría de falla inversa dirigida hacia el ENE (retrocabalgamiento). Tanto las líneas de capa como los cabalgamientos de la Garrotxa, con una dirección E-W, tienden a ponerse paralelos al cabalgamiento de Albanyà, sin que pueda reconocerse si se entroncan o bien están cortados por este. En el bloque oriental del cabalgamiento de Albanyà, el flanco W del sinclinal de Vilaritg tiene una disposición invertida, localmente, y muestra una serie de pliegues paralelos al citado cabalgamiento. Por el sur, la traza de la falla de Albanyà puede seguirse cartográficamente hasta el límite N del llano de Besalú-Tortellà. A partir de este punto no se observa su continuación hacia el S.

De las relaciones descritas se deduce que el sistema de fallas de Albanyà esta situado en una unidad alóctona (manto del Cadí) y que funciona como una falla de dirección N-S siniestra en su extremo N y como un retrocabalgamiento en su extremo S.

Las diferencias de facies y potencias de los materiales situados en ambos bloques de la falla de Albanyà son patentes a partir de la sedimentación de los depósitos de las Fms. de Coronas y de Penya (Estévez, 1973), sugiriendo un funcionamiento como fallas normales durante la sedimentación del Eoceno inferior. La geometría y disposición del sistema de fallas, previo al emplazamiento del manto del Cadí, condicionan la dirección y funcionamiento de esta durante dicho emplazamiento. Durante el emplazamiento del manto del Cadí, la falla de Albanyà se reactivó como retrocabalgamiento. Su actividad sincrónica con el emplazamiento del manto esta indicada por numerosas discordancias localizadas en los materiales de la Fm. de Bellmunt, en el sinclinal de Vilaritg.

El conjunto de fallas normales que afectan a la parte oriental de la cuenca de antepaís pirenaico fueron activadas durante el Neógeno. La dirección de estas coincide con la dirección de las fallas que afectan a los materiales del manto del Cadí y en ocasiones parece que estén en continuidad como ocurre con la falla de Banyoles (Hoja de Banyoles; Barnolas *et al.*, 1993) en aparente continuidad con la de Albanyà. En el corte geológico de dirección E-W (Fig. 14) se ha representado un último movimiento normal para la falla de Albanyà (ver capítulo de corte geológico de dirección E-W).

2.2.4. Estructura regional

En este apartado comentaremos brevemente la estructura regional del Pirineo oriental a partir de los datos obtenidos de un estudio más amplio que el de la presente Hoja. El basamento forma una zona de culminación en la transversal del río Borró (Clavell *et al.*, 1988). Esta zona de culminación, deducida a partir de un mapa de isobatas del basamento queda apoyado por la distribución de las inclinaciones de las estructuras en superficie. Así al W del río Borró, los ejes de los pliegues muestran un buzamiento hacia el W y al E del río muestran un buzamiento hacia el E (Fig. 12).

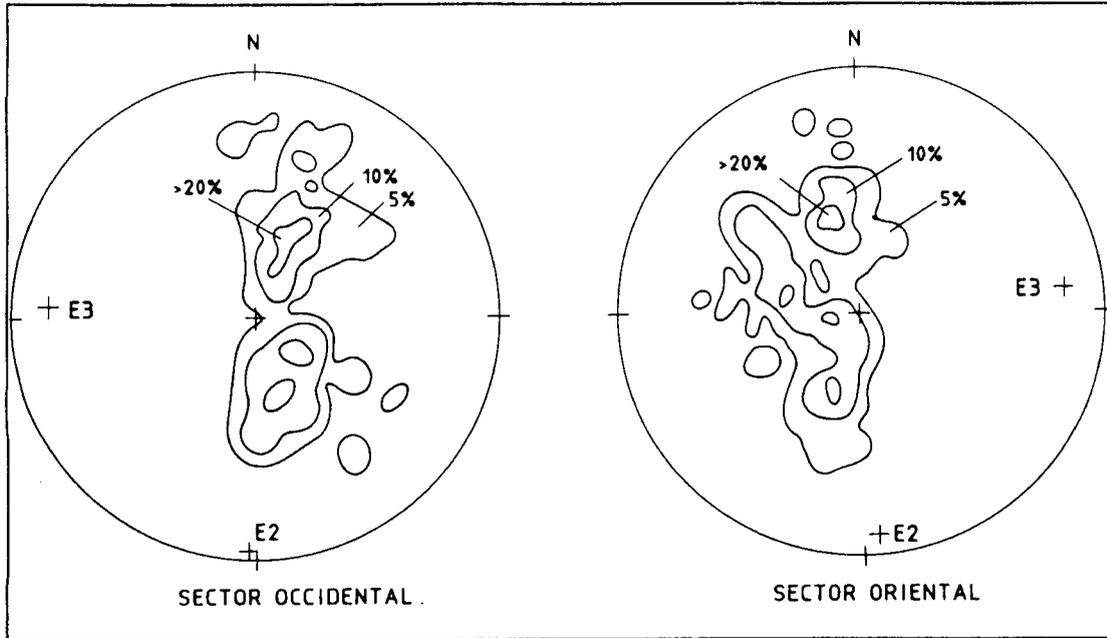


Figura 12. Proyección estereográfica, red de Schmidt, hemisferio inferior, de las estratificaciones en el manto del Cadí, separando la zona oriental de la occidental. En los estereogramas se observa el buzamiento hacia el E de la parte oriental de la estructura y hacia el W de la parte occidental.

Explicación del corte general N-S

Un corte general N-S (Fig. 13), muestra la geometría del sistema de cabalgamientos de la vertiente meridional del Pirineo.

El manto de Costoja-Bac Grillera forman parte de los mantos superiores, constituidos por materiales mesozoicos despegados del basamento por medio de los materiales triásicos. El cabalgamiento inferior de dicho manto debe enraizarse en los Banyes d'Arles, donde aflora una serie de láminas cabalgantes con una serie mesozoica similar a la de Costoja-Bac Grillera (Casteras et Auriol, 1958). La geometría del cabalgamiento inferior de la unidad de mantos superiores, entre las localidades de Costoja y Banyes d'Arles, es difícil de conocer debido a la falta de afloramientos sobre la culminación antiformal que forman los materiales del basamento.

Hacia el S, el manto del Cadí tiene como límite inferior al cabalgamiento de Vallfogona, el cual se sitúa encima de los depósitos evaporíticos del antepaís. El cabalgamiento de Vallfogona transporta en su bloque superior a las estructuras extensionales previamente formadas (parte del sistema de fallas de Albanyà y sistema de fallas de dirección E-W con trozos de rocas paleozoicas). En su parte más externa adquiere una geometría de rellano sin superposición anómala de serie.

Entre las calizas del Eoceno inferior y las evaporitas del antepaís, se sitúa un nivel de despegue que facilita la formación de los pliegues y pequeños cabalgamientos que afectan a los sedimentos de la parte norte del antepaís surpirenaico. La estructura más importante de este sistema es la de Besalú, que en parte coincide con la traza del cabalgamiento de Vallfogona.

Explicación del corte general E-W

El corte general de dirección E-W (Fig. 14) abarca las Hojas de Figueres, Olot y Ripoll. En la parte correspondiente a la presente Hoja se observa la disposición entre ambos bloques del sistema de fallas de Albanyà. En el sector oriental, el manto del Cadí no aflora puesto que este quedaría fosilizado en una posición más septentrional por los conglomerados de la parte alta de la Fm. de Bellmunt (Pujadas *et al.*, 1989). En el sector occidental de la falla, se aprecia, en la parte superior, el manto del Cadí con la compleja geometría de los distintos cabalgamientos internos, el antepaís despegado por encima de las calizas del Eoceno inferior y en la parte más inferior se observan dichas calizas depositadas sobre un delgado Garumniense discordante sobre las rocas del basamento.

La falla de Albanyà se ha representado con un ligero salto normal debido a la actividad de dicha falla durante el Neógeno y el Cuaternario (Hoja de Manlleu; Saula *et al.*, 1993). La falla de Oix se ha pintado, al igual que la de Albanyà, con un pequeño salto normal, producido con posterioridad al emplazamiento de los mantos pirenaicos.

Acortamiento

El único cálculo del acortamiento en la zona de la Garrotxa proviene de la compensación y restitución de un corte completo que pasa por la transversal de Sant Aniol (Martínez *et al.*, 1989), que corresponde al corte II-II' del mapa. En este corte se ha medido desde la zona del antepaís

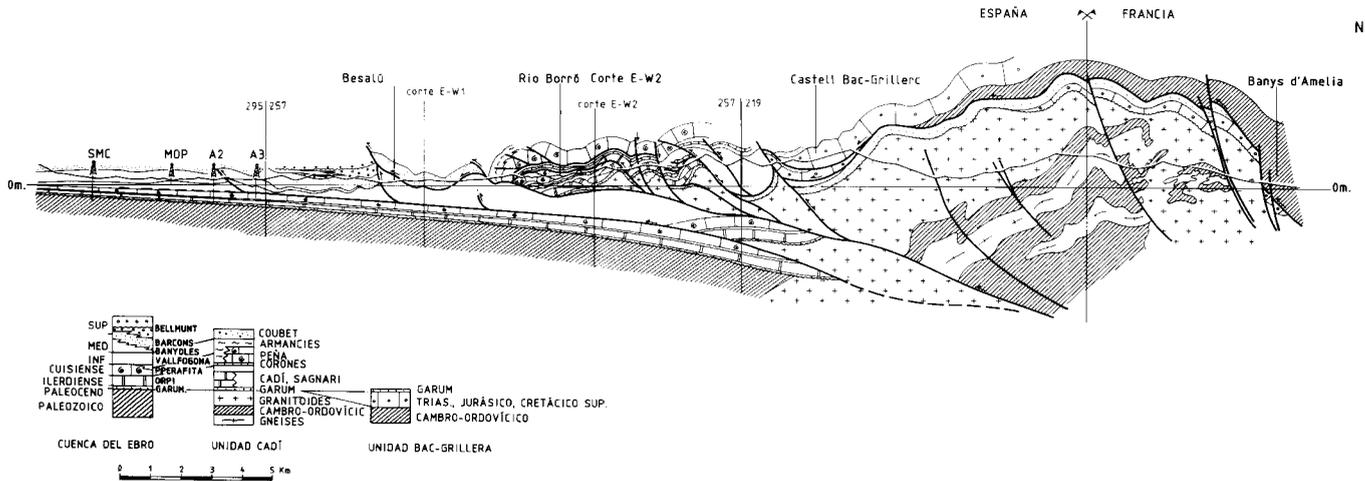


Figura 13. Corte de síntesis N-S, desde el pueblo de Amèlia dels Banys en Francia hasta el sur de Banyoles. En dicho corte se ha integrado parte de un corte realizado en la zona francesa de Amèlia dels Banys, parte de la estructura de Bac-Grillera, y el corte III-III', prolongado en la Hoja de Banyoles. (para mayor explicación ver texto).

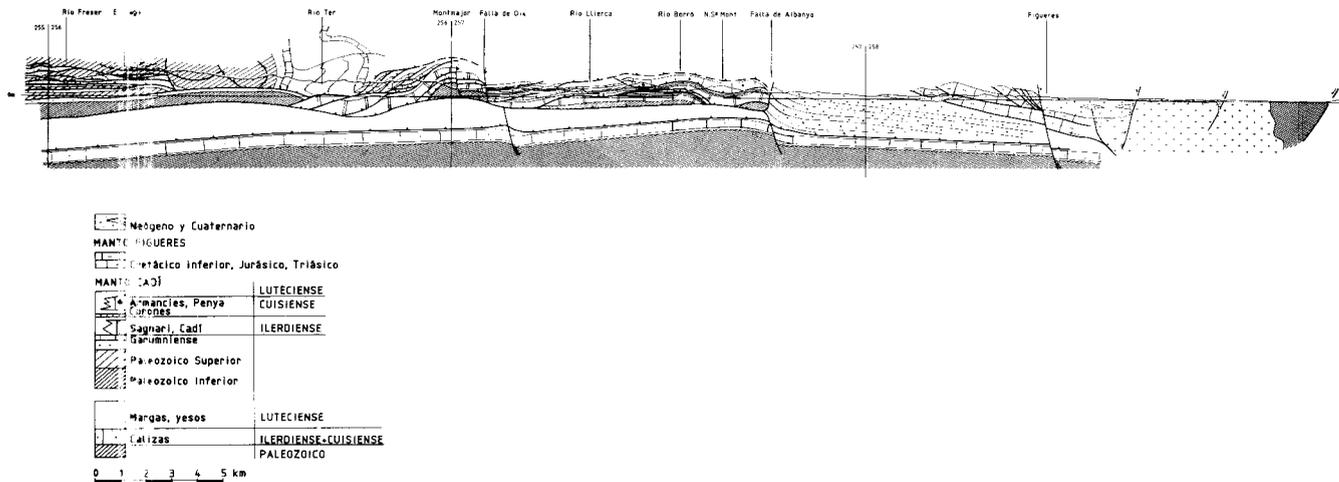


Figura 14. Corte de síntesis E-W, desde el río Freser hasta el macizo de Roses. El Paleozoico de la parte occidental del corte proviene de Muñoz (1985). Para una mayor explicación ver texto.

no deformado al S hasta la falla que limita la unidad de Costoja por el S (en Francia). La diferencia entre los cortes compensado y restituído es de 25 Km para el tramo señalado, lo que implica un acortamiento del orden del 50%.

Edad de las estructuras

Las dataciones efectuadas mediante los materiales que fosilizan a los diferentes cabalgamientos de la zona sugieren una edad de emplazamiento más antigua para los mantos situados al N y en una posición estructural más alta y una edad más moderna para las estructuras situadas hacia el antepaís y en una posición estructural más baja.

El manto de Costoja-Bac Grillera contiene depósitos del Paleoceno (Garumniense) formados localmente por brechas, que sugieren un depósito sintectónico. La similitud de las series mesozoicas que contienen junto con la posición estructural equivalente de los mantos de Biure y de Costoja-Bac Grillera sugieren una edad de emplazamiento similar para ambos mantos. El emplazamiento final de Costoja-Bac Grillera es posterior a la parte basal de la Fm. del Cadí y por tanto posterior al llerdiense inferior. Más al E, el manto de Biure está fosilizado por sedimentos de edad Cuisiense (Pujadas *et al.*, 1989) por lo que dichos mantos se emplazaron durante el Eoceno inferior.

El manto del Cadí se emplazó durante el depósito de los conglomerados de la Fm. de Bellmunt, deducible de las numerosas discordancias que afectan a dichos materiales. Al E de la falla de Albanyà, el cabalgamiento frontal de Vallfogona no emerge a la superficie actual debido a que está fosilizado en profundidad por la parte alta de la Fm. de Bellmunt (que en dicha zona podría tener una edad Bartonense).

Los cabalgamientos y pliegues visibles en el antepaís afectan a materiales más modernos que los señalados hasta ahora, sugiriendo en conjunto una secuencia de cabalgamiento hacia el antepaís. Al S de la confluencia de los cabalgamientos de Vallfogona y de Besalú, se observa a los materiales de las Fms. de Bellmunt formar una discordancia progresiva y angular que fosiliza a un cabalgamiento de dirección E-W desarrollado en el bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona (hacia el antepaís). Sin embargo, lateralmente hacia el W, estos materiales involucrados en dicha fosilización quedan cortados por el cabalgamiento de Vallfogona, que actuó fuera de secuencia tal como se pone de manifiesto claramente al W de la Hoja (ver Hojas de Manlleu, Saula *et al.*, 1991; y de Berga, Mató *et al.*, 1991).

La falla de Albanyà funcionó como falla normal durante parte de la sedimentación eocena inferior, fue transportada por el manto del Cadí funcionando como falla transpresiva y afectando la sedimentación de la Fm. de Bellmunt, corroborando así la edad de emplazamiento de dicho manto. Finalmente durante el Neógeno, la falla de Albanyà pudo tener un comportamiento normal, aunque la extensión fue mucho mayor al S de la zona de la Hoja.

2.3. TECTONICA NEOGENA

Durante el Neógeno tuvo lugar en la parte NE de la Península Ibérica una importante actividad tectónica distensiva durante la cual se originaron diversas fosas tectónicas. Este fenómeno que-

da enmarcado dentro de un contexto extensivo con dirección NNE-SSW que se extiende desde las fracturas del Rhin hasta el extremo SE de la Península Ibérica (Julivert *et al.*, 1974). La formación del surco de Valencia y la configuración de la costa oriental de la Península Ibérica fueron resultado de esta etapa distensiva.

La formación de fosas durante el Neógeno se produjo sólo en donde existía una estructuración alpina, invirtiendo el sentido de movimiento de las estructuras compresivas. La fosa del Empordà, dentro del dominio de la Hoja, ocupa una posición simétrica con respecto a la fosa del Rosselló, al otro lado de los Pirineos, en Francia. Ligado a las fallas que limitan la fosa hubo una intensa actividad volcánica desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario, bien conocida en las cercanías de Olot.

La fosa del Empordà está limitada por un conjunto de fallas de dirección NW-SE y E-W, con una historia eocena anterior. Numerosos indicios confirman el funcionamiento de dichas fallas. Así los conglomerados miocénicos situados en la Presa de Martis, en el borde oriental de la Hoja, están fracturados, y en la localidad de Esponellà están basculados 15° hacia el W debido al hundimiento de la falla de Albanyà.

Durante el Neogeno, el hundimiento del bloque oriental de la falla de Albanyà condicionó el depósito de 1000 m de sedimentos, según los datos aportados por la gravimetría (Villarroya y Casas, 1985). Los depósitos de Tortellà están basculados y afectados por fallas inversas de dirección NW-SE, ésta es subparalela a la de los ejes reconocidos en éste sector (Fig. 15A). El contacto de las formaciones pliocuaternarias de Tortellà con los relieves calcáreos de la Mare de Déu del Mont se realiza por una falla normal.

Las ritmitas de Incarcal están deformadas y fracturadas, con desplazamientos del orden métrico en la cantera del mismo nombre (Julià y Brugués, 1980). Estos mismos materiales además están plegados y deformados en la carretera de Figueres a Besalú. En las inmediaciones de Crespià se encuentran niveles travertínicos basculados 15 grados hacia el W.

En las proximidades de Serinyà se observan abombamientos anticlinales, colapsos y fallas inversas en los niveles travertínicos del Plà de Usall. También las gravas de la terraza superior presentan fallas subverticales inversas con componente de desgarre, además se dan estructuras verticales de colapsos y/o hundimiento con sus rellenos distorsionados. En los materiales volcánicos se pueden observar estructuras compresivas de fallas inversas, como es el caso de las brechas piroclásticas del volcán del Cairat.

En los conglomerados del río Borrò se observan dos sistemas de fallas: normales e inversas subverticales (Fig. 15B). Las normales comprenden fallas normales que ponen en contacto los conglomerados de Borrò y el substrato eocénico. En una falla con salto inverso se ha podido obtener datos estructurales. Las orientaciones obtenidas (Geotecsis, 1988) ponen de manifiesto una compresión con componente de desgarre dextro. Dichos accidentes tectónicos se reflejan en la topografía por un escalonado con esa misma dirección que marca la divisoria de aguas entre los ríos Borrò y Rajolíns.

El origen de las deformaciones situadas en la cubeta de Besalú-Tortellà que afectan a las unidades conglomeráticas pliocuaternarias es algo incierto. Las evaporitas subyacentes, con importantes espesores, probablemente sean las causantes de los fenómenos de colapso (Fig. 15C). La

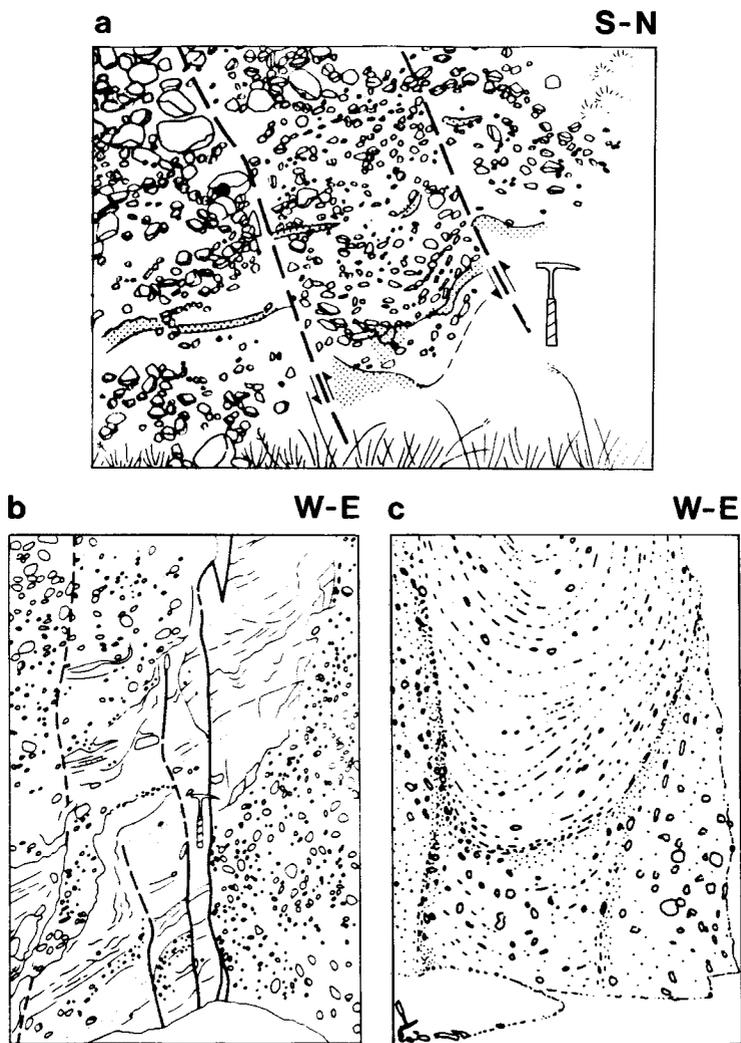


Figura 15. Estructuras de deformación en la cuenca de Tortellà-Besalù. a) Plio-Cuaternario de Tortellà con fallas inversas; Plio-Cuaternario de Argelaguer: b) Fallas inversas; c) Estructuras de colapso y/o hundimiento (Geotecsis, 1988).

existencia de fallas inversas y cantos estriados nos hacen pensar en una situación compresiva generalizada en ésta región, que podría estar relacionada con la actividad sísmica registrada históricamente.

2.4. NEOTECTONICA

La crisis sísmica producida en Cataluña durante la Edad Media es una de las más importantes de Europa Occidental (Fontseré y Iglèsies, 1971) y engloba la serie devastadora de los terremotos de 1427 y 1428 (Fig. 16A). En 1427 se sucedieron dos grandes terremotos que tuvieron lugar el 15 de Marzo y el 15 de Mayo. Estos asolaron la zona de Amer y Olot, y produjeron la total destrucción de la mayoría de los núcleos de población de la zona volcánica de la Garrotxa, donde se estiman unas intensidades sentidas de VIII a IX. El primero, cuyo epicentro se situó en el valle de Hóstoles, prácticamente arrasó la localidad de Amer con una intensidad de VIII. El segundo, centrado en Olot afectó además el núcleo de Ridaura con intensidades parecidas. Los últimos estudios de revisión de documentos históricos realizados sobre el terremoto de 1427, ponen de manifiesto que la repartición de los daños máximos coincide con la dirección de las fallas principales de la región: Brugent, Llémana y Bas (Olivera *et al.*, 1990; Goula *et al.*, 1990a; Goula *et al.*, 1990b; Briais *et al.*, 1990).

El terremoto de la Candelera del 2 de Febrero de 1428, con epicentro situado entre Camprodon y Puigcerdà, alcanzó una intensidad de IX-X (Cadiot, 1979; Banda y Correig, 1984). La isosista de máxima intensidad de este seísmo, se situó en una zona comprendida entre Olot y Puigcerdà. Esta superficie de daños máximos, con una orientación W-E, podría estar asociada a los accidentes tectónicos de las estructuras cabalgantes surpirenaicas de esa misma dirección, como por ejemplo los de Ribes-Camprodon y Vallfogona.

Desde 1977, la actividad sísmica registrada en la zona de Olot es escasa, mientras que en la cuenca alta del río Freser es continuada (Fig. 16B). En ésta última, cabe destacar el terremoto con epicentro en Ribes de Freser de magnitud 4.4 del 26 de Septiembre de 1984. Para éste seísmo, se determinó el mecanismo focal que indica un movimiento de desgarre dextro de un plano de falla casi vertical de dirección prácticamente W-E (Olivera *et al.*, 1986).

2.5. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA

El mapa de isobatas del basamento en la zona del Pirineo oriental (Riba *et al.*, 1983; Clavell *et al.*, 1988) muestra una disposición abombada del zócalo coincidiendo con la zona de la Garrotxa. El eje de este abombamiento coincide con el cambio de la inclinación de los ejes de las estructuras observadas en la Garrotxa, concretamente en el río Borró (Clavell *et al.*, 1988). A pesar de plegar a las estructuras del manto del Cadí, la evolución del abombamiento es anterior, ejerciendo un control sobre la sedimentación a partir probablemente del Cretácico superior (Clavell *et al.*, 1988). El mapa de anomalías residuales gravimétricas muestra una gran anomalía alargada en sentido N-S (Torné *et al.*, 1988), coincidiendo con el abombamiento del basamento. El mapa de anomalías magnéticas destaca en la zona volcánica de Olot un alto magnético de +100 nT, de -20 nT a +80 nT (Zeyen y Banda, 1988).

Los perfiles de sísmica profunda realizados en el Pirineo en el año 1978 aportaron gran infor-

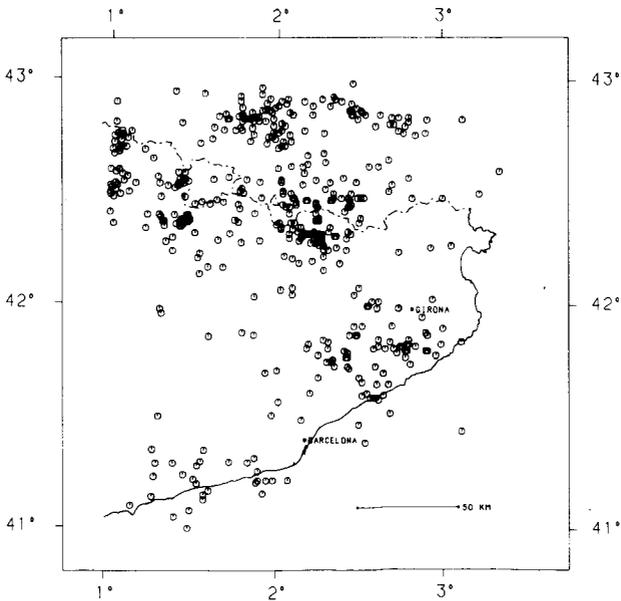
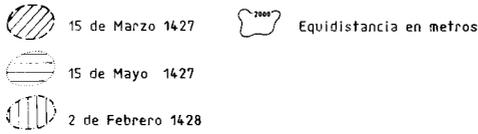
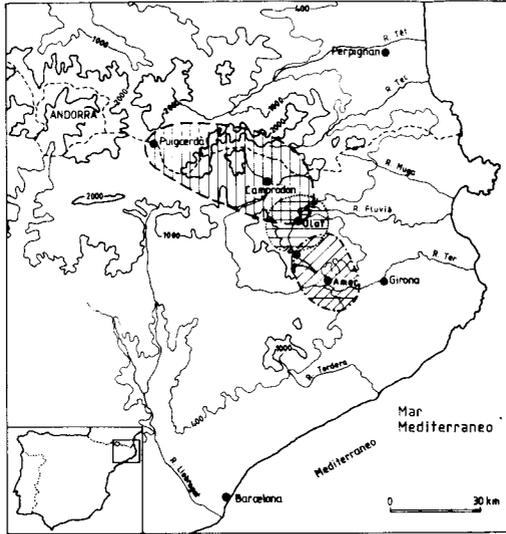


Figura 16. Zonas de máximos daños en la crisis sísmica de 1427-28 y sismicidad instrumental reciente 1977-89 (Servei Geològic de Catalunya, 1977-89).

mación al conocimiento de la estructura profunda de la corteza. Estos datos fueron analizados e interpretados en Gallart (1981) y Daignières *et al.* (1982). En Gallart (1982) se recoge toda la información geofísica de los Pirineos disponible hasta el momento. Durante la campaña mencionada se realizaron dos perfiles de dirección E-W, uno situado en la parte septentrional del Pirineo y otro situado en la parte meridional, pasando prácticamente por el límite septentrional de la Hoja de Olot. La corteza presenta un grosor entre 45-50 km en la zona central del Pirineo, decreciendo hasta valores de 22 km en el extremo oriental, en contacto con el Mediterráneo. En esta zona oriental se observan saltos importantes afectando al Moho relacionados con el conjunto de fallas extensionales visibles en superficie en el extremo NE de Catalunya (Gallart *et al.*, 1982).

El mapa gravimétrico de Catalunya (Casas *et al.*, 1987) muestra, según una línea paralela a la del perfil de sismica profunda mencionado, un acusado gradiente regional desde valores de -115 miligales en el extremo NW del mapa (correspondiente a la zona central del Pirineo) hasta valores de +50 miligales en el extremo NE (Mar Mediterráneo). Este gradiente está ligado a la disminución de la potencia de la corteza hacia el NE, de acuerdo con los datos de la sismica profunda (Torné *et al.*, 1988).

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. INTRODUCCION

El mapa geomorfológico y de formaciones superficiales de la presente Hoja tiene interés desde variados puntos de vista. Por una parte incluye parte de la famosa zona volcánica de Olot caracterizada por el alto grado de conservación de sus volcanes de edad cuaternaria, constituyendo uno de los enclaves volcánicos más característicos de la Península junto a los de Cabo de Gata. Asimismo la presente Hoja incluye la depresión de Tortellà-Besalú que presenta un interesante relleno pliocuaternario y cuaternario en el que se han identificado manifestaciones neotectónicas. La zona de Olot ha sido el escenario de las crisis sísmicas medievales de 1427 y 1428 que destruyeron la ciudad en su totalidad. Desde el punto de vista cársico la Hoja de Olot comprende parte del sistema hidrogeológico de Banyoles ocasionante de buen número de deformaciones e inestabilidades en los materiales Pliocuaternarios y cuaternarios. Las relaciones entre las diferentes coladas volcánicas y los depósitos pliocuaternarios y cuaternarios son de una importancia extrema a la hora de comprender la evolución geológica reciente de la zona.

3.2. DESCRIPCION Y ANALISIS MORFOGRAFICO DE LAS FORMAS

Dentro del ámbito de la Hoja de Olot pueden diferenciarse varias unidades morfológicas de rango superior. Los relieves estructurales pertenecientes al Pirineo que dominan arealmente la Hoja, los relieves deprimidos de la cubeta de Tortellà-Besalú y Ampurdán situados en la zona meridional de la Hoja y los relieves volcánicos del área de Olot.

3.2.1. Los relieves estructurales pirenaicos

La Hoja de Olot se sitúa geográficamente de lleno en el Pirineo. Las unidades geológicas involucradas en la Hoja comprenden parte de las unidades alóctonas pirenaicas e incluye al sur del río Fluvià, unidades pertenecientes al antepaís plegado (Sierra de Finestres). La zona, por tanto, aparece dominada por relieves de tipo estructural. Los materiales terciarios involucrados, predominantemente calizas y terrígenos, aparecen tanto en la zona alóctona como en el antepaís plegado. El relieve resultante es similar aunque no igual en ambas unidades. El relieve refleja en su conjunto las directrices estructurales de la zona. Así pues, los ejes de plegamiento de dirección E-W así como los frentes de cabalgamiento se traducen en el relieve por formas alineadas en las mismas direcciones.

La zona más septentrional de la Hoja muestra un desarrollo importante de escarpes donde los más representativos se sitúan en las vertientes septentrionales de las Sierras de Bestracà y Guitarriu. Las alternancias de materiales de diferente composición han propiciado la acción de la erosión diferencial y el recubrimiento es escaso traduciéndose a suelos poco desarrollados y canchales al pie de los escarpes más importantes.

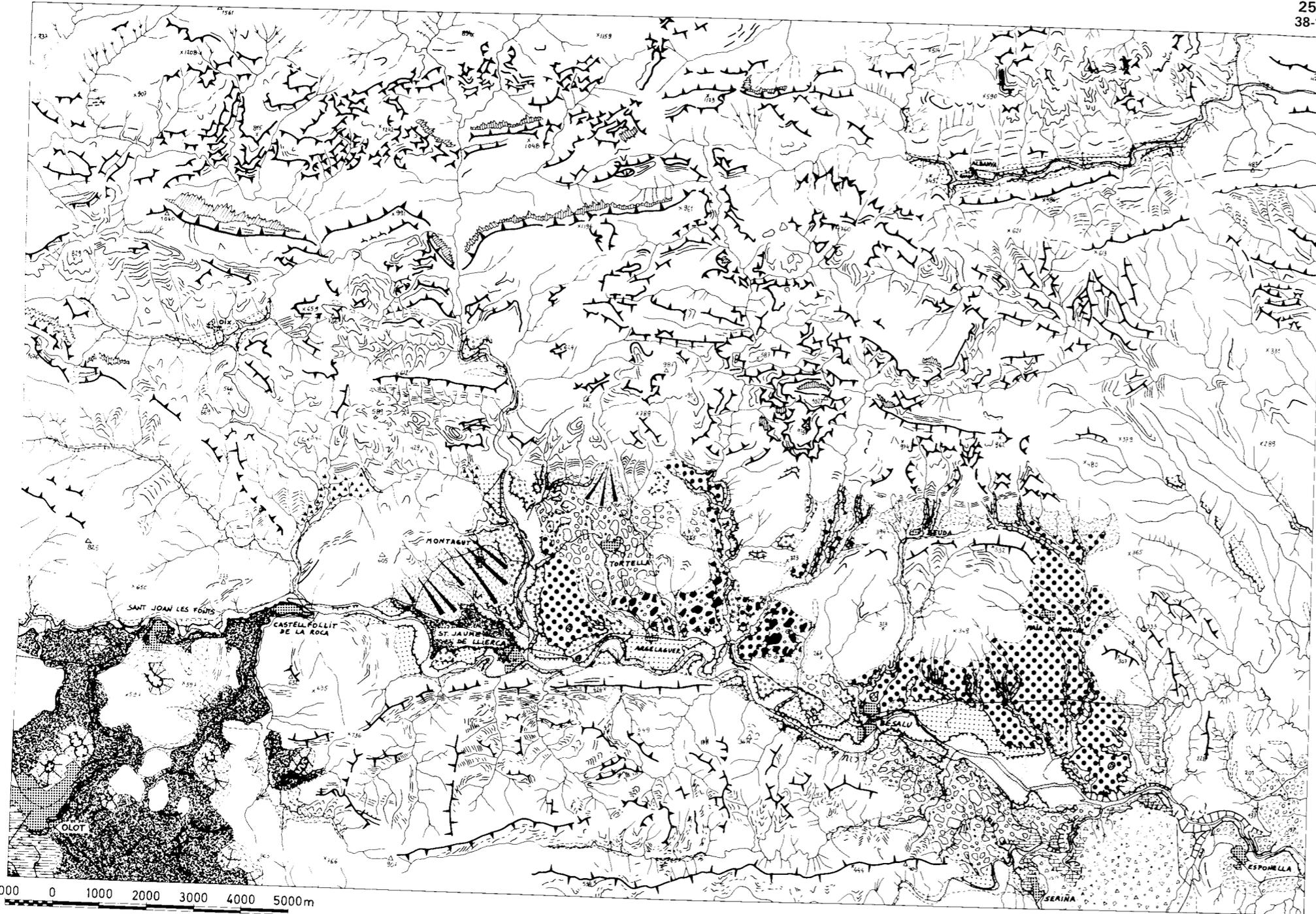
Es frecuente identificar formas propias de los relieves estructurales como «cluses», «combes», «chevrons» y cuestas. Las líneas de capa también son frecuentes y dominan predominantemente en la zona ocupada por el antepaís plegado. Ello es debido a las alternancias métricas existentes entre diversas litologías mientras que en la zona más septentrional de la Hoja, Alta Garrotxa, el carácter más masivo de los estratos origina escarpes considerables. Ambas tipologías de formas responden a un modelado debido a la erosión diferencial.

En la mitad Oriental de la Hoja, la falla de Albanyà condiciona dos áreas morfológicas diferenciadas a ambos lados de la misma siendo patente el cambio en el relieve. Las zonas ocupadas por materiales calizos muestran signos evidentes de desarrollo cárstico tales como pequeñas dolinas y extensas zonas de lapiaz.

3.2.2. Los relieves deprimidos. La cubeta de Tortellà-Besalú y el Ampurdán

Las zonas deprimidas del relieve se corresponden con las unidades geológicas de la fosa ampurdanesa y la cubeta de Tortellà-Besalú. La fosa ampurdanesa aparece representada parcialmente en la Hoja y está limitada morfológica y estructuralmente por la falla de Albanyà. El relieve muestra colinas alargadas redondeadas con vertientes en avanzado estado de regularización. Los desniveles no superan la centena de metros en ningún caso.

La cubeta de Tortellà-Besalú incluye en su parte central relieves prominentes desarrollados sobre unidades alóctonas que muestran modelados de tipo estructural. Dichos relieves se encuentran rodeados de zonas más bajas ocupadas por materiales pliocuaternarios y cuaternarios incluyendo los sistemas de terrazas de los ríos Fluvià y Llerca principalmente. La cubeta se encuentra limitada al norte por los relieves estructurales de la Serra de Nostra Senyora del Mont, al S por la Serra de Sant Julià, y al E y W por relieves estructurales desarrollados sobre materiales terciarios pertenecientes a las unidades alóctonas. El relieve interno de la cubeta presenta colinas redondeadas desarrolladas sobre materiales poco consolidados y escarpes de terraza predominantemente. También es frecuente la presencia de estructuras circulares de tamaño decamétrico a hectométrico las mayores, producto de hundimientos, colapsos y socavones.



LEYENDA

1. TOPOGRAFIA

- Vértice geodésico
- Cota altimétrica

2. FORMAS

FORMAS ANTROPICAS

- Núcleos de población
- Carreteras

FORMAS ESTRUCTURALES

- Crestas
- Escarpe >25m.
- Escarpe >25-15m.
- Escarpe >15m.
- Escarpe degradado
- Líneas de capa subhorizontales
- Líneas de capa subverticales

FORMAS VOLCANICAS

- Cono sin crater
- Cono con crater de labio circular
- Cono con crater de labio en herradura
- Escarpe y/o resalte

HIDROLOGIA

- Red de drenaje indiferenciada
- Escarpe de terraza
- Escarpe de cañon. Desfiladero
- Conos de deyección
- Glacis

FORMAS KARSTICAS

- Cicatrices de colapso

3. FORMACIONES VOLCANICAS EFUSIVAS

- Piroclastos heterométricos
- Mantos piroclásticos. Lapilli
- Basaltos y Basanitas

4. FORMACIONES SUPERFICIALES ALUVIALES

- Gravas y arenas Aluvial actual
- T₁
- T₂
- T₃
- T₄. Aluvial de Maia
- Gravas subangulosas (Tortellà)
- Gravas con clastos de origen volcánico. (Argelaguer).
- Gravas subangulosas. (St. Eudaldo)

LACUSTRES

- Calizas de Dosquers. Travertinos
- Calizas del Pla d'Usall
- Limos grises. Turbas

COLUVIALES

- Limos y cantos dispersos
- Gravas, limos y arcillas
- Bloques. Canchales

3.2.3. Los relieves volcánicos

La Hoja de Olot comprende en su extremo suroccidental, una amplia área (35 Km²) dominada por relieves de tipo volcánico. Se identifican diez edificios volcánicos de los que seis presentan una cierta importancia volumétrica. Estas formas corresponden a los siguientes volcanes:

- *Montsacopa*. Cono y cráter.
- *La Garrinada*. Cono y cráter múltiple.
- *Aiguanegra*. Cono y cráter en herradura.
- *Repàs*. Cono sin cráter.
- *Volcà de l'Estany*. Dos conos uno de ellos con cráter en herradura.
- *Bellaire*. Cono sin cráter. Adyacente al anterior.
- *Puig de l'Os*. Cono con cráter en herradura.
- *Les Bisaroques*. Pequeño cráter con cono en herradura.
- *Pujalòs*. Cono y cráter en herradura.
- *Puig de la Garça*. Cono sin cráter.

Las formas volcánicas no se reducen sólo a la presencia de los conos y sus cráteres pudiéndose identificar otras formas típicas del paisaje volcánico tales como superficies rugosas y escoriáceas de coladas, intumescencias tumularias, resaltes y escarpes de colada con columnatas basálticas siendo la más espectacular la de Castellfollit de la Roca.

La morfología de la superficie de las coladas es dependiente de la viscosidad de la lava, las rupturas de pendiente existentes en el recorrido de la colada y el tiempo de enfriamiento de la misma. Las lavas más viscosas presentan una mayor rugosidad. Tal es el caso de las coladas del Montsacopa. Los cambios de pendiente influyen asimismo en la aparición de ondulaciones. Un enfriamiento lento es propicio para formar superficies lisas. Como ejemplo pueden citarse las coladas que rellenaron el valle del Fluvià se consideran de superficie lisa. Otras morfologías las constituyen los microconos o «tossols», con una altura entre 5 y 25 m y un diámetro que oscila entre los 12 y 150 m.

3.3. LA RED DE DRENAJE

Los principales ejes de drenaje en el ámbito de la Hoja están constituidos por los ríos Fluvià, Llierca y Muga este último en el extremo Nororiental de la Hoja. A excepción del Llierca, el Fluvià y el Muga se disponen de forma subsecuente a las estructuras estando orientados los valles de los mismos de forma paralela a las directrices estructurales. El caso del Llierca es un buen ejemplo de curso resecente, cortando transversalmente de N a S los relieves estructurales de la Sierra de Bestracà entre otros, hasta su entrada en la depresión de Tortellà. Como en el caso de otros cursos fluviales pirenaicos (Segre, Noguera Ribagorzana, Noguera Pallaresa, Cinca, etc) el carácter resecente del río Llierca puede ser debido a fenómenos de antecedencia o epigénesis.

Mención especial merece el tramo del río Fluvià comprendido entre Sant Jaume de Llierca y el Molí, aguas abajo de Argelaguer. Este tramo muestra un patrón asimétrico en sus meandros muy característico. La orientación parcial en los mismos del curso fluvial (NE-SW) parece estar condicionada por direcciones preferentes. De hecho parece ser un estadio inicial de abandono de meandros. Los meandros serían abandonados al N del curso actual lo que signifi-

ficaría un basculamiento de la cubeta hacia el S. Nótese asimismo el limitado desarrollo de terrazas en el margen orográfico izquierdo lo que en principio avala una migración del curso principal de Norte a Sur a lo largo del tiempo. Esta hipótesis se basa parcialmente en el trabajo de Leeder & Alexander (1987) sobre el origen y significado tectónico de los cinturones de meandro asimétricos.

Los condicionantes estructurales en la morfología de los valles son claros en el valle del Muga. La influencia de la falla de Albanyà sobre el curso del mismo se traduce en la forma del perfil del valle por donde discurre. Al W de la falla el Muga presenta un perfil en V característico mientras que al E del citado accidente el río ha desarrollado un nivel de terraza a expensas de la mayor anchura del valle. Este segundo tramo aparece controlado estructuralmente discuriendo paralelo a la Sierra Cirera.

Por otro lado la influencia de los depósitos volcánicos sobre la red de drenaje ha sido muy importante en tiempos cuaternarios. Las coladas de los volcanes Aiguanegra, la Garrinada, Montsacopa y Montolivet taponaron el valle del Fluvià ocasionando el represamiento de sus aguas creándose pequeñas cuencas lacustres aguas arriba del represamiento.

La zona situada al Norte del lago de Banyoles aparece dominado por una plataforma estructural de 24 Km² de superficie (Pla d'Usall, Pla de Martis). Esta se encuentra limitada al Norte por sendos escarpes desarrollados sobre las calizas del Pla d'Usall dominando el río Sert.

Estos materiales son frecuentemente afectados por fenómenos de colapso y/o hundimiento, como es el caso de la dolina situada en la proximidades del núcleo urbano de Besalú.

3.4. CARACTERIZACION DE LOS PROCESOS DE MODELADO. GENESIS Y EDAD

A finales del Oligoceno se inicia el proceso de formación de las fosas neogenas del Ampurdán, La Selva, Rosellón, etc., relacionadas con los procesos de «rifting», acaecidos durante el Terciario superior, responsables de la creación del sistema de fosas neógenas y de la apertura de la cuenca catalano-balear. Los materiales miocénicos representados en la parte sudoriental de la hoja presentan el registro del relleno de la fosa ampurdanesa en el ámbito de la Hoja. La cubeta de Tortellà-Besalú formaría una cuenca satélite de la del Empordà. Los materiales que rellenan la citada cubeta se empiezan a depositar durante el Plioceno y no se descarta la posibilidad de que sean contemporáneos a erupciones efusivas precuaternarias (Solé Sabarís, 1962).

Una serie de depósitos terrígenos continentales se depositaron en la zona deprimida de Tortellà-Besalú como son las unidades llamadas de Tortellà y Sant Eudald atribuidas al Pliocuatnario. La paleogeografía en este instante es similar a la actual. Los ríos Llierca y Fluvià suministraban la mayor parte del material acumulado junto con parte de sus afluentes. Sin embargo la existencia de depósitos lacustres indica que la comunicación entre la Cubeta de Tortellà-Besalú y la cuenca ampurdanesa era restringida o nula pudiendo considerarse que el antiguo Fluvià vertía sus aguas en una zona lacustre no comunicada con el Empordà. Dicha cuenca se hallaría franqueada por depósitos detríticos aluviales tales como la unidad de Maià de Montcal.

Ya entrado el Cuaternario se producen las erupciones volcánicas responsables de la obturación del antiguo Fluvià. La interrelación de la dinámica fluvial con la volcánica es intensa habiendo condicionado el relleno del valle del río Fluvià en gran medida. Este fenómeno ocasiona la creación de zonas lacustres en las zonas de represa. A partir de este momento la red de drenaje se encaja empezándose a formar el sistema de terrazas observable en la actualidad. Esta dinámica debido a variaciones eustáticas y/o climáticas sería contemporánea a la apertura de la cuenca lacustre empezando a disminuir esta como tal y estableciéndose comunicación con el Ampurdán. El sistema de terrazas aluviales del río Fluvià es a partir de este momento extensible al Ampurdán. Sin embargo en la zona volcánica la interrelación de los procesos eruptivos con la erosión muestra claros ejemplos de erosión selectiva. La evolución del escarpe de Castellfollit de la Roca es un claro ejemplo de ello. El relieve del sector de Castellfollit antes de las erupciones volcánicas respondía a un valle fluvial típico. La primera gran emisión de lava basáltica fluida, originaria del llano de Batet, vertió los materiales hacia el Oeste y bajo por el valle del Fluvià alcanzando la confluencia de este con el Llierca. Una segunda corriente de lava proveniente del lado de Begudà, recubre la primera colada y se detiene, probablemente a causa de un codo que formaba el valle primitivo, hecho que permitió el apilamiento de 30 m de potencia de basalto. Las lavas superiores obstruyeron el valle del Fluvià taponando su desagüe. En este estadio el río Fluvià al ser represado originó aguas arriba del represamiento una zona lacustre. Esta se relleno con materiales piroclásticos provenientes de la erupción de otros volcanes cercanos. En este estadio el curso del Turonell excava un nuevo lecho incidido dentro de la colada. Una vez relleno el represamiento el río Fluvià se abre paso excavando su lecho como anteriormente lo hizo el Turonell. En el caso del Fluvià este excava el contacto de las lavas con los materiales eocénicos.

Entran en erupción los volcanes Repàs y Cairat emitiendo pequeñas corrientes de lava. Al final de los estadios glaciales tanto el Turonell como el Fluvià, erosionan la base del escarpe que retrocede paralelamente. El aspecto actual del valle del Fluvià aparecen diversas terrazas escalonadas que indican diferentes niveles de base. La dinámica erosiva se mantiene y prueba de ello son los desprendimientos que periódicamente ocurren en el escarpe de Castellfollit.

El incremento de circulación de aguas en los períodos lluviosos acentuaría la formación del sistema cárstico en el substrato de la cubeta Tortellà-Besalú produciéndose los primeros colapsos y socavones que podrían haber estado asistidos sísmicamente. Los socavones descritos están relacionados con los yesos de Beuda infrayacentes a las margas eocenas, siendo consecuencia de su disolución. El desnivel existente entre la zona de infiltración de las aguas (Relieves calizos al Norte de la depresión de Tortellà-Besalú) proporciona presión suficiente para que el agua pueda aprovechar planos de fractura y salir al exterior. Durante el ascenso el agua disuelve los yesos del substrato dando lugar a un intenso proceso de carstificación. El colapso de las cavidades formadas se traduce en la aparición de depresiones en superficie y la formación de pequeños lagos o estanques.

El Holoceno representa la continuidad de la dinámica habiendo quedado la cuenca lacustre restringida al actual lago de Banyoles y estanques asociados que aparecen en la Hoja vecina del mismo nombre Banyoles (295).

La edad de los depósitos aluviales es relativa si bien la presencia de cantos de procedencia volcánica los sitúa dentro del Cuaternario en su totalidad atendiendo a las dataciones conocidas

de los materiales efusivos. Las dataciones basadas solamente en la altura relativa, siempre conjeturales, son dudosas en esta zona debido a que el sistema de terrazas ha sido condicionado por la obstrucción de las coladas que han invadido los valles y han determinado la formación de terrazas de represa lo que añade dificultades a la hora de establecer una cronología relativa (Solé Sabarís, 1962).

Del análisis de las medidas radiométricas se desprende una edad cuaternaria para la totalidad de las muestras. No obstante la existencia de cantos de basalto en las facies detríticas infrayacentes a la formación Calizas de Usall, ya reseñada por (Solé Sabarís, 1962), implica la existencia de actividad volcánica previa al Pleistoceno inferior, edad asignada por (Julià, 1980) a la formación Usall.

3.5 PROCESOS ACTIVOS ACTUALES O SUBACTUALES QUE TIENEN UNA INCIDENCIA CON EL MEDIO NATURAL Y LAS ACTIVIDADES HUMANAS

La confirmación de la existencia del último período importante de actividad volcánica durante el Magdaleniense (Mallarach, 1985) demuestra que la actividad volcánica no se detuvo en tiempos recientes. Los terremotos destructores de 1427 y 1428 afectaron amplias áreas del Pirineo Oriental. Los últimos estudios parecen indicar que el de 1427 originó mayor devastación en el eje Amer-Olot, que se corresponde con la dirección de la falla d'Amer (Valles d'Hostoles y d'en Bas) de dirección NW-SE (Hoja de Banyoles 295). Respecto al terremoto de 1428 la mayor destrucción se concentró al N de la ciudad de Olot, es decir dentro del dominio de las estructuras cabalgantes de la unidad Sudpirenaica al N del cabalgamiento de Vallfogona.

Olot recibió los efectos de los terremotos destructivos de la serie 1427-28. El subsuelo de Olot, formado por alternancias de sedimentos y materiales volcánicos pudo amplificar los efectos de los sismos.

La existencia de escarpes mostrando niveles de columnas prismáticas supone un riesgo de desprendimientos nada despreciable. Sin duda el caso más espectacular se da en Castellfollit de la Roca, donde los desprendimientos ponen en peligro las edificaciones situadas al borde del escarpe. Los desprendimientos más recientes se han producido los meses de febrero y septiembre de 1976 y diciembre de 1977. La estructura de la formación basáltica no es homogénea, de forma que se pueden distinguir tres coladas. La causa del fenómeno está en la pérdida de propiedades resistentes de determinados niveles de la formación por procesos de meteorización la hidrólisis de los componentes silicatados y la gelivación. Los movimientos se conocen desde antiguo y el peligro de los mismos fue reseñado por Calderón (1906).

4. PETROLOGIA

4.1. LOS GRANITOIDES INTRUSIVOS HERCINICOS. INTRODUCCION

En la presente Hoja, los afloramientos correspondientes a los granitoides tardihercínicos se limitan a algunos núcleos de los apilamientos antiformales. Son comparables a los estudiados en

la zona situada más al norte, por Liesa (1988). En esta zona, ocupan una gran extensión, formando parte de los batolitos de Sant Llorenç y de la Junquera. En el ámbito de la Hoja es difícil reconocer las relaciones geométricas de los cuerpos intrusivos con la roca encajante pero se supone que deben tener características parecidas a los más septentrionales. Según Liesa (1988), la morfología de los cuerpos intrusivos, es paralela a la foliación regional, indicando una forma estratiforme de la intrusión. En esta zona se han cartografiado tres tipos distintos:

4.2. PORFIDO GRANITICO (1)

Dicho pórfido granítico a granodiorítico, se caracteriza por presentar fenocristales de feldespato potásico envueltos por albita, éste es el fenómeno que les caracteriza, ya que la textura es muy variable desde porfírica a granuda.

4.3. GRANITO BIOTITICO HETEROGRANULAR, LOCALMENTE CON MEGACRISTALES (2)

Este granito se diferencia porque puede tener megacristales de feldespato potásico, con un tamaño de grano más grande que la granodiorita y las tonalitas. Destacan megacristales idiomórficos de feldespato potásico en una matriz de cuarzo, biotita y plagioclasa del orden de 2 ó 3 mm. Este granito pasa gradualmente a una facies más ácida con menos contenido en biotita, con los feldespatos potásicos alotrimorfos y muchas cavidades miarólficas.

4.4. TORNALITA-GRANODIORITA BIOTITICO HORBLENDICA (3)

Esta tonalita entra localmente dentro del campo de las cuarzo-dioritas cuando disminuye su contenido en cuarzo, y en el campo de las granodioritas cuando aumenta la proporción de feldespato potásico. Se diferencian de los otros granitoides del área por su mayor índice de color, dado por la presencia de biotita de hábito tabular. La biotita y la hornblenda, a menudo, constituyen agrupaciones de pequeños cristales. En lugares puntuales, es notoria la ausencia de hornblenda en la tonalita.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Para determinar la historia geológica de una región caracterizada por la presencia de mantos de corrimiento es preciso conocer la evolución cinemática de estos, es decir, conocer su edad de emplazamiento y su posición palinspástica. La datación del emplazamiento se deduce del estudio de las relaciones entre sedimentos y estructuras (ver apartado de datación de las estructuras -Tectónica-), y la restitución de los mantos se realiza mediante la construcción de cortes geológicos compensados (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Vergés y Martínez, 1988; Martínez *et al.*, 1989). La evolución cinemática de una región, por la gran cantidad de datos necesarios, no puede quedar reducida al ámbito de una hoja a escala 1/50.000, por lo que se ha estudiado conjuntamente la historia geológica de todas las hojas del Pirineo oriental.

Para el conocimiento exacto de la historia geológica de los materiales paleozoicos, primero se ha de restituir la deformación alpina y posteriormente la hercínica (Muñoz, 1985). Así los

pequeños núcleos con rocas del zócalo aflorantes en la Hoja son alóctonos puesto que vienen transportados por el manto del Cadí desde posiciones más septentrionales.

La historia geológica de la presente Hoja se describe, por tanto, conjuntamente con la de las Hojas de Maçanet de Cabrenys, Figueres, Ripoll y la Pobla de Lillet, en lo que respecta a los rasgos generales. Sin embargo, se hace mayor énfasis en aquellos aspectos representados en el ámbito de la presente Hoja.

Para la evolución dinámica se tomarán de base los mapas palinspásticos publicados en Puigdefàbregas *et al.* (1986), modificados con datos de otros autores y con los datos aportados durante la confección de las hojas reseñadas. En cada mapa palinspástico se representa la distribución de facies, paleocorrientes y posición restituida de los mantos de corrimiento.

Paleozoico

Las rocas paleozoicas aflorantes en la Hoja corresponden a materiales terrígenos y carbonatados depositados en ambientes someros durante el Cámbrico y el Ordovícico. Las características azoicas de estos materiales así como las reducidas dimensiones de los afloramientos no permiten una mayor precisión. Estos materiales muestran pliegues apretados y una esquistosidad regional penetrativa resultado de la deformación hercínica. Durante los últimos estadios de la deformación hubo una intrusión de rocas graníticas que en algunos puntos aprovechó la disposición de las capas y/o esquistosidad.

Mesozoico

En el dominio de la Hoja, de la historia geológica ocurrida desde el final de la orogénesis hercínica hasta la deposición discordante de los materiales aluviales, fluviales y lacustres del Garumniense, no ha quedado ningún registro geológico. Es difícil saber si durante este lapso de tiempo hubo algún tipo de sedimentación en la zona de la Hoja. Lo que sí es importante es que bajo la discordancia del Garumniense sólo afloran materiales pertenecientes al Paleozoico inferior, es decir sedimentos cambro-ordovícicos y granitos tardi-hercínicos. No existe ni Paleozoico superior ni Pérmico ni Mesozoico, indicando una erosión profunda.

Más hacia el N, en una posición alóctona, el manto de Costoja-Bac Grillera nos indica que en posiciones más septentrionales sí existió sedimentación durante el Mesozoico. En los mantos de Costoja, Bac Grillera y Biure, la serie mesozoica está formada por Keuper, Jurásico y Cretácico superior discordante. Los depósitos del Cretácico superior están constituidos por sedimentos con facies de plataforma poco profunda. El Garumniense encima de la serie mesozoica también presenta facies continentales y lacustres como en el resto del Pirineo oriental. La polaridad de la cuenca durante el Garumniense era atlántica (Plaziat, 1973).

La zona de la Garrotxa parece haber actuado como una zona abombada desde el Cretácico superior hasta la actualidad, deducido de la estructuración alpina y de las facies sedimentarias durante el Cretácico superior y el Eoceno (Clavell *et al.*, 1988).

Paleógeno

Durante el llerdiense (secuencia deposicional del Cadí) se produjo una importante y generalizada transgresión procedente del Atlántico, sin conexión con el Tethys (Plaziat 1975). Esta falta de conexión podría ser debida a la existencia del macizo Corso-Sardo (Riba *et al.*, 1983). La paleogeografía respecto a la del Garumniense cambió debido a la existencia de los primeros relieves pirenaicos importantes en la parte oriental del Pirineo. En la Fig. 17 se han separado 3 grandes conjuntos de facies correspondientes a este período. Al S, los sedimentos continentales con paleocorrientes hacia el N, representados por los materiales del Grupo Pontils (Anadón *et al.* 1979). En la parte intermedia se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas con alveolinas y nummulites (Fms. del Cadí y de Orpi), las cuales llegaron a los 300 m de potencia. En la parte norte y limitados en la parte oriental por fallas extensionales (Estévez, 1973; Martínez *et al.* 1989; Pujadas *et al.* 1989) se sedimentaron los depósitos más profundos margosos de la Fm. de Sagnari, en algunos puntos con un espesor superior a 1.000 m. Durante el llerdiense se emplazó el manto de Biure (Pujadas *et al.*, 1989), el cual tuvo un desplazamiento probablemente desde el Paleoceno o anterior. La posición restituida de los mantos de Biure, Bac Grillera, Pedraforca y Cadí durante el llerdiense se deduce de los cortes compensados y restituidos publicados (Muñoz *et al.* 1986; Vergés y Martínez, 1988; Martínez *et al.* 1989; Pujadas *et al.*, 1989).

La sedimentación deltaica de la secuencia de Coronas durante el Cuisiense inferior marcó un cambio en las condiciones de la cuenca. Estos depósitos representaron una regresión ligada a la emersión de relieves pirenaicos. La ciclicidad y facies de la parte alta de la Fm. de Coronas indican un período de aparente calma tectónica.

Las facies de margas de talud junto con la aparición de slumps y olistolitos intercalados en la serie indican una profundización del surco de Ripoll durante la deposición de la secuencia de Armànçies, abarcando el Cuisiense medio y superior. El movimiento de los mantos constituidos por materiales mesozoicos y la parte inferior del Terciario produjo una flexión de la litosfera por carga (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Vergés y Martínez, 1988). Esta flexión se produjo al final de la sedimentación deltaica de la secuencia de Coronas formando un surco alargado de dirección E-W. Durante este período se depositaron en la cuenca una serie de megabrechas constituidas por bloques de calizas de plataforma con gran cantidad de fauna. Estas megabrechas se formaron debido a destrucción de la plataforma carbonática, probablemente debido a inestabilidad tectónica. Es muy difícil evaluar el área fuente de dichas plataformas, aunque los slumps estudiados muestran una paleopendiente hacia el S. El surco de Ripoll se mantuvo cerrado por el E, en la zona de La Garrotxa, donde continuó una sedimentación de plataforma carbonatada (Fm. de la Penya). Al S continuó la sedimentación continental representada por el Grupo Pontils.

Durante el Luteciense, la entrada de sedimentos terrígenos siliciclásticos en la cuenca de Ripoll, en parte por la transversal de Sant Joan de les Abadeses, propició una sedimentación turbidítica (Fm. de Campdevàrol). Las paleocorrientes observadas en Sant Joan de les Abadeses son N-S (Santisteban y Taberner, 1979) y pasan rápidamente a una dirección variable entre W y WSW, paralela al eje de la cuenca de Ripoll (Fig. 17).

La colocación del manto del Pedraforca durante este período (Martínez *et al.*, 1988) condicionó el cierre de la cuenca de Ripoll, por el margen occidental. Al E de Sant Joan de les Abadeses no se observan sedimentos siliciclásticos de esta edad, correspondiendo dicha zona a una zona

menos profunda (Clavell *et al.* 1988). En la parte alta de la serie turbidítica de ambos flancos del sinclinal de Ripoll se observa un progresivo carácter anóxico debido al cierre de la cuenca (Van Eeckhout 1990). En parte por encima y en parte en posición más meridional, se sedimentó una serie alternante de margas y evaporitas con una potencia superior a los 1.000 m (Martínez *et al.* 1989). En el flanco S del sinclinal de Ripoll (cercañas del pueblo de Vallfogona) se observa como los niveles métricos de yesos están intercalados entre niveles turbidíticos.

Durante el Luteciense superior y Bartonense, la secuencia de Bellmunt constituye el paso del carácter marino al carácter continental en todo el ámbito del surco de Ripoll. En la reconstrucción palinspástica de la Fig. 17 se observa una sedimentación aluvial y fluvial al N (Fm. de Bellmunt) que pasa a una sedimentación deltaica (Fm. de Coubet) hacia el S. La paleogeografía durante el depósito de dichos materiales fue compleja debido a la configuración existente en la zona después de la colocación de los mantos de Biure-Costoja-Bac Grillera y del Pedraforca. Al E, la terminación oriental del manto del Cadí, estuvo en parte controlada por la geometría previa del conjunto de fallas de Albanyà. La actividad transpresiva de dicha falla durante la compresión alpina controló la distribución de las paleocorrientes de la Fm. de Bellmunt (Hoja de Olot, Martínez *et al.*, 1991). Al W de la zona de La Garrotxa las paleocorrientes muestran siempre una dirección hacia el W y WSW en la parte inferior de la serie y paleocorrientes N-S en la parte más alta.

En las cercañas de la terminación oriental del manto del Pedraforca, el relieve en continua formación junto con los sistemas aluviales y fluviales provenientes de dicho relieve (Busquets, 1981; Martínez *et al.*, 1988) producen un cambio en la dirección del sistema fluvial encajado en el surco de Ripoll. El emplazamiento del manto del Pedraforca es continuo a lo largo de casi toda la sedimentación de la secuencia de Bellmunt. Esto se deduce de las relaciones entre las estructuras y los sedimentos sintectónicos observables en la terminación oriental del citado manto (Martínez *et al.* 1988). Durante la sedimentación del sistema aluvial y fluvial de Bellmunt, se produjo el plegamiento del sinclinal de Ripoll como puede observarse por las numerosas discordancias visibles a nivel cartográfico (Hojas de Olot, Ripoll y La Pobla de Lillet). Este plegamiento se produjo por el emplazamiento de unidades con rocas paleozoicas al N, formando un apilamiento antiformal y por el emplazamiento sincrónico del manto del Cadí. Durante la sedimentación de la secuencia de Bellmunt, había un cambio gradual de facies desde facies aluvial y fluvial al N, facies deltaicas en la parte central, y facies margosas distales de los aparatos deltaicos ocupando el centro de la cuenca.

Neogeno

Durante el Neogeno se formaron una serie de cuencas en el Pirineo oriental, relacionadas con sistemas de fallas de dirección NE-SW y E-W. La falla del Tet de dirección NE-SW es la más importante y tiene asociadas a las cuencas de Conflent, La Cerdanya y La Seu d'Urgell (Cabrera *et al.*, 1988; Fig. 17).

La formación de la cuenca del Empordà estuvo condicionada por la reactivación y formación del sistema de fallas extensional de dirección NNW-SSE que limita a la cuenca por el W. Las cuencas neógenas del Pirineo oriental (Fig. 17) aparecen ligadas a las cuencas formadas por el sistema extensional de fallas del Ródano y están relacionadas con los procesos compresivos de

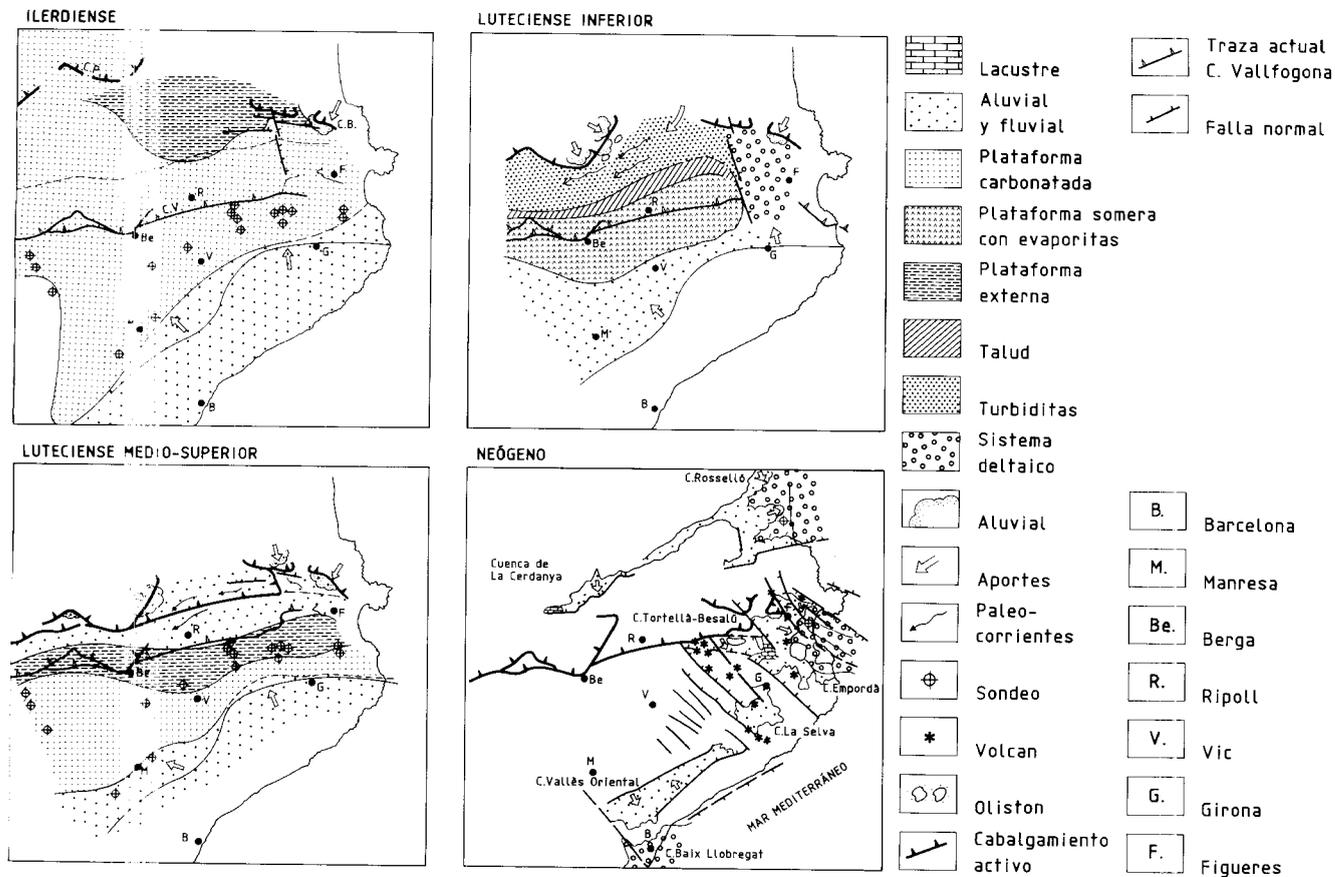


Figura 17. Secuencia de mapas palinspásticos del margen NE de la Península Ibérica durante el Terciario. Se han tomado como base los mapas palinspásticos publicados en Puigdefàbregas *et al.* (1986), modificados con datos de otros autores y con los datos aportados durante la confección de las Hojas de Figueres, Olot, Ripoll y la Poble de Lillet.

dirección E-W de los Alpes occidentales durante el Mioceno plegando a los materiales sintectónicos (Bergerat 1981; Cabrera *et al.*, 1988). Estos materiales afectados están recubiertos discordantemente por sedimentos del Mioceno más superior-Plioceno tanto en la cuenca de la Cerdanya como en la del Rosselló (Calvet 1985).

Los materiales miocénicos que afloran en la parte SE de la Hoja representan el registro del relleno de la cuenca de l'Empordà. La cuenca de Tortellà-Besalú fue una cuenca satélite de la de l'Empordà. Los materiales que rellenaron la cuenca se depositaron en el Plioceno y no se descarta la posibilidad de que fueran contemporáneos a las erupciones efusivas precuaternarias (Solé Sabarís, 1962).

Durante el Pliocuatnario se depositaron las unidades terrígenas continentales de Tortellà y Sant Eudald. La paleogeografía en este instante era similar a la actual. Los ríos Llierca y Fluvià, con parte de sus afluentes, suministraban la mayor parte del material acumulado. Sin embargo la existencia de depósitos lacustres indica que la comunicación entre la cuenca de Tortellà-Besalú y la cuenca de l'Empordà era restringida o nula, con lo que el antiguo Fluvía podía verter sus aguas en una zona lacustre no comunicada con el Empordà. Dicha cuenca se hallaría franqueada por depósitos detríticos aluviales tales como la unidad de Maià de Montcal.

Cuatnario

Durante el Cuatnario se produjeron las erupciones volcánicas responsables de la obturación del antiguo Fluvià. Este fenómeno ocasionó la creación de zonas lacustres en las zonas de represa. A partir de este momento la red de drenaje se encajó empezándose a formar el sistema de terrazas observable en la actualidad. Este fenómeno debido a variaciones eustáticas y/o climáticas sería contemporáneo a la apertura de la cuenca lacustre empezando a disminuir esta como tal y estableciéndose comunicación con la cuenca del Empordà. El sistema de terrazas aluviales del río Fluvià es a partir de este momento extensible al Empordà. El incremento de circulación de aguas en los períodos lluviosos acentuó la formación del sistema cárstico en el substrato de la cuenca de Tortellà-Besalú produciéndose los primeros colapsos y socavones que podrían haber estado asistidos sísmicamente.

El Holoceno representa la continuidad de la dinámica habiendo quedado la cuenca lacustre restringida al actual lago de Banyoles que aparece en la Hoja de Banyoles.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

6.1.1. Minería

En esta Hoja no existe ninguna explotación minera activa, pero sí son abundantes las minas abandonadas, que se sitúan siempre en los afloramientos paleozoicos y graníticos. Los yacimientos estratiformes solo están representados por una pequeña mina abandonada, la de Can Agustí (Montagut). Esta mineralización encajada en los esquistos cambro-ordovícicos consiste

en disseminaciones y lentejones masivos de sulfuros (galena, esfalerita y pirita, y en menor cantidad de calcopirita arsenopirita y bismutinita). Los yacimientos filonianos, de la Hoja, se encuentran en filones de dirección NW-SE (buzando hacia el NE) y situados siempre en granitos. Son mineralizaciones tardi-hercínicas, a menudo removilizadas durante la orogenia alpina. Se pueden agrupar en función de su mineralogía en mineralizaciones de Pb y Ba, Ba, y Fe.

Mineralizaciones de Pb y Ba

Se sitúan en los granitos de Talaixà y siempre próximas a la superficie de erosión pre-garumniense; en estas predominan la galena y la baritina, con presencia de calcopirita, pirita, goethita y malaquita. Existen antiguas explotaciones en Bassegoda (Can Menera) y en Ormoier (Mines d'en Casal).

Mineralizaciones de Ba

Son filones de baritina con calcopirita, pirita, goethita, azurita y malaquita. Se localizan en los granitos de Oix, en las explotaciones abandonadas de La Ferreria y de Mines de Can Quic

Mineralizaciones de Fe

Tan solo ha sido explotado un yacimiento de hierro, la Mina de Sant Feliu (al N de la Ermita de Riu), está situado sobre un skarn, en el contacto entre granito y calizas cambro-ordovícicas y presenta goethita, hematites, magnetita, maguehimita, tremolita y granate.

Mineralizaciones estratiformes

La Mina de Sant Feliu (Ermita de Riu)

De esta pequeña explotación se extrajeron unas 1000 Tn de material. La mineralización está situada en un tramo de 10 m de potencia constituido por esquistos muy carbonosos. Este conjunto se sitúa entre micaesquistos a muro y dolomías a techo. Los sulfuros se encuentran, en niveles centimétricos dentro de los micaesquistos grafitosos (ver columna sintética en el mapa). La mineralización está formada por galena, esfalerita y pirita, y en menor proporción, calcopirita, arsenopirita y bismutinita (Ayora y Casas, 1986). La disposición estratiforme de la mineralización, la abundancia de galena y esfalerita respecto a la pirita y el tránsito lateral a niveles sedimentarios con Ba, indican una génesis sedimentaria para el yacimiento. Además, la falta de relación con el volcanismo de la serie, indican un modelo deposicional «exhalativo-sedimentario» (Ayora y Casas, 1986).

Tanto por la mineralización como por el contexto regional, el yacimiento de Sant Feliu puede compararse con otros yacimientos estratiformes de la región como los de la Vall de Ribes (Ayora 1980; Robert 1980; Hoja de Ripoll; Muñoz *et al.*, 1991).

6.1.2. Canteras

Los materiales canterables más destacados de la Hoja son: yesos, materiales calcáreos y áridos, y con menor importancia basaltos. En general son explotaciones de producción pequeña, aunque en los tres primeros casos las explotaciones son abundantes y en conjunto pueden llegar a dar volúmenes apreciables.

Los yesos se explotan a lo largo de los afloramientos de la formación Beuda, principalmente, entre las localidades de Tortellà, Beuda y Besalú; son explotaciones pequeñas, cuyas producciones oscilan entre las 6.000 y las 60.000 Tm/año (datos de 1983).

Las explotaciones de materiales calcáreos eocenos (margas, margocalizas y calizas) son abundantes, pero de poca entidad, excepto la de Beuda (calizas), con una producción mediana; son usados para la fabricación de cementos y para áridos de trituración. Hay que considerar a parte la explotación de creta de Crespià, en donde se explotan los travertinos de Banyoles, de edad cuaternaria.

Las extracciones de áridos se realizan en los aluviales de los ríos Fluvià y Llierca, y de forma aislada en otros cursos menores. Se intentó aprovechar los conglomerados ¿pliocenos? como fuente de áridos pero la abundante matriz arcillosa, el bajo coeficiente de aprovechamiento y unas reservas medianas, han desaconsejado por ahora su explotación. En algunos conos volcánicos se ha realizado la extracción del lapilli, sobre todo, con maquinaria pesada, a partir del la década de los 70. Principalmente han sido objeto de explotación los volcanes Croscat, Puig de Martinyà y sectores periféricos (Hoja de Banyoles). Algunos volcanes cerca de la población de Olot también fueron objeto de canteras (volcán de Montsacopa). A partir de 1975, la extracción de lapilli ha sido del orden de 100-150.000 Tm/año, incluso habiéndose duplicado en algunos años. Se ha utilizado como prefabricados ligeros de hormigón, aditivo del cemento, substrato en jardinería o horticultura, etc. A partir de 1991, en aplicación de la Ley de protección vigente, se ha previsto que cese totalmente la actividad de la única explotación existente, situada en el volcán Croscat, declarado Reserva Natural.

También presenta un cierto interés la explotación de basaltos de Castellfollit de la Roca, la única en toda la región volcánica de la Garrotxa que aun sigue activa; su producción es pequeña y el producto es destinado a rocas ornamentales, piedras de construcción, áridos de trituración en pavimentos especiales e industrias diversas. Actualmente, estas explotaciones se permiten siempre que haya una posterior restauración.

6.2. HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja de Olot pertenece a dos cuencas hidrográficas: La del Fluvià, que corre de W a E por la llanura de Besalú-Tortellà y la de la Muga, en el sector NE, de poca importancia. La zona montañosa de la alta Garrotxa constituye un sistema hidrogeológico, formado principalmente por rocas carbonatadas y ocupa una gran área con unos niveles pluviométricos elevados, que varían entre 630 mm y 1165 mm.

Tres tipos de acuíferos han sido distinguidos en la zona (Sanz, 1981): el acuífero conectado a las calizas eocenas, a los yesos y a los travertinos. Los materiales pliocenos, discordantes sobre los materiales eocenos, que ocupan la parte oriental de la Hoja constituyen otro acuífero. Los 4 tipos de acuíferos distinguidos pueden estar conectados en profundidad.

Las salidas del sistema hidrogeológico se localizan en el llano de Espolla-Usall, Vall de Sant Miquel de Campmajor (en la Hoja de Banyoles) y Vall del Fluvià. Sin embargo, los valores de salida parecen indicar que la mayor parte del agua circula de una manera subterránea, lo cual está en concordancia con la naturaleza de los materiales y con la disposición estructural de estos (ver cortes geológicos).

6.2.1. La red fluvial

La red fluvial está formada por el río Fluvià, que corre de W a E, y sus afluentes, el Llerca y el Borró que corren de N a S. La disposición de la red fluvial está totalmente influenciada por la estructura de la Garrotxa. Así los afluentes tienen unos perfiles muy inclinados, lo que posibilita un drenaje muy rápido. Tanto por la pluviometría como por los perfiles indicados, el río Llerca tiene un régimen de tipo torrencial con efectos catastróficos en los años 1907, 1940, 1963, 1970 y 1977 (Sanz, 1981). El Fluvià y el Riudaura tienen características similares.

6.2.2. Sistemas cársticos

Los ríos Llerca y Borró, tienen pérdidas importantes de caudal cuando transcurren encima de calizas, lo que presupone la existencia de un sistema cárstico actual. Existen numerosas estructuras cársticas diseminadas en las calizas eocenas de La Garrotxa. Sin embargo, no guardan relación alguna con el sistema actual (Sanz, 1981).

La zona de la llanura ocupada por el río Fluvià transcurre por encima de yesos. Esta zona ha estado afectada por hundimientos provocados por la disolución de estos yesos (Fig. 17), que produce hundimientos y abombamientos de las terrazas próximas al pueblo de Besalú. Junto a los socavones, manan fuentes cargadas de sulfatos (fonts pudentes), en St. Jaume de Llerca y en Dosquers. Según el mismo autor, el sistema cárstico importante se ha desarrollado en calizas infra-yesos y las aguas ascienden produciendo la disolución de éstos.

En la cubeta de Besalú-Tortellà se pueden contabilizar 42 ejemplos de colapsos o antiguas dolinas embudiformes. En algunos de ellos se puede apreciar actualmente el nivel freático como en la localidad de Besalú, 40 m de desnivel de altura y un diámetro de 100 m.

6.2.3. Explicación regional

La conclusión hidrológica regional del trabajo de Sanz, 1981, es que el lago de Banyoles está relacionado con la zona de la Garrotxa, conectado por un acuífero en profundidad. Sin embargo, el corte sintético realizado en la Fig. 13 indica que el manto del Cadí, con calizas, queda separado de las del autóctono, por materiales presumiblemente evaporíticos, dificultando en teoría la conexión de las aguas.

6.2.4. **Aquíferos Cuaternarios**

Aquíferos basálticos

Son los que se desarrollan en los materiales volcánicos de la región de Olot. Éstos tienen un gran desarrollo en la cabecera del río Fluvià. En la vertical de Olot la potencia de las formaciones volcánicas (aluviales y lacustres interestratificadas), llegan a los 150 metros de espesor. Sus recursos útiles se calculan en unos 10 Hm² y su transmisividad en los acuíferos cautivos es de unos 9.000 m²/día. Todos los núcleos urbanos e industriales de la zona se abastecen de estos acuíferos a través de numerosas captaciones.

6.3. GEOTERMIA

El cálculo de los flujos de calor, abordado en la Península Ibérica como contribución al mapa europeo a partir de los datos de los sondeos petrolíferos (Albert-Beltrán, 1979), dio unos valores altos para la zona de Olot. Estudios más recientes y detallados muestran un valor de 30 a 40mK/m, considerado un valor normal de gradiente de temperatura.

Las fuentes de la zona de Olot, cercanas a la región volcánica, tienen una temperatura de salida ambiental. Los puntos de agua con temperaturas elevadas se sitúan al S de Amer (Riba, 1975) sin relación aparente con el volcanismo cuaternario. Estas fuentes termales están asociadas a las fosas de la Cordillera Costero Catalana (I.G.M.E., 1986) y tienen unas temperaturas de salida entre 30 y 70 grados, siendo la temperatura del depósito entre 60 y 130 grados (Albert-Beltrán *et al.*, 1979), siendo interpretadas como debidas a la convección forzada de las aguas (Fernández y Banda, 1989).

7. **PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO**

El volcanismo de las tierras gerundenses constituyen la mejor región volcánica cuaternaria de la Península Ibérica. Ésta queda incluida principalmente en las hojas de Olot y Banyoles, y parte en las de Ripoll y Manlleu. Tiene unos cuarenta edificios eruptivos generados por dinamismos estrombolianos e hidromagmáticos, con numerosas coladas de lavas basálticas.

Ya que se trata de un volcanismo reciente (la última datación obtenida es de 11.500 años) y la zona es de clima húmedo, el grado de conservación morfológica que presentan es muy remarcable. Por otro lado los depósitos cuaternarios asociados a las formaciones volcánicas de tipo fluvio-lacustre y palustre, constituyen un registro sedimentario completo de más de 300.000 años, que presentan también un gran interés. Estas son las razones del excepcional valor científico, didáctico y pedagógico que ofrece esta región, por lo cual fue declarada, en el año 1982, Paraje Natural de Interés Nacional. Tres años más tarde la ley 12/1985 de Espacios Naturales de Catalunya, la reclasificó en Parque Natural, al mismo tiempo que calificaba de Reservas Naturales una veintena de conos volcánicos y una colada de lava viscosa.

Hay que destacar que, el Parque Natural de la Zona Volcánica de la Garrotxa, tiene la característica de haber sido declarado espacio de especial protección, principalmente, por sus valores geológicos, quedando en segundo plano los valores botánicos y paisajísticos.

Este Parque, recibe regularmente una gran afluencia de estudiantes, desde los niveles básicos

hasta los universitarios, los cuales realizan salidas de prácticas sobre el terreno. En Olot, existe el «Casal dels Volcans», que actúa como centro de acogida de los visitantes, así mismo es donde se centralizan los resultados de las investigaciones científicas. Dispone de una exposición permanente, publicaciones, itinerarios didácticos y servicio de guías.

8. BIBLIOGRAFIA

- AGUSTI J.; DOMÉNECH, R.; JULIÀ, R., y MARTINELL, J. (1990): Evolution of the Neogene Basin of Empordà (NE Spain). *Paleont. i Evol. Mem. Especial*, 2; 251-267.
- ALBERT, J. F. (1979): El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical. *Bol. Geol. Min.*, 90; 36-48.
- ALBERT-BELTRÁN, J. F.; COROMINAS, J., y PARÍS, C. (1979): El estudio hidrogeológico de los manantiales y su aplicación geológica: caso de las aguas termales, carbónicas y sulfídricas de Catalunya. *Acta Geol. Hispànica*, 14; 391-394.
- ALMELA, A., y RÍOS, J. M. (1943): Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. *Boletín I.G.M.E.*, 56; 391-451.
- ANADON, P.; COLOMBO, F., ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P., y SOLÉ SUGRAÑES, L. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispànica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*. (14); 242-270.
- ARAÑA, S.; APARICIO, A.; MARTÍN ESCORZA, C.; GARCÍA CACHO, L.; ORTIZ, R., VAQUER, R.; BARBERI, F.; FERRARA, G.; ALBERT, J., y GASSIOT, X. (1983): EL volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geol. Hisp.* 18(1); 1-17.
- ASHAUER, H. (1943): La terminación oriental de los Pirineos. Traducc. española por J. M. Ríos en: *Publ. Alem. Geol. Esp.*, 2; 236-336.
- AYORA, C. (1980): *Les concentrations metàl.liques de la Vall de Ribes*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona (inédito); 1-223.
- AYORA, C., & CASAS, J. M. (1986): Strata-bound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocks from the Vall de Ribes. Eastern Pyrenees, Spain. *Mineral. Deposita*, 21; 278-287.
- BANDA, E., y CORREIG, A. M. (1984): The Catalan earthquake of February 2, 1428. *Eng. Geol.*; 20: 89-97.
- BERGERAT, F. (1981): Le couloir rhodanien au Paléogène: analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 23; 329-343.
- 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.

- BRIAIS, A.; ARMUJO, R.; WINTER, T.; TAPPONNIER, P. & HERBECQ, A. (1990): Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicae*, IV (1):19-42.
- BURJACHS, F.; CARTAÑA, M., y MONTEIS, J. (1985): Primers resultats sobre la paleoclimatologia i dinàmica del dipòsit lacustre quaternari del «Pla del Estany» (St. Joan Les Fonts, Garrotxa). *Vitrina*, 1; 27-36.
- BUSQUETS, P. (1981): *Estratigrafia i sedimentologia del Terciari pre-pirinenc entre els rius Llobregat i Ter*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona (inédito); 1-543
- CABRERA, L.; ROCA E., & SANTANACH, P. (1988): Basin formation at the end of strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). *J. geol. Soc. London*, 145; 261-268.
- CADIOT, B. (1979): Les effets en France du séisme catalan de 1428. *Mém. B.R.G.M.* 96: 261-268.
- CALDERÓN S.; CAZURRO, M., y FERNÁNDEZ, L. (1906): Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Natural.*, 5; 159-490.
- CALVET, M. (1985): Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'est des Pyrénées: l'exemple du horst des Albères. *Rev. Géol. Dynam. Geogr. Phys.* 26 (2); 119-130.
- CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; SOLER V., y CHICHARRO, P. (1989): Paleomagnetismo del volcanismo de Cataluña: resultados preliminares. *Cuad. Geol.*, 12; 83-93.
- CASAS, A.; TORNE, M., y BANDA, E. (1987): Mapa Gravimètric de Catalunya. Escala 1/500.000 Servei Geològic de Catalunya. *Institut Cartogràfic de Catalunya*. (Barcelona). 1-135.
- CASTERAS, M., y AURIOL, L. (1958): Les témoins de la couverture posthercynienne de la zone axiale à l'Est et Sud-Est du Canigou. *Bull. SDoc. Géol. Fr.*, 6ème Sér. (8):871-880.
- CLAVELL, E. (1991): *Les conques Terciàries petrolíferes de Catalunya*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona (inédita).
- CLAVELL, E.; DEFALQUE, G., y REGUANT, S. (1970): La situación estratigráfica de la «margas de Bañolas». *Acta Geol. Hispànica*, 5(4); 94-96.
- CLAVELL, E.; MARTÍNEZ, A., y VERGÉS, J. (1988): Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geol. Hispànica*, 23(2); 129-140.
- COSTA, J. M. (1989): *Turbidites de Ripoll, relació amb llurs plataformes*. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelo.
- DAIGNIERS, M.; GALLART, J.; BANDA, E., y HIRN, A. (1982): Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. *Earth and Planetary Science Letters*, 57; 88-100.
- DONVILLE, B. (1970): *Géologie néogène et âges des eruptions volcaniques de la Catalogne orientale*. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse. 139 pp.

- DROBNE K. (1977): Alveolines paleógenes de la Slovenie et de l'Istrie. *Mém. Suiss. Paleont.* 99; 1-131.
- 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 cobertera. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 21; 123-133.
- ESTEVEZ, A. (1973): La vertiente meridional del Pirineo Catalán al norte del curso medio del río Fluvià. *Publi. Univ. de Granada*; 1-519.
- FAYAS, J., y DOMENECH, J. (1974): Morfología volcánica de Olot y su interés hidrológico. *Agua*, 85: 20-31.
- FEIST, M., et 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.
- FERNÁNDEZ, M., y BANDA, E. (1989): An approach to the thermal field in northeastern Spain. *Tectonophysics*, 164; 259-266.
- FERRER, J. (1967): *Bioestratigrafia y micropaleontologia del Paleoceno y Eoceno del borde sud-oriental de la depresión del Ebro*. Tesis doct. Univ. Barcelona.
- FERRER, J. (1971): El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). *Mem. Suisses Paléont.*, 90; 1-7.
- FLETA, J.; ESCUER, J.; VERGÉS, S., J., PUJADAS, J., y MARTÍNEZ-RIUS, A. (1993): Memoria de la Hoja de Figueres. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.
- FONTBOTÉ, J. M. (1962): *Informe interno BERGA PERMITS*. Unión Explosivos Río Tinto. (Inédito).
- FONTBOTÉ, J. M. (1984): Algunas consideraciones sobre el marco geodinámico del volcanismo pirenaico. *Dpto. Petrología, Fac. Geología, Univ. Barcelona*; 1-18.
- FONTBOTÉ, J. M.; COLOM, G., y LINARES, A. (1957): Sobre la estratigrafia del Eoceno del Alto Llobregat. *Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada*. fasc. IV Reunión del Terciario, Sabadell.
- FONTSERE, E., e IGLESIES, J. (1971): Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. *Fund. Salvador Vives Casajuana*; 1-547.
- GALLART, J. (1981): Estudi de l'estructura de la crosta i el mantell superior als Pirineus segons tècniques de perfils sísmics. Implicaciones geodinàmiques. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona; 1-215.
- GALLART, J. (1982): Aportación de la geofísica al conocimiento geodinámico de los Pirineos. *Rev. de Geofísica*, 38, 13-30.
- GALLART, J.; OLIVERA, C.; DAIGNIERS, M., y HIRN, A. (1982): Quelques données récentes sur la relation entre fractures crustales et séismes dans les Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 24 (2); 293-298.

- GEOTECNIS (1988): *Etude neotectonique des Pyrenees Orientales*. Groupe d'Étude Tectonique et Sismotectonique de Montpellier. (Inédito).
- GICH, M. (1969): Las unidades litoestratigráficas del Eoceno pre-pirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 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. Hispànica*, 3; 13-18.
- GIMÉNEZ, J. (1989).- *Els materials deltaics i de plataforma del Cuisià inferior (Eocè inferior) de la conca sudpirenenca catalana. Sector de Bagà-Pobla de Lillet*. Tesis de Llicenciatura. Univ. de Barcelona (inédito); 1-200.
- GIMÉNEZ J. y VERGÉS, J. (1991): Los pliegues de la Formación Coronas (Unidad Cadi): Origen tectónico versus origen sinsedimentario. *Resúmenes I Congreso Español del Terciario*.
- GISBERT, J. (1980): *Estudio geológico-petrológico del Estefano-Pérmico de la sierra del Cadi (Pirineo de Lérida)*. *Diagénesis y sedimentología*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza; 1-314.
- GOULA, X.; OLIVERA, C.; ESCUER, J.; FLETA, J., y RIERA, T. (1990,a): The 1.427-28 earthquakes in Catalonia: Historical traces and geological context». *Excursion Guidebook*. XXII General Assembly, E.S.C. WS2; 1-34.
- GOULA, X.; OLIVERA, C.; ESCUER, J.; FLETA, J.; GRELLET, B., y BOUSQUET, J. C. (1990,b): Neotectonics and seismicity of the Area of the Seismic Crisis of 1.427-28. *XXII General Assembly European Seismological Commission WS2*; 1-115.
- GUERIN, G.; BENHAOU, G., y MALLARACH, J. M. (1985): Un exemple de fusió parcial en medi 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 rios Segre y Llobregat (prov. de Lérida). *Bol. Geol. Min.*, 73; 329-371.
- HOTTINGER, L. (1960): Recherches sur les Alveolines du Paléogène et de l'Eocene. *Mem. Suisses Paléont.*, 75-76; 1-243.
- HOTTINGER, L. (1977): Foraminifères oprculiniformes. *Mem. du Mus. Nat. Hist. Nat. Paris Sciences Terre*, 40: 1-159.
- I.G.M.E. (1986): Síntesis de datos termométricos a nivel nacional. I.G.M.E.; 1-201.
- JULIÀ y BRUGUES, R. (1980): La conca lacustre de Banyoles-Besalú. *Monografies del Centre d'Estudis Comarcals de Banyoles*; 1-187 p.
- JULIÀ, R., y VILLALTA, J. F. (1979): El yacimiento de vertebrados del Pleistoceno inferior de Crespí (Girona, NE de la Península Ibérica). *Act. Geol. Hisp.* 19: 129-138.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRIO, A., y CONDE, L. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica. *Instituto Geológico y Minero de España*, 113 pp.
- KAPellos, C., et SCHAUB, H. (1975): L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrenées et en Crimée.

Correlation des zones à grans Foraminiferes et à Nannoplancton. *Bull. Soc. Géologue de France*, 7, XVII; 148-161.

- KROMM, F. (1966): La sedimentation eocene entre la zone pre-pyreneenne et la cordillere pre-littorale catalane (prov. de Gerone et de Barcelone, Espagne). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 103, ser.B(1); 1-3.
- KROMM, F. (1967).- Caractères géologiques principaux de la region d'Olot-Besalú (prov. de Gerone, Espagne). *Actes Soc. Linn.*, 104, ser.B(17); 4-18.
- KROMM, F. (1968): Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et la Cordillère pré-littorale catalne (Province de Gerone et Barcelone- Espagne). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 105, B,2:2-12.
- LEEDER, M .R., y ALEXANDER, J. (1987): The origin and tectonic significance of asimetric meander belts. *Sedimentology*, 34 (2): 217-226.
- LIESA, M. (1988): El metamorfisme del vessant sud del massís del Roc de Frausa (Pirineu Oriental). Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- LIESA, M.; VERGÉS, J.; MARTÍNEZ-RIUS, A.; ESCUER, J., PUJADAS, J.; MUÑOZ, J.; TOSQUILLA, 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.
- LLOPIS, N. (1942): Sobre la estructura de la Garrotxa y la estructura del borde Occidental del Ampurdà. *Anales Univ. Barcelona*; 213-246.
- LÓPEZ, J., y RODRÍGUEZ, E. (1985).- La región volcánica mio-pleistocena del NE de España. *CG*, 41; 105-126.
- LUTERBACHER, H. P. (1969): Remarques sur la position stratigraphique de la Formation de Ager (Pyrénées méridionales). *Mém. Bureau Recherches géol. et Min.*, 69; 225-232.
- LYELL, C. (1842): *Principles of geology, vol 3: Volcanoes of Catalonia*. Londres.
- MALLARACH, J. M. (1982): Carta geològica de la regió volcànica d'Olot. Litologia i Geomorfologia Escala 1:20.000. *Ajunt. d'Olot*.
- MALLARACH, J. M. (1989): Els volcans. *Quaderns Revista de Girona*, Guies (Núm. 10): 95 pp.
- MALLARACH, J. M. (1990): *Monografia sobre el vulcanisme Quaternari de Catalunya*. Informes Servei Geològic de Catalunya (inèdit), Dept. Pol. Terr. i Obr. Pùb. Generalitat de Catalunya.
- MALLARACH, J. M., y RIERA, M. (1981): *Els volcans olotins i el seu paisatge*. Ed. Serpa. Barcelona.
- MALLARACH, J. M.; PEREZ, R. y ROURA, J. M. (1985): Aportacions al coneixement del clima i la vegetació durant el Quaternari recent, NE de la Peninsula Ibèrica. *Vitrina*, 1; 49-54.
- MALLARACH, J .M. i MARTÍ, J. (1987): El risc volcànic a la Garrotxa. *Vitrina*, 2; 5-12.
- MARTÍNEZ, A., VERGÉS, J., y MUÑOZ, J. A. (1988): Secuencias de propagación del sistema de cabal-

- gamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hispànica*, 23(2); 119-128.
- MARTÍNEZ, A.; VERGÉS, J.; CLAVELL, E., & 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.
- MASACHS, V. (1950): Aportación a una revisión del vulcanismo gerundense. *IGME, Libro Jubilar 1848-1849*, t1. Madrid.
- MASRIERA, A., et 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. (1993): Memoria de la Hoja de Berga. Mapa Geológico de España 1/50.000. I.T.G.E.
- MENGEL, O. (1908): Du Haut Vallespir à Olot, par l'haute Garrotxa. Itineraire géologique. *Club Alpin Fran. Bull. Secc. Canigó*; 226-232.
- MEY, P. H. W.; NAGTEAAL, P. J. C.; ROBERTI, K. J., & HARTEVELT, J. J (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41; 221-228.
- MUÑOZ, J. A. (1985): *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona (inédita), 1-305.
- MUÑOZ, J. A., SABAT, F. et SANTANACH, P. (1983): Cisaillement alpins et hercyniens dans la versant meridional de la zone axial des Pyrénées entre le Freser et le Ter. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296; 1453-1458.
- MUÑOZ, J. A., MARTÍNEZ, A. & VERGÉS, J. (1986): Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8(3/4); 399-405.
- MUÑOZ, J., VERGÉS, J.; MARTÍNEZ-RIUS, A.; FLETA, J., PUJADAS, J.; TOSQUELLA, J.; SANZ, J.; SAMSO, J. M., SAULA, E.; MATO, E., y BARBERA, M. (1993): Memoria de la Hoja de Ripoll. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.
- MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Provenance of arenites (G. G. Zuffa Ed.). *Reidel Publ. Company*; 65-93.
- OLIVERA, C.; GALLART, J.; GOULLA, X., & BANDA, E. (1986): Recent activity and seismotectonics of the eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129; 367-380.
- OLIVERA, C.; RIERA, A., y ROCA, A. (1990): Study of the 1427 Earthquakes in Catalonia. *XXII General Assembly European Seismological Commission WS2*, pp. 115.
- ORTÍ, F., BUSQUETS, P.; ROSELL, L.; TABERNER, C.; UTRILLA, R., y QUADRAS, M. (1988): *La fase evaporítica del Eoceno medio (Luteciense) en la cuenca surpirenaica catalana*. Nuevas aportaciones. Inédito.
- ORTÍ F., y ROSELL, L. (1990): *La sedimentación evaporítica del Luteciense marino en la Cuenca*

- Surpirenaica Catalana*. In: Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante: Nuevas aportaciones y guía de superficie. (Ed. Ortí y Salvany); 81-88.
- PALLI, L. (1972): Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limitrofes. *Publ. de Geologia*, 1. Univ. Autón. de Barcelona.
- PLAZIAT, J. C. (1973): Principales étapes de la paléogéographie dans le domaine péripyrénéen, au cours de l'Éocène inférieur et moyen. *Extr. Vol. Rés. Comm. Réunion Ann. Sc. de la Terre*. París; 1-342.
- PLAZIAT, J. C. (1975): L'Ilerdien a l'intérieur du Paléogène languedocien; ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen. l'Yprésien et le Paléocène. *Bull. Soc. géol. France*, (7); 168-182.
- PUIGDEFÀBREGAS, C., & SOLER, M. (1980): *Cardona Permits. The Eocene*. Informe interno de Unión Explosivos Río Tinto (inédito).
- PUIGDEFÀBREGAS, C.; MUÑOZ, J. A., & MARZO, M. (1986): Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Foreland basins (Ed. by P Allen & P. Homewood). *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 8, 229-246.
- PUJADAS, J. (1990): *Tectónica i sedimentació a les unitats de l'Empordà (Biure, Pirineu oriental)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, inédito; 1-73.
- PUJADAS, J.; CASAS, J. M.; MUÑOZ, J. A., & SABAT, F. (1989): Thrust tectonics and Paleogene syn-tectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3(3); 195-206.
- REGUANT, S. (1967): El Eoceno marino de Vic (Barcelona). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 68; 1-350.
- REY, P., et SOUQUET, P. (1974): Les synclinaux du lambeau de Baulou (Ariège): témoins d'une couverture garumnieuse discordante sur la zone nord-pyrénéenne. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 279, série D; 1147-1149.
- RIBA, O. (1975): Geotermismo de la zona volcánica de Olot. Nota preliminar sobre posibilidades geotérmicas. *Bol. Geol. Min.*, t. 86(1); 45-62
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. *Libro Jub. J.M. Ríos TII*; 131-157.
- RIOS, J. M.; ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1943): Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. 1a Parte: Observaciones geológicas sobre el borde sur de los Pirineos Orientales. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. LVI; 337-389.
- RIOS, J. M., y MASACHS, V. (1953). Memoria explicativa y mapa geológico de España. 1/50.000 Hoja núm. 295, Bañolas, IGME.
- ROBERT, J. F. (1980): *Etude géologique et métallogénique du Vall de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées Catalanes*. Thèse Université Franche-Comté. Besançon; 1-294.

- 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 LUTERBARCHER, H. (1973): El Paleógeno marino del Noroeste de España. *XIII Col. Europeo de Micropaleontologia. España*, 29 17 (61) 49.
- SAMSO, J. M. (1989): *Estudio estratigráfico, bioestratigráfico y sedimentológico del llerdiense 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. *Guía de la excursión C-4 del 14º Con.Intern Geologia*. Madrid.
- SAN MIGUEL, M. y SOLÉ SABARIS, L. (1933): Geología del Massís del Montgrí. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 129-145.
- SANTAMARÍA, J. (1983): *Estratigrafia y facies de la formación Armàncies entre los rios Freser y Arija (Prov. Gerona)*. Tesis de Licenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona.
- SANTIESTEBAN, C. (1977): *Estudio ambiental de la cuenca Eocena Prepirenaica entre Olot y Ripoll (Provincia de Gerona)*. Tesis de Licenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona.
- SANTIESTEBAN, C., y TABERNER, C. (1979): Facies y control tectónico de la cuenca eocena subpirenaica catalana. *Acta Geol. Hispànica*, 14; 237-241.
- SANZ, M. (1981): *El sistema hidrogeológico de Banyoles - La Garrotxa*. Tesis doctoral (inédita), Fac. Ciencias, Univ. Autón. Barcelona; 1-306.
- 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.
- SCHAUB, H. (1973): La sección de Campo (Prov. Huesca). *XIIIº Coloquio Europeo de Micropaleontologia*; 151-171.
- SCHAUB, H. (1981): Nummulites et Assilines de la Téthys Paleogène. Taxinomie, phylogenese et biostratigraphie. *Mem. Suiss. Paleont.* 104-106: 1-236.
- SEGURET, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Pub. USTELA, sér. Geol. Struct.* n.2, Montpellier; 1-155.
- SERVEI GEOLOGIC DE CATALUNYA (1979): Inventari de pous. Fulla 257 Olot.
- SERVEI GEOLOGIC DE CATALUNYA (1977-1989): Butlletí Sismològic.
- SOLÉ SABARIS, LL. (1933): La geología dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 33; 250-257.
- SOLÉ SABARIS LL. (1958): El Eoceno del Alto Valle del Ter (Ex. a Olot Nuria y Puigcerdà). *Guia III Congreso Inst. Est. Pirenaicos*; 7-9.
- SOLÉ SABARIS, LL. (1962): Observaciones sobre la edad del vulcanismo gerundense. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*. 34 (12); 359-375.

- SOLÉ SABARIS, LL. (1984): El socialista utópico Maclure i la descoberta del volcanisme Olotí. *Rev. Girona*; 87-92.
- SOLÉ SUGRAÑES, LL. (1970): Estudio Geológico del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat. Tesis doctoral. Univ. Barcelona.
- SOLÉ SUGRAÑES, LL., 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.
- SOLÉ SUGRAÑES, LL., y MASCARENAS, 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.
- 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 stratigráfico, biostratigráfico y sedimentológico del Cuisiense de la Cuenca Surpirenaica al Este de la falla del Segre. Informe para Síntesis Pirineo. ITGE (inédito).
- TOURNON, J. (1968): Le volcanisme de la province de Gerone (Espagne). Étude des basalts quaternaires et de leurs enclaves. Tesis doc. Univ. Paris VI; 1-9.
- ULLASTRE, J., y MASRIERA, A. (1983): Le passage Crétacé-Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles. *Géol. Méditerranéenne*, t.10; 277-281.
- 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.
- VERGÉS, J., y MARTÍNEZ, A. (1988): Corte compensado del Pirineo oriental: geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hispànica*, 23 (2); 95-106.
- VERGÉS, J.; MARTÍNEZ-RIUS, A.; FLETA, J.; PUJADAS, J.; TOSQUELLA, J.; SAMSO, J. M.; SANZ J.; MUÑOZ, J., y BARBERA, M. (1993): Memoria de la Hoja de la Pobla de Lillet. Plan Magna a escala 1/50000. I.T.G.E.
- VERGÉS, J.; MUÑOZ, J., y MARTÍNEZ, A. (1992): South Pyrenean fold-and-thrust belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In: Thrust Tectonics (K. McClay Ed.). Unwin Hyman;
- VIDAL, L. M. (1871): Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Catalunya. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. I; 209-247.
- VIDAL, L. M. (1898): Compte-rendu de l'excursion de Gerona a Olot et a San Juan de las Abadesas. *Bull. Soc. géol. France*, t. XXVI; 674-678.
- VILLALTA, J. F., y VICENTE, J. (1972): Una flora del Cuaternario antiguo en las cercanías de Crespià. *Acta Geol. Hispànica*, VII (4): 120-128.

- VILLARROYA, M., y CASAS, A. (1985): Interpretación cuantitativa de un perfil gravimétrico E-W, sobre el Sistema Transversal Catalán. *Rev. Inv. Geol.*, 41; 41-46.
- ZEYEN, H. J., y BANDA, E. (1988): Cartografía geofísica en Cataluña. I: El mapa aeromagnético. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2); 73-79.



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