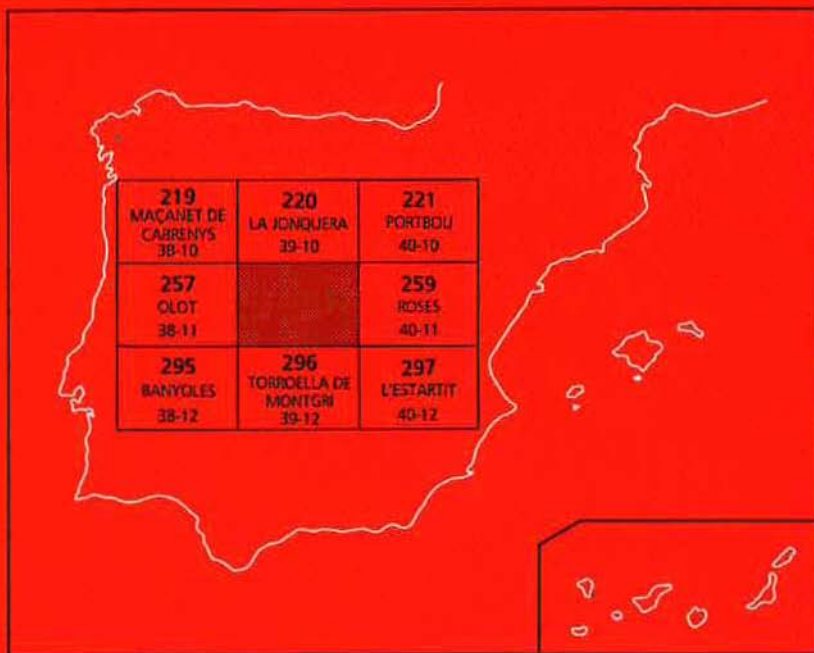




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



FIGUERES

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

FIGUERES

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:

J. Fleta (SGC) y J. Escuer (SGC), para los materiales neógenos, cuaternarios y volcánicos.

J. Pujadas (Univ. de Barcelona) para el Mesozoico y Eoceno.

J. Carreras (Univ. Autònoma de Barcelona), M. Liesa (Univ. de Barcelona) y M. Losantos (SGC) para el Paleozoico.

Memoria:

J. Fleta (SGC), J. Vergés (SGC), J. Escuer (SGC) y J. Pujadas (Univ. de Barcelona).

Cartografía geomorfológica:

J. Escuer (SGC).

Análisis paleontológicos:

J. Tosquella (Univ. de Barcelona) y J. M. Samsó (Univ. de Barcelona).

Coordinador del equipo de trabajo: J. Fleta (SGC)

Jefe de Proyecto: J. A. Muñoz (SGC).

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

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

Depósito legal: M. 34.704-1994
ISBN: 84-7840-197-0
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 Figueres	9
1. ESTRATIGRAFIA.....	11
1.1. Introducción.....	11
1.2. Cambro-Ordovícico (6).....	13
1.3. Triásico	14
1.3.1. Buntsandstein (7)	14
1.3.2. Muschelkalk (8).....	14
1.3.3. Keuper (9).....	14
1.4. Jurásico	14
1.5. Cretácico.....	16
1.5.1. Manto de Figueres-Montgrí	16
1.5.1.1. Berriasiense (12).....	16
1.5.1.2. Barremiense (12).....	16
1.5.1.3. Aptiense (13 y 14).....	17
1.5.1.4. Albiense (15).....	17
1.5.1.5. Cenomaniense, Turoniense, Coniaciense y Santoniense infe- rior (16).....	17
1.5.1.6. Santoniense (16)	17
1.5.2. Manto de Biure.....	17
1.5.2.1. Campaniense (17 y 18).....	17
1 5 3 Manto del Cadí	18
1 5 3 1 Garumniense (19 y 20).....	18
a) Unidad detrítica inferior (19).....	19
b) Unidad calcárea inferior (20).....	19
c) Unidad detrítica superior (19).....	19
d) Unidad calcárea superior (19).....	19

1.6. Eoceno.....	20
1.6.1. Ilerdiense	20
1.6.1.1. Fm. del Cadí (21)	20
1.6.1.2. Formación de Sagnari (22)	21
1.6.1.3. Unidad de brechas, conglomerados, areniscas y arcillas (23) .	21
1.6.2. Cuiensiense Inferior	22
1.6.2.1. Formación de Coronas (24 y 25)	22
1.6.2.2. Unidad de conglomerados, areniscas y arcillas (26)	23
1.6.3. Cuiensiense medio-superior y Luteciense inferior, medio y superior-Bartoniense.....	23
1.6.3.1. Formación de Armancies (27).....	23
1.6.3.2. Formación de Terrades (28, 29, 30 y 32).....	24
1.6.3.3. Formación de La Penya (18)	26
1.6.3.4. Formación de Bellmunt (33, 34, 35, 36 y 37)	26
1.7. Neógeno.....	28
1.7.1. Mioceno	32
1.7.1.1. Mioceno Superior (Turoliense) (38).....	32
1.7.2. Plioceno.....	34
1.7.2.1. Plioceno marino (Zancliense) (39) y (40)	34
a) Margas azules (39)	35
b) Arenas, gravas y arcillas con fauna marina (40)	36
1.7.2.2. Plioceno continental (Rusciniese)	37
1.7.2.2.1. Detríticos de área fuente eocénica (41)	38
1.7.2.2.2. Detríticos de área fuente paleozoica (42) y (43)	39
1.8. Cuaternario (44-59)	40
1.8.1. Depósitos aluviales.....	41
1.8.1.1. Terrazas fluviales.....	41
1.8.1.1.1. Terraza alta (44).....	42
1.8.1.1.2. Terraza media (46).....	42
1.8.1.1.3. Terraza baja (48).....	42
1.8.1.2. Aluvial actual (56)	42
1.8.1.3. Conos de deyección (49).....	42
1.8.1.4. Glacis de acumulación (45?, 47)	43
1.8.1.5. Meandros abandonados.....	43
1.8.2. Depósitos de llanura deltaica.....	43
1.8.2.1. Limos deltaicos (51)	43
1.8.2.2. Gravas deltaicas (52)	43
1.8.2.3. Arenas y gravas deltaicas (53)	45
1.8.3. Depósitos palustres (55)	45
1.8.4. Depósitos litorales.....	45
1.8.4.1. Marismas (59)	45
1.8.4.2. Playas (58).....	45
1.8.4.3. Dunas (57)	46
1.8.4.4. Cordones litorales (54).....	46

1.8.5. Depósitos cársticos.....	46
1.8.5.1. Terra rossa (50).....	46
2. TECTONICA.....	46
2.1. Introducción.....	46
2.2. Tectónica hercínica.....	49
2.3. Tectónica de compresión paleógena	51
2.3.1 Manto de Biure.....	51
2.3.2. Manto de Figueres-Montgrí	51
2.3.3. Manto del Cadí.....	51
Sinclinal de la Salut	53
Cabalgamiento de la Salut	53
Sinclinal de Vilaritg.....	53
Cabalgamiento inferior del manto del Cadí.....	53
2.3.4. Relación tectónica-sedimentación durante el emplazamiento del manto de Biure	54
2.3.5. Geometría del sistema de cabalgamientos	56
2.3.6. Edad de las estructuras	57
2.3.7. Discusión sobre las diferentes unidades alóctonas de la Hoja	57
2.3.8. Explicación del corte general de dirección E-W.....	59
2.4. Tectónica de distensión de edad neógena.....	60
2.5. Neotectónica.....	60
2.6. Estructura de la corteza.....	62
3. PETROLOGIA	64
3.1. Petrología de rocas volcánicas	64
3.1.1. Traquitas de Vilacolum (1).....	64
3.1.2. Basaltos de Arenys y Basseia (2)	65
3.1.3. Basaltos de Llers y Pedret (3).....	65
3.2. Petrología de rocas ígneas.....	66
3.2.1. Pórfido granítico (4)	66
3.2.2. Granito biotítico hornbléndico (5)	66
GRANODIORITA	66
4. GEOMORFOLOGIA.....	66
5. HISTORIA GEOLOGICA.....	67
6. MINERIA Y CANTERAS	74
6.1. Minería	74
6.2. Canteras	74
7. HIDROGEOLOGIA	74
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO.....	76
9. BIBLIOGRAFIA	76

0. INTRODUCCION

0.1. DESCRIPCION GENERAL DE LOS PIRINEOS

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

Los Pirineos, desde el punto de vista geográfico, constituyen una cadena montañosa de dirección general E-W, limitadas por la depresiones del Ebro al sur y Aquitania al norte, con una longitud de 425 Km, igual a la del istmo que separa la Península Ibérica del resto de Europa. En sentido geológico, la cadena alpina de los Pirineos tiene una longitud superior a los 1.100 Km y está constituida por un conjunto de unidades estructurales resumidas en la figura 1 (Muñoz *et al.*, 1983). La parte meridional de los Pirineos está separada, de oeste a este, en tres grandes regiones geológicas. El Pirineo occidental o 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 MERIDIONAL ORIENTAL

Las descripciones más antiguas de las unidades alóctonas de la vertiente meridional del Pirineo oriental se refieren, por orden cronológico, a los mantos del Montgrí (San Miguel de la Cámara y Solé Sabarís, 1933) y de Figueras (Solé Sabarís, 1933). Posteriormente se describieron las uni-

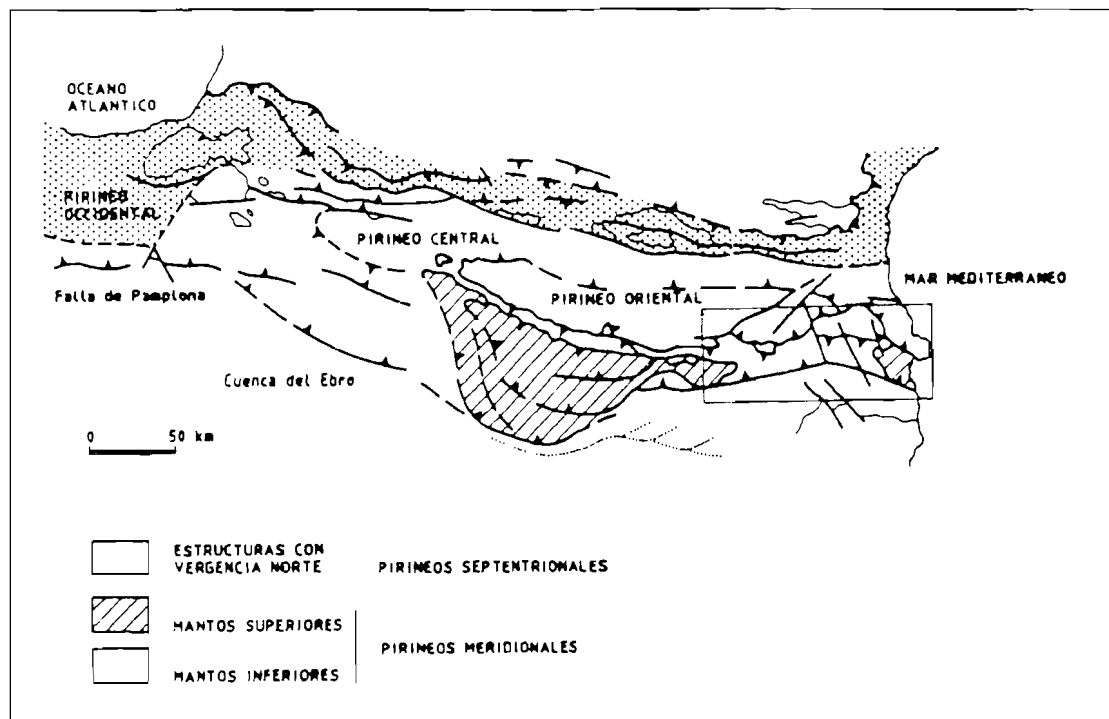


Figura 1. Mapa estructural esquemático con las grandes unidades tectónicas del Pirineo (Muñoz *et al.*, 1983), y situación del esquema tectónico del Pirineo Oriental.

dades de Bac Griller y Biure (Ashauer, 1943). La unidad del Pedraforca fue descrita, desde el punto de vista autóctono, por Guérin-Desjardins y Latreille (1962), mientras que Séguret (1972) lo hace como alóctono.

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

La importancia del cabalgamiento de Vallfogona fue puesta de manifiesto a partir de los trabajos de investigación petrolífera (perfiles sísmicos MO-7 y Pr-1 realizados por Fina Ibérica en 1972), publicados por 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 la tectónica y la sedimentación en el manto del Cadí (Muñoz *et al.*, 1983; Muñoz *et al.*, 1986; Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Vergés y Martínez 1988; Pujadas *et al.*, 1989). Los datos aportados con la realización del sondeo Serrat-1 (Unión Texas España Inc., 1988) situado en el flanco norte del sinclinal de Ripoll, en el manto del Cadí, condicionó una nueva interpretación de las unidades del Pirineo meridional oriental y de sus límites (Martínez *et al.*, 1989).

0.3. INTRODUCCION A LA HOJA DE FIGUERES

El Ampurdán se encuentra limitado al norte por el relieve de las Alberes y la Sierra de Rodes (Paleozoico, terminación Oriental del Pirineo), al sur por las Gavarres, al oeste por los relieves orientales de la Garrotxa (Terciario) y al este, se abre hacia el mar Mediterráneo. Constituye una amplia llanura entre el nivel del mar y la cota altimétrica de 150 m. En ésta depresión, el Eoceno se ha hundido por fallas entre el Sistema Mediterráneo y el Pirineo. El zócalo paleozoico se encuentra a unos 2.000 ó 2.500 m de profundidad y sobre éste se desarrollan unos 2.000 m de cobertera eocénica; ésta se encuentra suavemente plegada e intensamente fracturada en los bordes de la depresión. Por el oeste, la fosa se encuentra limitada por la Falla de Albanyà, que puede alcanzar como máximo un salto de altura que no excede de los 500 m (Solé Sabarís, 1962). La cobertera sedimentaria manifiesta los efectos de los diferentes bloques del substrato y las manifestaciones volcánicas utilizan ésta disposición para alcanzar la superficie (Donville, 1976).

El neógeno está ampliamente representado en la Hoja de Figueres, sus afloramientos son poco numerosos y sus posibilidades de observación son muy reducidas. Estos hechos, junto con las escasas dataciones tanto absolutas como paleontológicas, dificultan la extrapolación y correlación entre los diferentes sedimentos. Debido a lo anteriormente expuesto, la cartografía se ha realizado consultando además toda la información disponible sobre sísmica, magnetismo, gravimetría, inventario de aguas e hidrogeología, sondeos petrolíferos y prospecciones eléctricas.

La cuenca ampurdanesa puede dividirse en dos cubetas claramente diferenciadas; el alto

Ampurdán donde aparecen materiales miocenos y pliocenos recubiertos en gran parte por un cuaternario ampliamente desarrollado (cubeta de Riumors -Hoja de Figueres-) y el Bajo Ampurdán, donde afloran los materiales miocenos (cubeta de Felines -Hoja de Torroella de Montgrí) sin que aparezcan materiales pliocenos (SGC, 1990).

La Hoja de Figueres está constituida en su mayor parte por materiales neógenos que recubren tanto a los materiales como a las estructuras anteriores al neógeno. En el extremo noreste afloran materiales paleozoicos, y en la parte noroeste de la Hoja afloran materiales paleógenos sintectónicos y relacionados con los mantos de corrimiento que configuran la tectónica en compresión de edad Paleógena.

Las estructuras paleógenas principales de la zona son conocidas desde antiguo y se resumen en los mantos de Biure y Figueres (ambos constituidos por materiales mesozoicos, ocupando una posición estructural alta), y el manto del Cadí (compuesto por rocas paleógenas directamente encima del zócalo, ocupando una posición estructural baja). Las relaciones entre los distintos mantos y los sedimentos sintectónicos asociados se discutirán ampliamente en ésta memoria.

Mediante la datación del emplazamiento de las diferentes estructuras junto con un análisis regional mucho más amplio que el ámbito de la Hoja, se ha realizado una evolución dinámica tectosedimentaria de la región durante el Paleógeno y se discuten las diferentes interpretaciones propuestas para emplazamiento y restitución del manto de Figueres-Montgrí.

Dentro de la estructura tectónica regional cabe destacar la presencia de las emisiones volcánicas de traquitas y basaltos ampliamente desarrolladas en el contexto extensivo post-mioceno. Las manifestaciones volcánicas en el Ampurdán son relativamente numerosas aunque poco importantes en cuanto a superficie aflorante (Fleta y Escuer, 1991a). Gelabert (1904), y Calderón *et al.* (1906) sitúan por primera vez la mayor parte de los afloramientos en sus trabajos, constatando la presencia de volcanismo en los márgenes e interior de la cuenca. La petrología de estos materiales ha sido estudiada por Tournon (1968), Araña *et al.* (1983) y López *et al.* (1984), aunque no de todos los afloramientos.

Donville (1973) emprende el estudio geocronológico de las rocas volcánicas del noreste de Catalunya aportando las únicas dataciones absolutas realizadas en la cuenca hasta el momento.

Sin embargo, y a pesar de los estudios realizados hasta la fecha, el volcanismo del Empordà dista mucho de ser bien conocido. Faltan estudios petrológicos y dataciones absolutas de afloramientos de gran importancia, como son los que flanquean el piedemonte de la Serra de Roda (Palau Sabardera, Pau), los situados en la península de Creus (Cadaqués, ver Hoja de Roses), los basaltos de Llers y Pedret, así como los materiales volcánicos reconocidos en sondeo en los pozos GEOT-1 (Fleta y Escuer, 1991a) y ORBA-1.

Las dataciones absolutas efectuadas por Donville (1973) sitúan los afloramientos volcánicos de Basseia, Arenys y Vilacolum en edades comprendidas entre los 7.50 y 10.02 MA, edad que corresponde con el Mioceno superior. Steiger *et al.*, (1977) establecen constantes de semide-

sintegración diferentes a las aplicadas por Donville (1973). Aplicando las nuevas constantes, los resultados oscilan entre 8.82 y 11.78 MA, edad que nos remonta en los casos de Basseia y Arenys al Mioceno medio.

Con los datos disponibles se puede apuntar que el volcanismo del Alt Empordà se desarrolla durante la segunda mitad del Mioceno, si bien la existencia de un buen número de afloramientos sin datar, implica la posibilidad de variaciones en ésta afirmación.

La influencia del volcanismo en la sedimentación se traduce en un alto contenido de partículas volcánicas, tanto en la serie miocena (GEOT-1) como en las facies marinas (Palau de Santa Eulàlia) y continentales pliocenas (Sistema Cistella-Llers). Sin embargo, puede considerarse que esa influencia tan solo es de proximidad a los puntos de emisión (Pedret-Marzà, Llers, Basseia, Arenys, Vilacolum, etc.) (Fleta y Escuer, 1991a).

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. INTRODUCCION

La mayoría de los materiales que afloran en ésta Hoja corresponden al Eoceno (inferior y superior), Neógeno y Cuaternario. Los sedimentos eocenos corresponden principalmente a facies marinas, a excepción de las partes más altas de las series que son continentales. En el cuadrante noreste de la Hoja, afloran los materiales mesozoicos discordantes sobre el zócalo, formando pequeños núcleos sinclinales que han sido preservados de la erosión o bien formando parte de los mantos de corrimiento de Biure y Figueres. Así mismo, algunos materiales del Paleozoico afloran en la Sierra de Pau-Rodes y en el núcleo del cabalgamiento de la Salut (de pequeñas dimensiones).

Los datos cronoestratigráficos de ésta 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 recibe un importante impulso especialmente a partir de los trabajos de Hottinger (1960) y Drobné (1977) en el campo de los alveolínidos que terminan confeccionando 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* 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 éstos trabajos, que quedan establecidas unas biozonaciones válidas para éstos grupos de macroforaminíferos, y que se intenta hacer correlaciones con otros grupos, como los foraminíferos planctónicos, nannoplancton calcáreo, dinoflagelados, etc. (Schaub 1973, Kapellos y Schaub 1975, Drobné 1977, y Schaub 1981)

Los conocimientos sobre el Neógeno del Ampurdán han sido vagos y difusos si bien siempre fue citado por los autores que trabajaron en la zona. Chia (1879), Vidal (1886) y Almera (1894) son los primeros autores que citan la presencia de materiales neógenos en el llano ampurdanés.

nés atribuyendo una edad pliocena a los sedimentos marinos por ellos reconocidos. Calderón *et al.* (1906) y Gelabert (1904) son los primeros en localizar las manifestaciones volcánicas del Ampurdán.

No es hasta bien entrada la primera mitad del siglo XX en que Ribera Faig (1945) publica el primer trabajo específico sobre los depósitos continentales, si bien sólo se ocupa de los materiales pliocenos.

Villalta (1958) abre la controversia al asignar una edad miocena a los materiales citados en el punto anterior. Solé (1948), Solé (1962) estudia y compara el Plioceno y el volcanismo de La Selva y el Ampurdán.

Es a partir de los años 70 cuando se inician una serie de trabajos paleontológicos con la finalidad de obtener un conocimiento más profundo sobre los depósitos marinos del Ampurdán asignando la mayoría de autores una edad pliocena a éstos depósitos Carbonnel *et al.* (1974), Cheriff (1976), Carbonnel y Magné (1977), Magné (1978), Martinell y Villalta (1979), Martinell y Domènech (1983), Martinell y Domènech (1985) y Martinell (1987).

Agustí (1982) sitúa el yacimiento de micromamíferos de Vilafant en la zona MN 14 equivalente a un Plioceno inferior continental (Rusciniense). Calvet (1982) compara los depósitos neógenos continentales del Rosellón con sus homólogos del Ampurdán, asignando a estos últimos una edad pliocena. IGME (1984) en un estudio sobre la integración de recursos hidrogeológicos de la zona presenta una cartografía a escala 1:50.000 que comprende el bajo y Alto Ampurdán. En dicha cartografía el Neógeno aparece de forma indiferenciada.

Santanach *et al.* (1980) configuran los rasgos estructurales de la fosa neógena del Ampurdán.

Donville (1973a-c), Donville (1976) aportan las primeras y únicas dataciones absolutas del vocanismo Neógeno y Cuaternario del noreste de Catalunya. Araña *et al.* (1983) determinan las características petrográficas de lavas cuaternarias de Catalunya, estableciendo un origen para ellas de microzonaciones crustales con fusión parcial. Tournon (1968) realiza un estudio petrográfico de las lavas terciarias, neógenas y cuaternarias de la provincia de Girona. Guardia (1964) establece una cronología relativa de algunas coladas volcánicas en base a paleomagnetismo.

Iglesies (1981) determina la morfología del basamento mesozoico del Ampurdán, en un conjunto de bloques dispuestos en "horsts" y fosas, en base a estudios de gravimetría. Canals (1985) en su tesis doctoral describe los principales fenómenos de inestabilidad del talud de la plataforma continental, su evolución tectónica neógena y el papel de las evaporitas messnien-ses del Golfo de León. Zeyen (1989) detecta la presencia de anomalías magnéticas en el Alto Ampurdán posiblemente relacionadas con las masas volcánicas incluidas en la serie neógena.

Agustí *et al.* (1990) aportan una nueva datación del mioceno continental en base a restos óseos de vertebrados, por similitud a la MN13 descrita en Murcia. Fleta y Escuer (1991a) enumeran los diferentes sistemas sedimentarios neógenos de la cuenca del Alto Ampurdán, en relación con la tectónica y la sedimentación. Escuer y Fleta (1991) describe la evolución geológica de la cuenca neógena del Alto Ampurdán. Casas *et al.* (1991) establece la morfología del basa-

mento de la cuenca, determinando una serie bloques individualizados por una tectónica distensiva de fallas importantes. Hernández (1991) determina para la anomalía de Vilacolum un conjunto de pequeñas masas de rocas volcánicas situadas a diferente posición y altura dentro del relleno de la fosa neógena del Ampurdán. Fleta *et al.* (1992) correlaciona los principales eventos sedimentarios de las cuencas del Empordà y Baix Ebre, estableciendo una similitud en la evolución de las rías pliocenas.

1.2. CAMBRO-ORDOVICICO (6)

Los materiales cambro-ordovícicos están formados por areniscas y grauvacas alternantes con limolitas y ritmitas (pertenecientes al tramo inferior de la serie (Carreres y Losantos, 1981). Afloran al pie de la Sierra de Rodes-Pau y en el núcleo del anticlinal de la Salut. También se sitúa en la unidad de Cap de Creus siempre en enclaves dentro de la granodiorita.

Se trata de niveles centimétricos a decimétricos de areniscas y grauvacas alternando con niveles de limolitas y pizarras, formando las típicas ritmitas. Estos materiales están afectados por metamorfismo de contacto por lo que tienen un aspecto corneánico (Ver hoja de Roses). Al noroeste de Vilajuiga y en Pedret, los afloramientos de materiales del cambro-ordovícico forman parte de la unidad de la Albera; se trata de areniscas, grauvacas y pizarras que prácticamente no están afectados por procesos metamórficos.

En las inmediaciones de la ermita de la Salut se localiza un afloramiento de rocas paleozoicas limitadas al sur por el Garumniense y al norte por la falla de la Salut (fig. 2). Estos depósitos están constituidos por filitas y niveles de cuarcitas y calcáreas donde se han reconocido arqueociátidos, que atribuyen a éstos niveles al Cámbrico inferior (Abad, 1988).

Las deficiencias de los afloramientos hacen muy difícil el establecer comparaciones con el resto de materiales cambro-ordovícicos descritos en el Pirineo (Pujades, 1990).

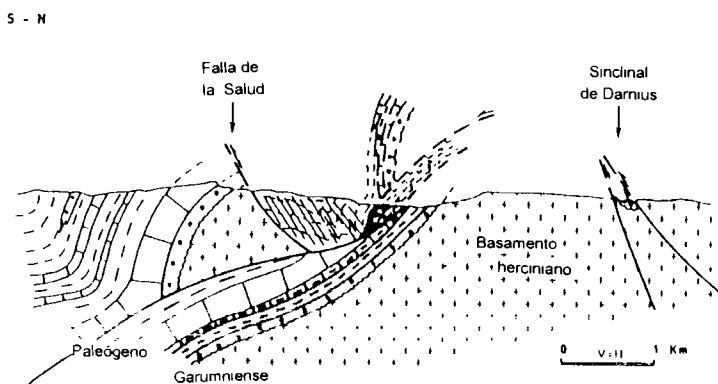


Figura 2. Corte de la falla de La Salut y el sinclinal de Darnius (Pujades *et al.*, 1989)

1.3. TRIASICO

1.3.1. **Buntsandstein** (7)

La base de la serie triásica está constituida por materiales detríticos del Buntsandstein y sólo aflora al oeste de la localidad de Masarac. Esta compuesta por lutitas y areniscas rojas con niveles de microconglomerados.

1.3.2. **Muschelkalk** (8)

Al este del pueblo de Biure se ha realizado una serie de los materiales del Muschelkalk en las cuestas del valle de Flamisell. El muro de la serie está afectada por un cabalgamiento que no permite ver los términos inferiores de ésta (Pujadas, 1990). La parte inferior de la serie está formada por un tramo calcáreo-margoso tableado con niveles de nódulos evaporíticos reemplazados. Continúa con calizas finas laminadas con niveles de brechas intraformacionales y un nivel de calizas finas bioturbadas, las denominadas "calizas con fucoides" (Virgili, 1958). La parte más superior de la serie está formada por niveles de dolomías alternando con margas verdosas que pasan transicionalmente a las facies Keuper.

La potencia total de la serie del Muschelkalk es de 54 m aproximadamente (fig. 3).

1.3.3. **Keuper** (9)

La naturaleza plástica de los materiales del Keuper junto con la complejidad tectónica de la zona no han permitido la realización de una columna completa de éstos materiales. Además, el Jurásico basal (Hettangiense) en la parte oriental del Pirineo contiene unas facies parecidas a las del Keuper (complejo evaporítico basal de Fauré, 1984), siendo difícil su separación. Las diferentes litologías observadas dentro del Keuper son: las arcillas rojas, los yesos laminados con arcillas intercaladas y jacintos de Compostela y las calizas tableadas alternantes con niveles de margas verdosas y niveles carbonosos. El estudio palinológico de estos niveles carbonosos ha resultado negativo (Pujadas, 1990). La potencia aproximada es de 100 m.

1.4. JURASICO

El Jurásico del manto de Biure está representado por un tramo calizo en el que se han diferenciado distintas facies, de base a techo son:

- a) dolomicritas tableadas o masivas y margas de color verde, que constituyen el tránsito a las facies Keuper, con una potencia de 26 m;
- b) "packstone" oolítico en capas métricas con estratificación cruzada y niveles estromatolíticos, con una potencia de 26 m, asignadas al epígrafe (10);

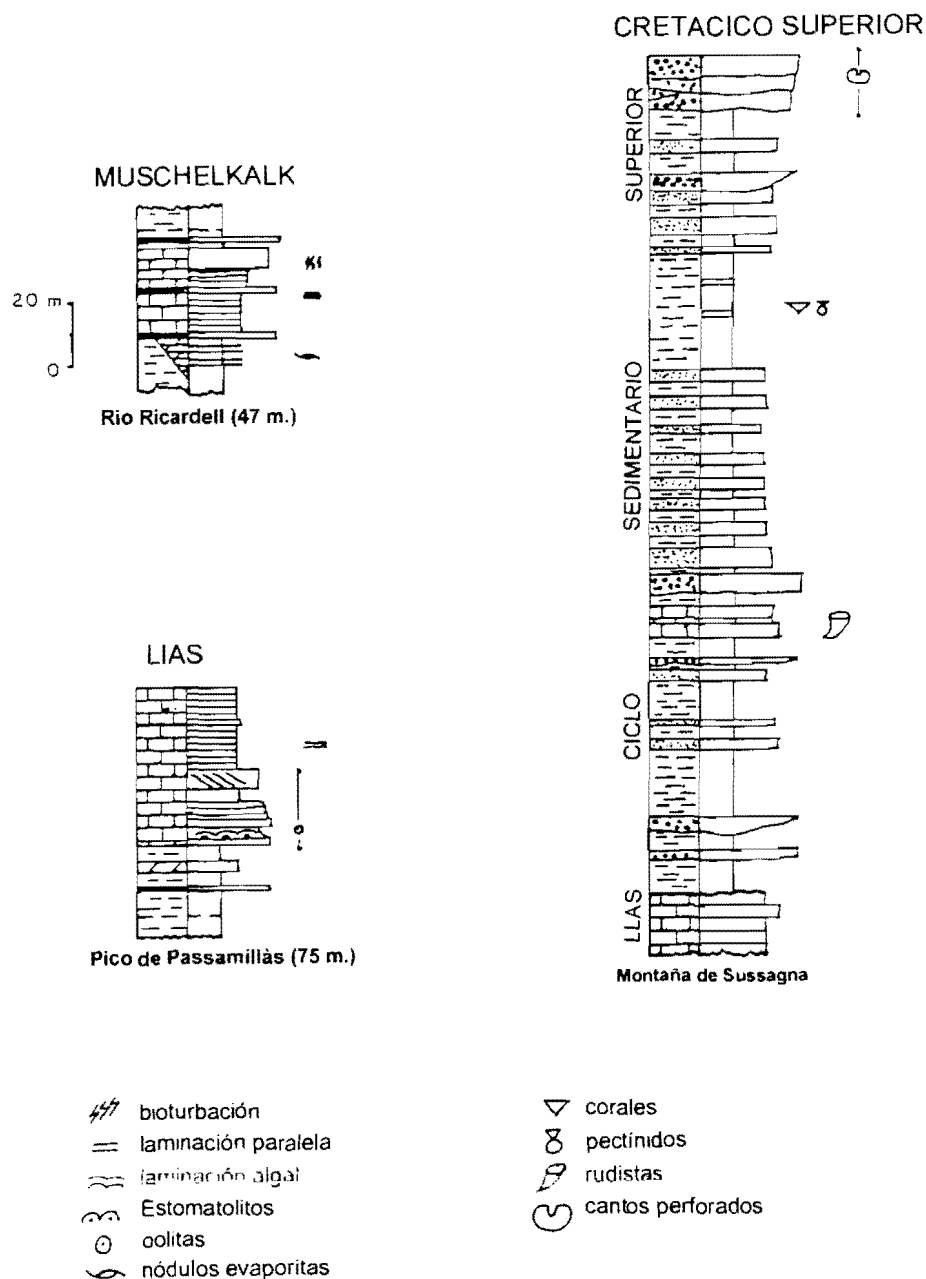


Figura 3. Columnas del Mesozoico de Biure (Pujadas, 1990)

c) calizas algales finas tableadas, niveles de margas y calizas con alto contenido orgánico con una potencia total del tramo de 20 m, con el epígrafe (11).

En el manto de Figueres se puede continuar la serie del Jurásico con:

d) un nivel de calcarenitas con gran abundancia de lamelibranquios, braquiópodos, belemnítidos, crinoideos y ammonítidos. En la parte superior del nivel aflora un hardground con condensación de fauna. El estudio de la fauna ha permitido la datación de éstos niveles como Carixiense-Domeriense (Estévez, 1973; Fauré, 1984; Llompart y Pallí, 1984);

e) un nivel de arcillas amarillentas que podría pertenecer a la parte alta del Toarciense (Llompart y Pallí, 1984);

f) un tramo de 60 m de potencia de dolomías masivas oscuras de grano grueso, que podrían representar al menos al Jurásico medio (Dogger). Encima del tramo dolomítico afloran los primeros materiales del Cretácico inferior atribuidos al Neocomiense (Bilotte *et al.*, 1979).

Por tanto, los materiales descritos en la lámina de Biure se pueden atribuir al Hettangiense alto y al Sinemuriense. El tramo más alto de la serie descrita podría corresponder al Carixiense. Así, vemos que todo el tramo jurásico representado en el manto de Biure corresponde al Lías calizo (fig. 3).

1.5. CRETACICO

En el ámbito de la Hoja se pueden reconocer dos tipos de series cretácicas, ambas discordantes sobre diferentes niveles del Jurásico. En el manto de Figueres-Montgrí aflora el Cretácico inferior y superior, mientras que en el manto de Biure sólo aflora el Cretácico superior en fácies detríticas.

1.5.1. Manto de Figueres-Montgrí

1.5.1.1. *Berriasiense* (12)

Está constituido por calizas con trocholinas y dasicladáceas.

1.5.1.2. *Barremiense* (12)

Está formado por calizas detríticas en la parte inferior y calizas con *Iraquia* y calizas con carófitas en la superior. Bilotte *et al.*, (1979) sugieren una edad Valanginiense para las calizas inferiores y Hauteriviense-Barremiense para las superiores.

1.5.1.3. *Aptiense* (13 y 14)

El Aptiense está constituido por calizas bioclásticas con *Mesorbitolina parva* (Bilotte *et al.*, 1979). En alguna serie, la potencia supera los 150 m.

1.5.1.4. *Albiense* (15)

El Albiense está formado por un potente paquete de calizas y calizas bioclásticas, denominado en la Hoja de Torroella de Montgrí como "Complejo detrítico del Montgrí" con más de 500 m de potencia en conjunto. En la parte inferior dominan los nódulos de sílex. En las calizas se observan *Simplorbitolina manasi*, *Simplorbitolina conulus*, *Ovalveolina reicheli*, etc. (Bilotte *et al.*, 1979).

1.5.1.5. *Cenomaniense*, *Turonienne*, *Coniaciense* y *Santoniense inferior* (16)

Calizas nodulosas margosas con rudistas y abundantes prealveolinas en la parte alta. Por encima se sitúan calizas bioclásticas con miliólidos, fragmentos de equínidos y moluscos.

1.5.1.6. *Santoniense* (16)

El Santoniense corresponde a la parte más alta del paquete margoso constituido en conjunto por toda la parte inferior del Cretácico superior. La potencia total del tramo margoso es de 150 m aproximadamente.

Por encima del tramo de margas aflora un nivel de calizas bioclásticas de 200 m de espesor, con estratificación grosera, y con hippurites.

1.5.2. **Manto de Biure**

La serie descrita a continuación se ha efectuado en la montaña de Susana. Según Pujadas (1990) está formada, de base a techo por:

1.5.2.1. *Campaniense* (17 y 18)

La parte inferior está caracterizada por limos ocreos con pasadas de conglomerados y areniscas, con una potencia de 80 m (epígrafe 17); a continuación unos niveles calizos con fauna de rudistas y una potencia de 10 m (epígrafe 18); seguido de areniscas con intercalaciones de marcos que se hacen más importantes hacia el techo donde se encuentra fauna de corales y una potencia superior a los 100 m, finalmente 80 m de areniscas y conglomerados formando una secuencia grano y estratocreciente (epígrafe 17). Los conglomerados tienen cantos de calizas de hasta 20 cm de diámetro perforados por *Litodomus* sp.

La correlación con los materiales del manto de Costoja-Bac Grilleria, debido a la similitud de

ambos materiales (Vicens, 1984) (fig. 4), indicaría una edad Santoniense superior-Campaniense inferior para éstos materiales

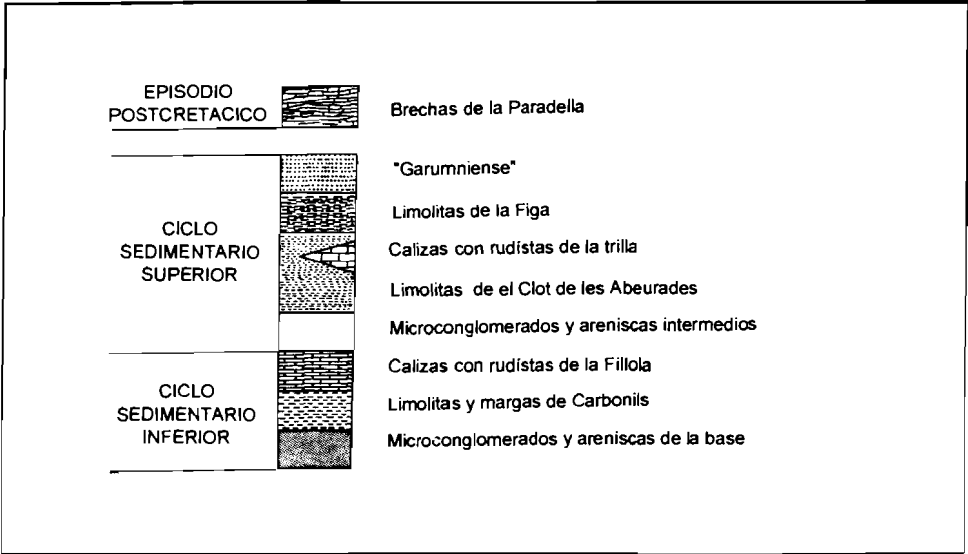


Figura 4. Esquema de las unidades estratigráficas del Cretácico Superior de Bac Grilleria (Vicens, 1984).

1.5.3. Manto del Cadí

1.5.3.1. Garumniense (19 y 20)

El término Garumniense ha sido utilizado en el Pirineo oriental y central con diversos significados -de facies, unidad litoestratigráfica o piso-, y corresponde aproximadamente a la definición de formación de Tremp (Mey *et al.*, 1968).

El Garumniense corresponde a los depósitos detríticos y carbonáticos localizados en el límite entre el Cretácico superior y el Paleoceno. En la Hoja afloran o bien discordantes sobre el Paleozoico, en la base de la serie paleogena, o bien al techo de las series cretácicas de los diferentes mantos de corrimiento de la región.

Se ha efectuado una serie estratigráfica en la zona de la ermita de la Salut, donde se apoya discordantemente encima de las rocas del Paleozoico inferior. La sucesión estratigráfica, de base a techo, está constituida por cuatro tramos diferentes, agrupados en dos epígrafes:

a) *Unidad detrítica inferior* (19).

Esta unidad, discordante sobre las rocas del Paleozoico, está compuesta por conglomerados cuarcíticos, areniscas y arcillas de color rojo vinoso. Tiene una potencia variable entre los 10-70 m y podría corresponder con la Arenisca de reptiles de la Fm. de Tremp (Feist y Colombo, 1983).

b) *Unidad calcárea inferior* (20).

Calizas micríticas alternantes con arcillas rojas. Aparecen niveles de paleosuelos con un grosor de 30 cm. La potencia del tramo carbonático es de 3 m y es equivalente a las calizas de Vallcebre (Vidal, 1871).

c) *Unidad detrítica superior* (19).

Esta unidad está compuesta por barras de areniscas ricas en cuarzo y arcillas de color rojo con abundante *Microcodium*. Esta unidad con una potencia de 30 m se correlaciona con la parte superior de la Fm. de Tremp y corresponde a la Serie roja numulítica de Vidal (1898).

d) *Unidad calcárea superior* (19).

Nivel de 0.5 a 2 m de carniolas de colores claros y margas carbonosas, que constituye el paso a las condiciones de sedimentación marina, representada por las calizas con miliólidos de la base de la Fm. del Cadí, con una edad llerdiense.

En los afloramientos de Masarac y Boadella (parte superior central de la Hoja), el Garumniense se sitúa concordante sobre las areniscas del Cretácico superior. En los afloramientos de Masarac (Hoja de La Junquera), las unidades calizas descritas presentan un mayor espesor y constan de calizas nodulosas masivas y calizas finas estratificadas respectivamente.

Las distintas unidades litoestratigráficas descritas presentan una gran continuidad a lo largo del Pirineo oriental. En la cartografía se ha diferenciado la unidad detrítica inferior (UDI) representada por el epígrafe (19), la unidad calcárea inferior (UCI), señalada con el epígrafe (20), y se han englobado la unidad detrítica superior (UDS) y la unidad calcárea superior (UCS) en un sólo epígrafe (19). En Terrades no se han diferenciado los tramos calizos debido a su escasa potencia.

La correlación litoestratigráfica de las series del Garumniense indica una zona con espesores reducidos que coincide con la zona de la Garrotxa y forma parte del manto del Cadí, y por lo tanto, de los mantos inferiores del Pirineo. Las unidades aloctonas de procedencia norte contienen series garumnienses con mayor potencia. Esto se constata cuando se efectúa la restitución de las series de las diferentes laminas del manto del Pedraforca (Hoja de la Pobla de Liliet, Vergés et al., 1993).

Sedimentológicamente, el conjunto de materiales garumnienses 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 y por la falta de una cronoestratigrafía regional de éstas 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 (1873), todas ellas realizadas en el sector del Pedraforca, nos permiten atribuir la UDI al Maastrichtiense por sus restos de reptiles y su flora de carófitas; la UCI o caliza de Vallcebre al Dano-Montiense por la similitud de sus floras de carófitas con las de la caliza de Vitrolles del sureste de Francia. 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 calcària de Vallcebre. La situación de éste límite viene apoyada por la existencia de una discordancia (solapamiento expansivo) de éstas calizas sobre los términos infrayacentes, detectada en diversos puntos del Pirineo oriental (Rey y Souquet, 1974; Pujadas, 1990).

1.6. EOCENO

1.6.1. **Ilerdiense**

1.6.1.1. *Fm. del Cadí (21)*

Las calizas con alveolinas que afloran en el ámbito pirenaico fueron denominadas con el nombre de "Calizas con Alveolinas" por Llopis (1942). Con posterioridad, Mey *et al.* (1968) las definieron como Fm. Calizas del Cadí, formación equivalente a la de Ager, definida en el Pirineo central (Luterbacher, 1969). En el Pirineo oriental, Pallí (1972) utilizó en su tesis la Fm. de Orpi, definida por Ferrer (1967) en el margen meridional de la cuenca del Ebro. Estévez (1973) incluyó a las calizas con alveolinas dentro de la Fm. de Sagnari.

En ésta memoria, la Fm. del Cadí está formada por un conjunto de materiales calizos limitados en la base por los materiales rojos del Garumniense y al techo por la primera intercalación detrítica atribuida a la parte basal de la Fm. de Corones.

La serie de la Fm. del Cadí se ha realizado en la carretera de Terrades a la ermita de la Salut. El tramo más inferior recubre a las carniolas de la unidad calcàrea superior del Garumniense, mientras que el tramo más superior representa el tránsito hacia las margas de la Fm. de Sagnari, señaladas con el epígrafe (22). La serie descrita consta de 4 tramos bien diferenciados, que de la base al techo son (ver columna la Salut-Terrades):

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. La potencia del tramo es de 70 m. La aparición de *Alveolina cucumiformis* y *A. ellipsoidalis*, caracterizan el Ilerdiense inferior.

b) tramo intermedio constituido fundamentalmente por calizas margosas y limos carbonatados con una potencia de 30 m, con abundantes macroforaminíferos de tipo hialino, especialmente numulites (*N. praecursor* y *N. atacicus*) y asilinas, 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 potencia del tramo es de 100 m. La presencia de *Alveolina corbarica* indica la parte alta del llerdiense medio.

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. Estas dos barras, tal como se observa en la columna de la Salut-Terrades se encuentran intercaladas en una potente serie margosa de la Fm. de Sagnari.

1.6.1.2. Formación de Sagnari (22)

El nivel margoso situado, en el ámbito de la Hoja, sobre los materiales de plataforma carbonatada de la Fm. del Cadí fue denominado "Margas esquistosas de Sagnari" por Solé Sabarís (1958) debido al fuerte clivaje que presentan en general. Posteriormente Gich (1969) les asignó la denominación de Mb. de Sagnari. Este fue elevado al rango de formación por Estévez (1970), aunque fue Pallí (1972) quien las definió de manera formal.

Tal como se observa en la columna de la Salut-Terrades, realizada al sur del cabalgamiento de la Salut, la Fm. de Sagnari está constituida por un nivel de margas azuladas de más de 250 m de potencia, en el cual se intercalan uno o dos tramos carbonatados reseñados como tramo d) dentro de la Fm. del Cadí. Al norte del cabalgamiento de la Salut, las formaciones del Cadí y Sagnari están representadas por 800-1000 m de margas de ésta última formación (corte geológico II-II'). La serie resumida consiste en una parte inferior de margo-calizas con miliólidos seguida de margas con *Nummulites atacicus*. Lateralmente, de este a oeste se observan rápidos cambios laterales de facies, debido al emplazamiento sincrónico de los mantos de Biure. Así de este (zona más proximal) a oeste (zona más profunda) se observa, en menos de 1000 m, el paso de margo-calizas con carófitas, margo-calizas con miliólidos, con alveolinas, con numulites, y con discocyclinas (Pujadas et al., 1989).

La edad de la formación de Sagnari viene determinada por el hallazgo de *Operculina ornata* y *Operculina* aff. *canalífera* en la parte inferior de la serie, que le atribuye una edad llerdiense inferior. Los niveles de calizas de la parte media de la serie contienen *Assilina pustulosa* y *Nummulites globulus* con una edad llerdiense medio.

1.6.1.3. Unidad de brechas, conglomerados, areniscas y arcillas (23)

Al norte del cabalgamiento de la Salut, las margas de la parte superior de la Fm. de Sagnari

pasan lateralmente hacia el este a depósitos detríticos relacionados con el emplazamiento del manto de Biure. Esta unidad está constituida por brechas heterométricas, conglomerados, areniscas y arcillas rojas. Localmente pueden encontrarse niveles delgados de calizas de grano fino ("mudstone"). La unidad está compuesta por cuerpos de conglomerados con geometría canaliforme dentro de arcillas rojas con areniscas y calizas en menor proporción. La unidad se hace granocreciente hacia el este, hasta llegar a tamaño métrico de los bloques en las cercanías del cabalgamiento inferior del manto de Biure. Aunque las condiciones de afloramiento no permiten realizar una serie estratigráfica completa, la potencia de la unidad alcanza los 400 m.

La edad de la unidad está comprendida entre el llerdiense inferior y el llerdiense medio ya que corresponde a la parte superior de la formación de Sagnari.

1.6.2. Cuisiense inferior

1.6.2.1. Formación de Corones (24 y 25)

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

A continuación describiremos las características más importantes de la formación. Esta regionalmente se compone de tres tramos bien diferenciados (Giménez, 1989):

a) tramo inferior (24) fundamentalmente detrítico, caracterizado por areniscas, limos y margas, entre los que esporádicamente se encuentran niveles carbonatados de acumulación de miliólidos. Las areniscas tienen colores grises y presentan estratificación cruzada y ripples de corriente, que indican una dirección de transporte hacia el sur. En algunas zonas se han encontrado alveolinas características del Cuisiense inferior (*A. oblonga*, *A. fornasinii* y *A. schwageri*).

b) tramo rojo intermedio (24) cuya base está caracterizada por la presencia de una barra carbonatada con miliólidos, ostrácodos y pequeños bivalvos. Encima de esta barra se observa una alternancia de areniscas, limos y arcillas rojas y algunos niveles carbonatados grises, que localmente contienen miliólidos.

c) tramo carbonatado superior (25), formado por alternancias de barras carbonatadas y margas grises. La unidad plegada de calizas está formada principalmente por la alternancia de facies laminadas de ostrácodos y facies no laminadas de moluscos, dispuestas 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 con-

céntricos de escala decimétrico-métrica durante el plegamiento general de la región (Giménez y Vergés, 1991; ver capítulo de tectónica).

Se observan numerosos indicios de hidrocarburos localizados en fracturas.

1.6.2.2. *Unidad de conglomerados, areniscas y arcillas (26)*

Los materiales de la Fm. de Corones descritos pasan lateralmente hacia el este (cerca del manto de Biure) a sedimentos detríticos continentales que se han señalado con el epígrafe (26). Esta disposición espacial es similar a la adoptada por los sedimentos anteriores, pertenecientes a la Fm. de Sagnari y sus equivalentes detríticos laterales.

Esta unidad está constituida por conglomerados, brechas, niveles de areniscas y arcillas rojas: Las litologías de los cantos son de calizas y areniscas mesozoicas. Está formada por cuerpos conglomeráticos de geometría canaliforme, que alternan con arcillas rojas y niveles de paleosuelos con un espesor total de 300 m.

Los diferentes materiales que constituyen la unidad son interpretados como pertenecientes a un sistema aluvial proximal, con elevada pendiente y dominado por flujos gravitativos formados en el frente de las láminas cabalgantes.

La edad de la unidad coincide con la de la Fm. de Corones con la cual se indenta, por lo que su edad corresponde a Cusiense medio. La parte inferior de éstos materiales fosiliza el cabalgamiento inferior del manto de Biure (Pujadas *et al.*, 1989).

1.6.3. **Cusiense medio-superior, Luteciense y Bartonense**

1.6.3.1. *Formación de Armàncies (27)*

El conjunto de margas situadas por encima de la formación de Corones 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 es Pallí (1972) quien le da un carácter más formal.

Las margas de la Fm. de Armàncies (27) afloran en una área de dirección E-W, localizada al sur del cabalgamiento de la Salut.

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 acumulación importante de materia orgánica que le confiere ser la principal "roca madre" de la región. En la zona del pueblo de Terrades se observan abundantes muestras de hidrocarburos, incluso en forma

líquida. Para Giménez (1989), este primer tramo queda incluido en la parte superior de la formación de Corones. El resto de la formación corresponde a una alternancia decimétrica de calizas micríticas de color gris y margas más claras. Los contactos de los estratos son ondulados y muy característicos en el campo. En la parte más 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 varía entre los 250-300 m.

La fauna de macroforaminíferos hallada en las megacapas carbonatadas del flanco norte del sinclinal de Ripoll (Hoja de la Pobra de Lillet, Vergés *et al.*, 1993), indica una edad comprendida entre el Cuisiense medio y el Luteciense basal. La fauna encontrada en los niveles de margas y limos carbonatados con estratificación nodular que se encuentran por encima de las megacapas indican una edad Luteciense inferior (*Nummulites* cf. *campesinus*, *N.* cf. *verneuili*, *N.* aff. *gallensis* y *N.* aff. *obesus*).

1.6.3.2. Formacion de Terrades (28, 29, 30 y 32)

Pallí (1972) define al conjunto de materiales margo-calizos con intercalaciones de areniscas y calizas con abundante fauna de *Alveolina*, *Nummulites* y *Assilina*, aflorante al este de la falla de Albanyà como la Fm. de Terrades.

El límite inferior viene determinado por las alternancias de margas y margo-calizas nodulosas de la Fm. de Armàncies descritas con el epígrafe (27). El límite superior se sitúa en la base de los primeros sedimentos detríticos continentales atribuidos a la Fm. de Bellmunt (fig. 5).

La serie estratigráfica se ha efectuado a lo largo de la carretera que une los pueblos de Terrades y Vilaritg. Se compone de:

a) un tramo inferior compuesto de margo-calizas y calizas con abundantes miliólidos, alveolinas y crustáceos. Al sur del pueblo de Terrades, el nivel con crustáceos forma una barra muy visible en el terreno que ha sido cartografiada con el epígrafe (28);

b) a este nivel le sigue un tramo formado por margas algo limosas y areniscas bioclásticas, con el epígrafe (29), con una potencia superior a los 450 m. En la parte superior se observan niveles de calizas con alveolinas, seguidos de bancos con pequeños nummulites y al techo, capas finas con grandes numulites y asilinas. Estos últimos niveles con grandes nummulites y assilinas, debido a su gran similitud con los materiales cartografiados como Formación de la Peña (Estévez, 1973), en el bloque oeste de la falla de Albanyà, han sido asignados al epígrafe (31);

c) la parte superior de la serie está constituida por un tramo de unos 100 m de potencia, formado por canales de conglomerados, areniscas grises, limos y margas azuladas, señalado con el epígrafe (32), que en la presente memoria denominamos como Terrades superior. Pallí (1972) incluye éstos materiales detríticos dentro de la Formación de Terrades aunque comenta que podrían pertenecer a una unidad completamente distinta. En cualquier caso, se trata de depósitos detríticos marinos de tránsito a los sedimentos continentales de la Fm. de Bellmunt.

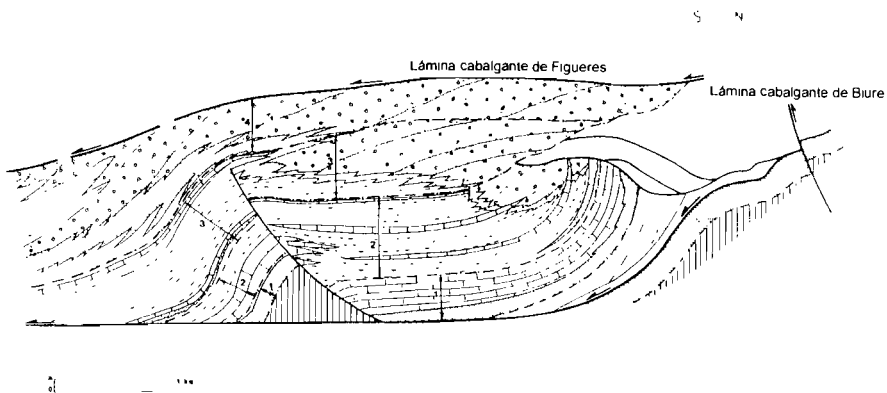
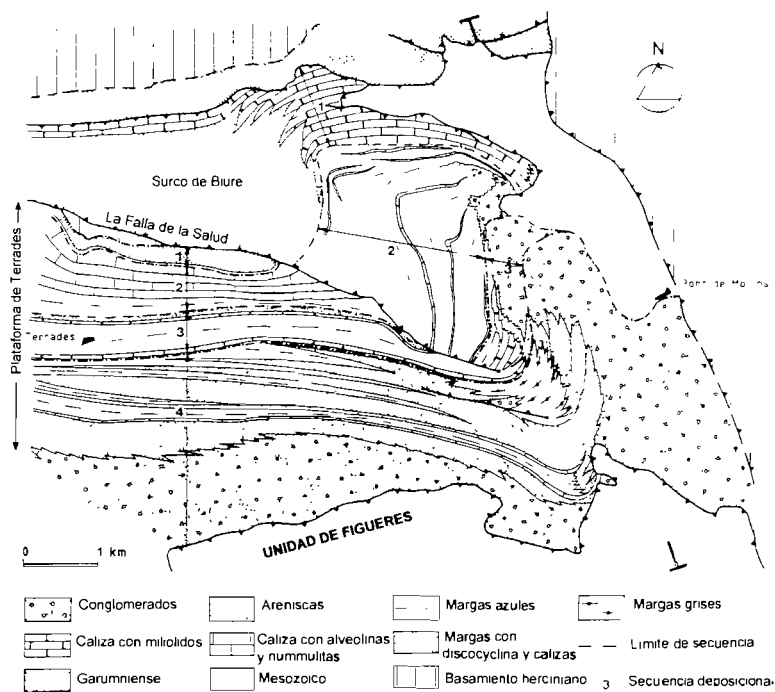


Figura 5. Secuencias deposicionales eocénicas del sinclinal de Biure y plataforma de Terradas (Pujadas *et al.*, 1989)

En el tramo superior aparecen intercaladas unas calizas bioclásticas, representadas con el epígrafe (30).

La potencia total de la Fm. de Terrades es de 850 m, incluyendo el tramo c) de tránsito.

La presencia de *Alveolina frumentiformis*, *A. callosa*, *Nummulites gallensis* y *Assilina spira abrardi*, caracterizan el Luteciense inferior.

Lateralmente hacia el E, la totalidad de los materiales que constituyen la Fm. de Terrades pasan en las proximidades del manto de Biure a materiales detríticos continentales asignados a la Fm. de Bellmunt (33). Hacia el oeste, la parte más alta de la Fm. de Terrades coincide en edad a las Fms de Campdevàñol y Vallfogona.

1.6.3.3. Formación de La Peña (18)

Aunque ésta denominación fuera empleada anteriormente por Solé Sabarís (1958), fue definida informalmente por Estévez (1973). Dicha formación está constituida por sedimentos marinos de poca profundidad, tanto detríticos como carbonáticos, situados dentro de la formación de Terrades, al este de la falla de Albanyà. Lateralmente pasan hacia el este a materiales detríticos y conglomeráticos (zona de Biure), y hacia el oeste van aumentando la potencia hasta alcanzar su máximo desarrollo en la zona de la Garrotxa (Hoja de Olot, Martínez *et al.*, 1993), donde la parte inferior de la Fm. de Terrades está constituida únicamente por la facies carbonáticas asimilable a la Fm. de la Peña.

En el ámbito de la Hoja, ésta formación está compuesta por una serie de niveles de calizas con gran abundancia de grandes Nummulites y Assilinas, con una potencia variable entre los 5 y los 20 m. Estos niveles interpretados como barras forman unos resaltes topográficos, como el de la Peña de donde se adopta el topónimo. En la parte inferior se encuentra un tramo detrítico con calizas intercaladas que contiene abundantes restos de algas, miliólidos, alveolinas, nummulites, asilinas, briozoos, equínidos y gasterópodos. 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. En el tramo superior, en las barras carbonatadas, se encuentran niveles con algas, miliólidos, ostrácodos, lamelibranquios y gasterópodos, donde se reconocen *Alveolina frumentiformis*, *A. callosa*, *A. stipes*, *Nummulites gallensis*, *N. verneuilli*, *N. aff. obesus* y *Assilina spira abrardi* que lo caracterizan como Luteciense inferior.

El techo de la formación está formado por un elevado contenido en assilinas y nummulites constituyendo auténticos "packstones" de foraminíferos. La potencia varía total de la formación varía entre los 100 y 250 m.

1.6.3.4. Formación de Bellmunt (33, 34, 35, 36 y 37)

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).

El término genérico de formación de Bellmunt (Pallí, 1972), abarca una sucesión detrítica continental muy potente (3000 m) que representa un lapso de tiempo muy prolongado. En éste sector se ha englobado tradicionalmente bajo éste término a materiales de edades más antiguas o más modernas que los que incluye la formación de Bellmunt donde fue definida (Gich, 1969). Las dificultades de establecer una cronoestratigrafía dentro de la sucesión, han llevado a incluir a todos los materiales detríticos continentales dentro de la Fm. de Bellmunt, sin poder hacer otras subdivisiones más detalladas. De esta manera, la formación de Bellmunt ha sido subdivida en cinco unidades a partir de criterios geométricos (discordancias angulares y progresivas) y sedimentológicos (fig. 5). En la parte mas central del Pirineo se han podido definir diversas unidades detríticas continentales gracias a su relación con depósitos marinos (Hoja de Berga, Mató *et al.* 1993). La ausencia de éstas intercalaciones en la Hoja de Figueres dificulta la correlación entre ambas áreas, por lo que se ha mantenido la denominación clásica de Fm. de Bellmunt para todo el conjunto.

El corte tipo de ésta unidad se ha realizado en la carretera de Terrades a Vilaritg, a continuación del tramo de transición de la parte superior de la Fm. de Terrades. De la base al techo se puede diferenciar:

a) unidad inferior (33), está constituida por conglomerados con cantos de calizas, pizarras y cuarcitas, areniscas con bioturbaciones, y su espesor varía entre los 300-400 m;

b) unidad media (34), formada por conglomerados con cantos predominantemente de pizarras y tambien calizas, niveles de areniscas bioturbadas y arcillas rojas, con un espesor de 450 m;

c) unidad superior (35 y 36), representada por areniscas arcósicas y arcillas alternando con conglomerados con cantos de pizarra, granitoides y calizas con un espesor difícil de calcular en el detalle, pero superior a los 1500 m (puede llegar a ser de 2000 m). La parte superior de la serie está fosilizada por materiales neógenos.

En una posición más oriental a la sección descrita aflora un conjunto de brechas y conglomerados constituidos únicamente por cantos de materiales cretácicos, que ha sido cartografiado con el epígrafe (37). Estos materiales constituyen una pequeña orla en el extremo noroeste de los afloramientos cretácicos de Figueres. Las relaciones de éste paquete con el resto de conglomerados de la Fm. de Bellmunt e incluso con las estructuras del manto de Figueres no son claras, aunque se han situado estratigráficamente en la parte alta de la Fm. de Bellmunt debido a su similitud con los afloramientos de Albons y Belcaire, situados en el frente tectónico del macizo de Montgrí (Hoja de Torroella de Montgrí)

El contacto de la Formación Bellmunt con la Formación de Terrades es transicional en la sección tipo, si bien hacia el este, donde la formación incrementa el tamaño de los clastos, el contacto es angular y erosivo. Las unidades diferenciadas en ésta Hoja (33, 34 y 36) están limitadas por discordancias angulares que tienden a disminuir la inclinación de la sucesión hacia el

techo (corte II-II'). Estas discordancias se observan muy claramente en la cartografía de la parte occidental del sinclinal de Vilaritg en la Hoja de Olot (Martínez *et al.*, 1993), donde además definen cambios bruscos de la composición de los clastos y de las paleocorrientes.

La Unidad inferior presenta paleocorrientes de dirección NE-N hacia el SW-S. Las unidades media y superior presentan paleocorrientes noroeste hacia el sureste. Este conjunto de unidades representan una sucesión de ambientes aluviales medios y proximales, y fluviales. La procedencia de los detríticos sería oriental para la unidad inferior y septentrional para las superiores.

Al conjunto de la formación se le asigna una edad de Cuisiense superior - Priaboniense. Los depósitos de edad Cuisiense superior son los equivalentes continentales (aflorantes al este de la sección tipo, en Llers) a la sucesión marina de las formaciones de Terrades y de la Penya. La datación de la parte alta de la serie carece de argumentos paleontológicos, si bien las características petrológicas nos permiten relacionarlos con las sucesiones de arenas arcósicas de Vilopriu y Vergés (Hoja de Torroella de Montgrí) de edad Bartonense (Fontboté *et al.*, 1958), pudiendo llegar el techo de la sucesión hasta el Priaboniense.

1.7. NEOGENO

El neógeno está ampliamente representado en la Hoja de Figueras. Debido a las condiciones de afloramiento es imposible establecer unidades formales, al no poder identificarse en la mayoría de los casos, los límites de las mismas con suficiente precisión (Fleta y Escuer, 1991a). Estos hechos, junto con las escasas dataciones tanto paleontológicas como absolutas, dificultan la extrapolación y correlación entre los diferentes sedimentos.

La cuenca tiene una orientación NW-SE presentando su eje la misma dirección (fig. 6). La exploración geofísica ha revelado la compartimentación en bloques de la cuenca, así como la existencia de un surco de dirección NW-SE presentando un depocentro en la vertical de Ampuriabrava (fig. 7). La potencia de los sedimentos neógenos acumulada en dicho depocentro podría alcanzar los 3000 m (Calvet, 1982).

El neógeno en el área de estudio se ha agrupado en función de la litología, sedimentología y asociación de facies presentes. Así encontramos los siguientes materiales:

- facies detríticas continentales del Mioceno, ampliamente representadas en el borde suroeste de la Hoja.
- facies marinas del Plioceno en la parte central y las facies continentales de la misma edad, adosadas a los principales relieves de la Sierra de la Illa y de Pau, en la parte norte de la Hoja.

El desarrollo de importantes sucesiones de origen aluvial y marino-costero caracterizó la evolución sedimentaria de la cuenca ampurdanesa a lo largo del Neógeno, como lo demuestra el sondeo petrolífero GEOT-1 (Fleta y Escuer, 1991a) (fig. 8). La evolución sedimentaria de la cuenca estuvo ligada a la tectónica, a las variaciones del nivel del mar y se vio acompañada de efusiones volcánicas de diversa índole.

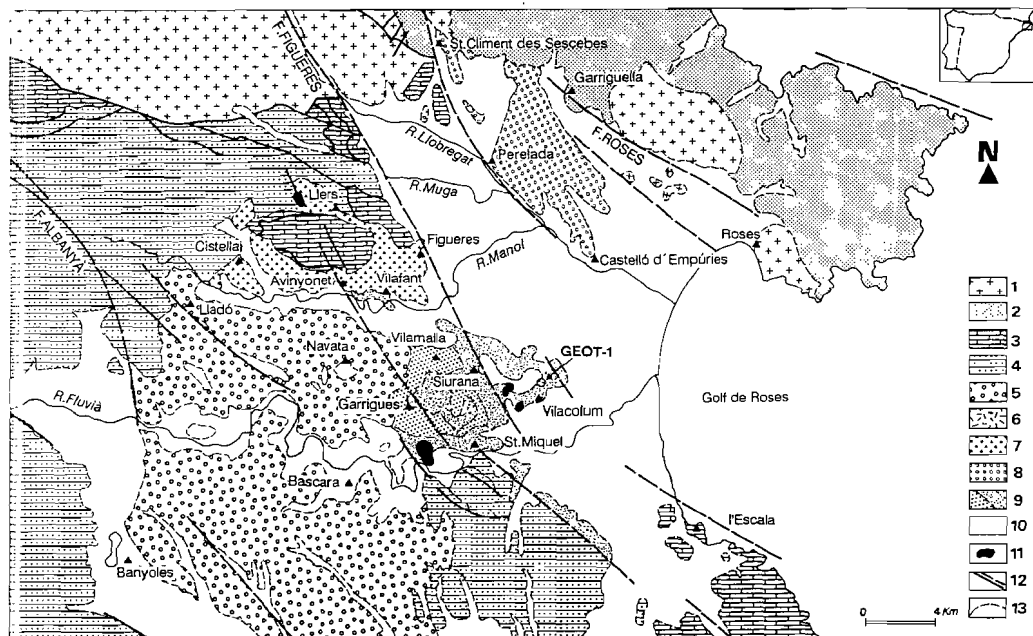


Figura 6. Mapa geológico de la cuenca neógena del Alt Ampurdà (Fleta y Escuer, 1991a). 1) Granitoides; 2) Parfí; 3) Mesozoico; 4) Paleoceno; 5) Mioceno superior (Turoliense), área fuente eocénica; 6) Mioceno superior (Turoliense), área fuente metamórfica; 7) Plioceno continental (Ruscinense), área fuente eocénica; 8) Plioceno continental (Ruscinense), área fuente metamórfica; 9) Plioceno marino (Zancliense); 10) Cuaternario; 11) Volcanismo neógeno y Cuaternario (basaltos de Arenys Basseis, Llers y Pedret, tranquitas de Vilacolum); 12) Falla y falla supuesta; 13) Contacto discordante.

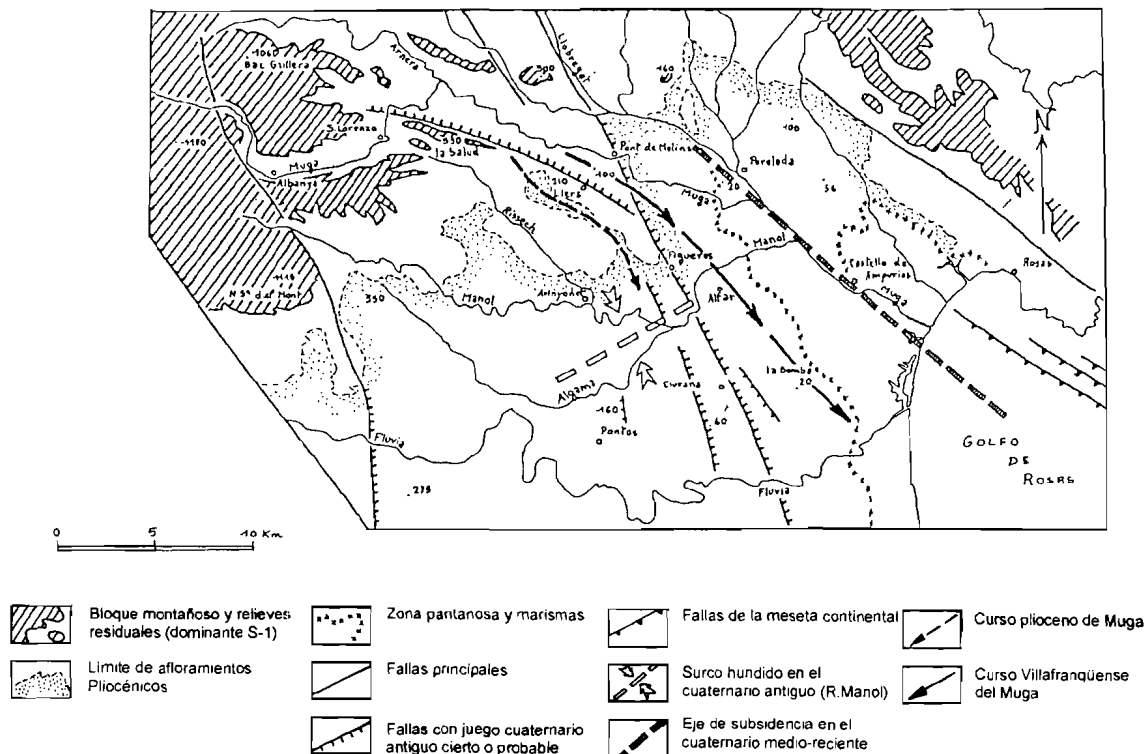


Figura 7. Neotectónica y red hidrográfica de la región de Figueres (Calvet, 1982)

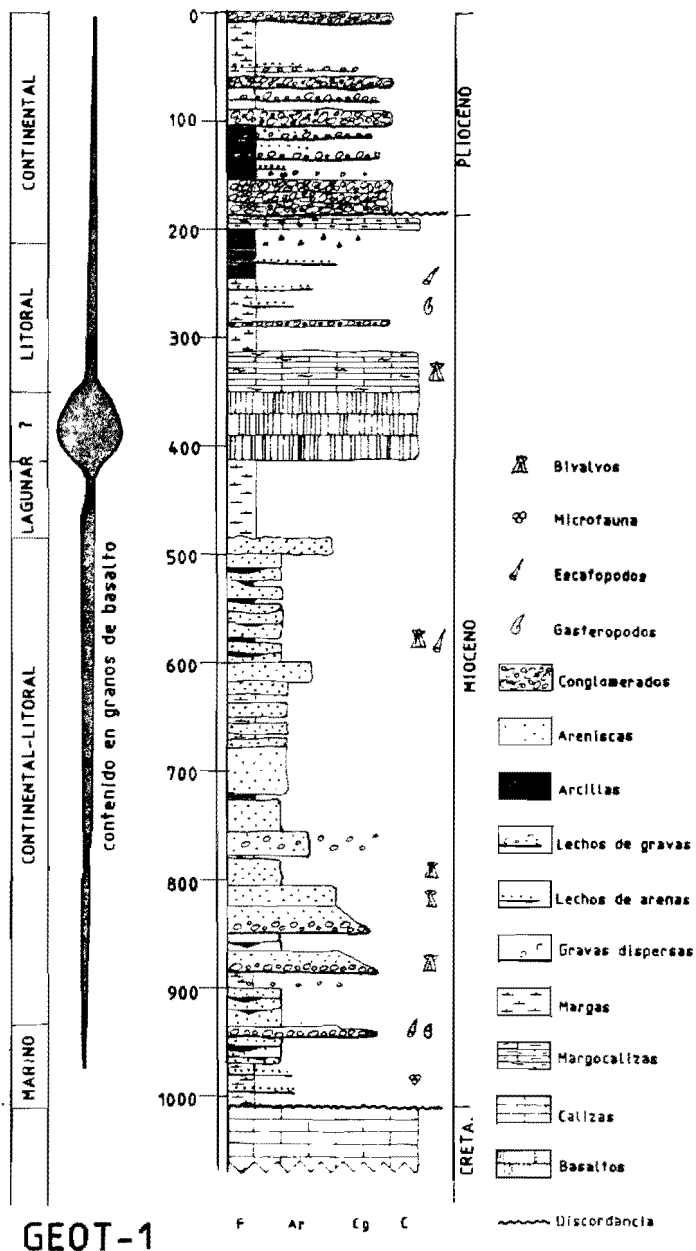


Figura 8. Interpretación del perfil correspondiente a los registros del sondeo GEOT-1 (Fleta y Escuer, 1991a)

La caracterización de las diversas unidades continentales y marinas, su evolución secuencial y el establecimiento de las relaciones verticales y laterales entre las distintas asociaciones de facies en el Alt Empordà ya han sido descritas (Fleta y Escuer, 1991a) (fig. 9).

1.7.1. Mioceno

El Mioceno se localiza en una amplia zona en el cuadrante suroeste de la Hoja de Figueres. Está representado parcialmente por materiales de origen continental, cuya edad corresponde a finales del Turoliense. Esta viene definida por la extrapolación de las dataciones efectuadas en el yacimiento de micromamíferos cercano al cementerio de Calabuig (próximo a Bâscara, Hoja nº 296 Torroella de Montgrí) que se sitúan en la zona MN 13 (Agustí *et al.*, 1990).

1.7.1.1. *Mioceno superior (Turoliense) (38)*

Esta unidad (Sistema aluvial de Esponellà-Navata; Fleta y Escuer, 1991a) está caracterizada por una área fuente predominantemente calcárea constituida por los relieves eocénicos que rodean el margen occidental del Alto Ampurdán (fig. 9).

En el área de Esponellà, Navata y margen derecho de la Riera de Alguema esta unidad está dominada por conglomerados que presentan, intercalados, discretos niveles de areniscas y paquetes de arcillas. Los tramos conglomeráticos son más importantes en la zona de Esponellà donde existen buenos afloramientos a lo largo del curso del Fluvià.

Los sondeos hidrogeológicos realizados en la zona permiten afirmar que la potencia de esta unidad supera los 100 m (SGC, 1983).

La geometría interna de esta unidad muestra frecuentes estratificaciones cruzadas si bien la facies dominante son las gravas masivas. Subordinadas a éstas aparecen gravas con estratificación cruzada planar o también en cuchara ("festoon" o "trough"), niveles de areniscas con estratificación planar, estratificación plana ("plane beds"), formando cuerpos con una estructura interna marcada por cicatrices de diverso orden. Estos cuerpos suelen estar separados por niveles de arcillas limosas o bien arenosas.

Esta unidad aparece en el margen izquierdo del Fluvià en los alrededores de Esponellà basculada 15 grados al oeste. Este efecto está relacionado con la falla de Albanyà, que constituye el borde occidental de la fosa neógena del Ampurdán.

En la riera de Alguema se puede observar la indentación de paquetes de arcillas en la serie conglomerática. Los paquetes suprayacentes a los niveles arcillosos presentan muy frecuentemente cantos blandos de dimensiones métricas. El tamaño medio de los cantos es inferior al de los conglomerados de Esponellà.

El dominio conglomerático se pierde hacia el este y al norte de la Riera de Alguema. Las poblaciones de Borrasá, Ordís y Lladó quedan incluidas dentro de este nuevo dominio. El resultado es una serie formada por cuerpos de conglomerados con geometría tabular de extensión late-

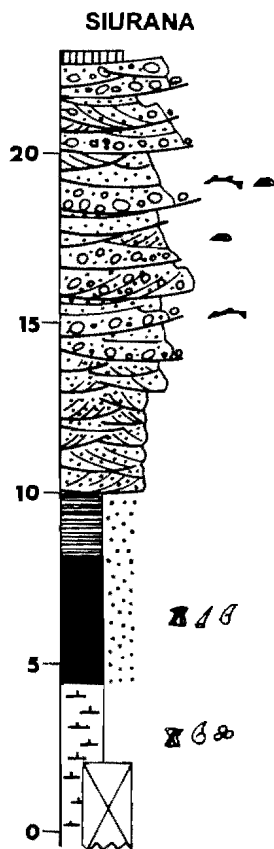


Figura 9. Sección estratigráfica del neógeno de la cuenca del alto Ampurdan, Cubeta de Riumors (Fleta y Escuer, 1991a)

ral elevada. Las bases de estos cuerpos son ligeramente erosivas. Su estructura interna presenta localmente estratificaciones cruzadas. Esta serie también incluye lentejones de areniscas y limos con niveles de paleosuelos (carretera de Figueres a Besalú).

Los ambientes deposicionales en los cuales se acumularon estos materiales detríticos corresponden a los propios de un abanico aluvial. Este aparato deposicional complejo, presenta diferentes asociaciones de facies en relación a la proximalidad y distalidad con respecto a su área fuente. Esta se situaría en el borde occidental de la Hoja y en sectores externos a ella (Hojas de Olot y Banyoles).

El tipo de facies presentes en esta unidad cartografiada no ha suministrado fauna o flora que permita su datación. El único yacimiento reconocido en esta unidad, y localizado muy próximo

en la vecina Hoja de Torroella de Montgrí N° 296, se sitúa en el cementerio de Calabuig y aporta contenido en micromamíferos pertenecientes a la MN 13 (Agustí *et al.*, 1990).

1.7.2. Plioceno

El Plioceno aparece representado ampliamente tanto en facies continentales como marinas. Las dataciones de éstos materiales han sido polémicas -por lo que respecta a las facies marinas, debido a la gran extensión de las facies de transición (Fleta y Escuer, 1991a)- y escasas respecto a los materiales continentales. Hoy en día, se acepta la asignación de los materiales marinos al plioceno basal Zancliense (Martinell, 1987). Por otro lado, la discreta fauna suministrada por el yacimiento de micromamíferos de Vilafant, sitúa los materiales continentales en la zona MN 14 (Rusciniense inferior) aunque no puede descartarse su adscripción a la base de la MN 15 (Rusciniense medio) Agustí (1982).

1.7.2.1. Plioceno marino (Zancliense) (39) y (40)

Aparece representado en la mitad inferior oriental de la Hoja. El Plioceno marino del Ampurdán se caracteriza por la gran variedad de sus afloramientos, desde un punto de vista litológico y faunístico y, por otra, por las dimensiones reducidas y la dispersión areal de éstos (Martinell, 1987). La serie más completa se observa en los alrededores de Siurana d'Empurdà (fig. 10). Se trata de una serie regresiva con margas en la base, seguidas de un tramo arenoso con alguna intercalación gravosa y conglomerados hacia techo (Fleta y Escuer, 1991a).

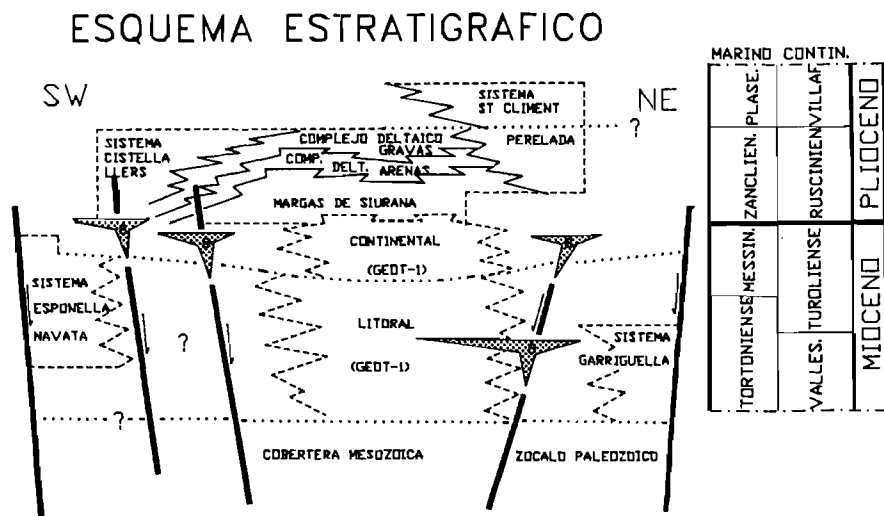


Figura 10. Plioceno marino del área del cementerio de Siurana d'Empurdà (Fleta y Escuer, 1991a). Leyenda igual que la figura 8

a) Margas azules (39)

Las margas azules afloran de forma puntual en el cementerio de Siurana y sus proximidades (Mas la Brava). Las litologías presentes comprenden margas, margas arenosas y margas con niveles de cantos dispersos reconocidos en sondeo (Fleta y Escuer, 1991a). El contenido malacológico que ha suministrado éste afloramiento es muy alto y ha sido objeto de múltiples estudios Martinell (1973), Martinell (1976), Martinell y Villalta (1978), Magné (1978), Martinell (1982), Martinell y Domènech (1985), Martinell (1988), Martinell *et al.* (1989).

Estos materiales han sido reconocidos en sondeo en amplias zonas del llano ampurdanés. La potencia supera los 200 m de espesor en las zonas más meridionales de la Hoja (50 m en el pozo petrolífero GEOT-1), mientras que en los márgenes, ésta puede reducirse a algunos metros de espesor, 1.5 m en el sondeo del S.G.O.P. de Castelló d'Empúries (fig. 11).

Las margas azules corresponden a los medios marinos más claros de toda la zona (Asociaciones de facies de bahía; Fleta y Escuer, 1991a). Representarían la parte central de una bahía de salinidad normal y con entradas importantes del mar (Martinell, 1987) (fig. 9).

Asimismo, éstos materiales incluyen parte de las 35 formas vegetales fósiles localizadas en Siurana, entre las que se pueden identificar vegetales higrófitos, formas propias de bosques de

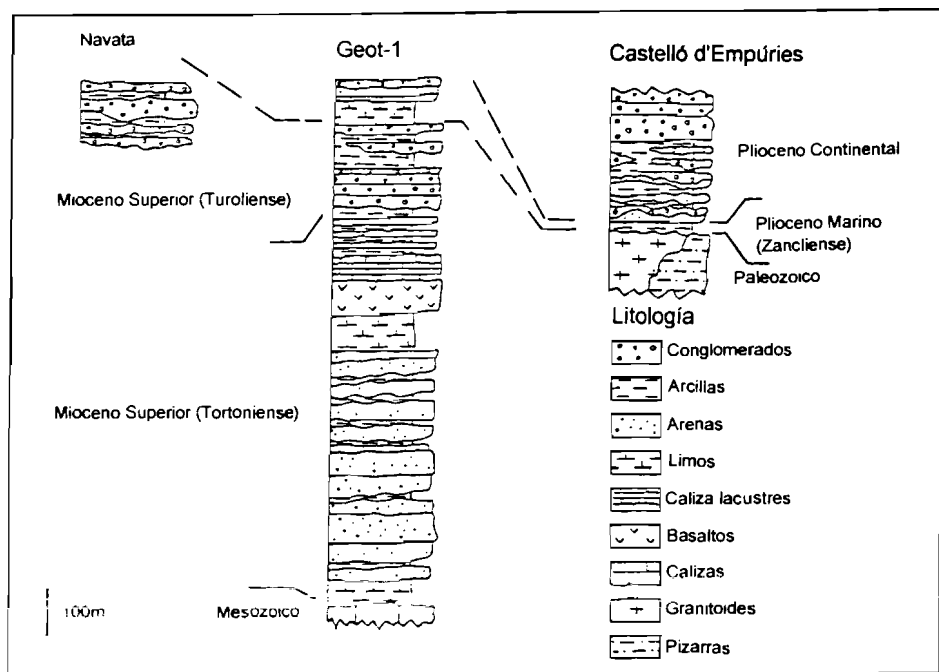


Figura 11. Columnas estratigráficas simplificadas del Neógeno

llanura, de vertientes inferiores de montaña y especies de zonas montañosas superiores a 600 m de altura Sanz de Siria (1982).

b) Arenas, gravas y arcillas con fauna marina (40)

Formando parte de la serie pliocénica y recubriendo las margas de forma transicional, aparecen arenas y areniscas, gravas y/o conglomerados y algunos niveles de arcillas con desarrollo de concreciones carbonatadas (fig. 9). La extensión lateral de éstas acumulaciones es considerable y se encuentran desde Sant Miquel de Fluvià hasta Vilafant apareciendo también en Sant Morí, Vilamalla y otras localidades.

Esta distribución espacial corresponde a diferentes aparatos deltaicos y direcciones de aporte. En la cartografía presentada no aparecen distintos grupos dentro del mismo epígrafe (40), pero sobre el terreno se pueden separar dos dominios compuestos por arenas y gravas respectivamente, éstos responden a diferencias energéticas y ambientales dentro de los complejos deltaicos. Las diferentes clases incluidas en los sistemas deltaicos pueden subdividirse en unidades dominadas por arenas (Unidades Avinyonet y Vilamalla; Fleta y Escuer, 1991a) y por gravas (Unidades Vilafant y Vilademàt -ésta última se localiza en la Hoja de Torroella de Montgrí; Fleta y Escuer, 1991a).

Existen notables diferencias sedimentológicas entre los márgenes septentrional y meridional de la cuenca con respecto a las asociaciones de facies litorales. El margen septentrional, presenta un escaso desarrollo de facies marinas con facies continentales (Rusciniense) y de transición progradantes hacia el sur y sureste (Unidades dominadas por arenas de Vilafant y Avinyonet). Mientras que en el meridional, se dan importantes acumulaciones de margas culminadas por predominio de gravas con "foresets" progradantes hacia el norte (Unidad Vilademàt) flanqueadas por arenas (Unidad Vilamalla) (Escuer y Fleta, 1991a).

Las facies dominadas por arenas y areniscas se encuentran recubriendo las facies margosas y la potencia supera los 10 m. Son frecuentes las intercalaciones gravosas dominando el techo de la serie que presentan caracteres más continentales. En el área de Vilafant y Avinyonet de Puigventós (Unidad Avinyonet), los cuerpos son multiepisódicos e incluyen facies gravosas minoritarias en su seno. El contenido faunístico es escaso y se reduce a fragmentos de conchas. Las arenas presentan buena clasificación y el tamaño de grano es medio-grueso y pueden incluir, en las bases erosivas de los diferentes episodios cantos blandos arcillosos o margosos. La geometría interna de éstos cuerpos presenta estratificación cruzada de bajo ángulo con paleocorrientes bimodales y estratificaciones cruzadas de gran escala.

Las arenas amarillas aflorantes en Siurana, Vilamalla, y Arenys d'Empordà (Unidad Vilamalla) varían notablemente en el tamaño de grano así como en la composición mineralógica. En los materiales próximos a los afloramientos volcánicos el contenido de partículas detríticas de origen efusivo es muy elevado. La composición mineralógica de dichas partículas indica una procedencia local de las mismas apareciendo granos de basalto en los afloramientos próximos a Arenys d'Empordà o fragmentos de traquiandesita en Vilacolum. La estructura interna difiere considerablemente de la descrita para la zona de Avinyonet. Son frecuentes las acreciones late-

rales (Fitosanitario de Vilamalla, trinchera del ferrocarril Km 242) que pueden incluir gravas y limos margosos. Se observa un incremento en el porcentaje de finos así como diferencias en el contenido faunístico.

El paso de las facies arenosas a las gravosas es transicional y se caracteriza asimismo por un paso progresivo de las condiciones litorales a las continentales. Las sucesiones dentro de éste dominio muestran un amplio espectro de facies y se han diferenciado en dos unidades representativas (Fleta y Escuer, 1991a).

La Unidad de Vilafant aparece por encima de los depósitos de Avinyonet y se extiende desde Vilafant hacia el sureste, a las cercanías de Basseia y Siurana d'Empordà coronando los depósitos arenosos. Presenta gravas masivas (Gm) gravas con estratificación planar (Gp), gravas en surco (Gt), gravas con estratificación planar de bajo ángulo (Gl), gravas con acreción lateral (Gal) y gravas de erosión y relleno (Gs). Subordinadas a las facies gravosas aparecen facies arenosas con estratificación cruzada (St, Sp), de bajo ángulo (Sl), arenas masivas (Sm) y niveles de finos (L, Ar) más o menos margosos que incluyen horizontes carbonatados producto de edafizaciones (P).

La fauna litoral presente en las facies gravosas incluye preferentemente ostréidos, balanos -colonizando los cantos- y bivalvos. En algunos niveles de gravas se puede apreciar la actividad bioerosiva sobre los cantos de calizas.

Geométricamente, las facies gravosas se relacionan con las unidades continentales de Llers-Figueres y representan ambientes litorales de abanicos aluviales deltaicos ("fan deltas"). Adosada al margen sur de la cuenca del Alt Empordà -prácticamente fuera de la Hoja de Figueres- aparece la Unidad de Vilademat. Los afloramientos donde ha sido reconocida (Vilademat y Ventalló) permiten estudiarla parcialmente. Se trata de cuerpos formados por estratificación cruzada con caras de avalancha "foresets" que superan los 20 m de altura. El material está constituido por gravas, microgravas y arenas cuya composición se halla dominada por clastos de cuarzo y carbonatos. En el afloramiento de Vilademat es posible observar fauna marina asociada a las caras de avalancha (ostréidos y balanos). Las paleocorrientes medidas en éste depósito, como en el caso de Ventalló, indican una procedencia del sur. Estos depósitos han sido interpretados como de abanico aluvial deltaico ("fan delta") Martinell (1973), Verdaguer et al. (1986).

El conjunto debe interpretarse como parte de la secuencia regresiva característica del Plioceno de ésta zona. El ambiente sedimentario responde a aparatos deltaicos de una gran energía en los que es posible diferenciar algunos subambientes.

1.7.2.2 *Plioceno continental (Rusciniense)*

El Plioceno continental se localiza en el borde septentrional de la fosa y se pueden diferenciar dos sistemas sedimentarios separados por la Falla de Figueres atendiendo a su área fuente. Un primer sistema situado al oeste, incluye cantos de granitoides, entre otros de procedencia eocénica y el segundo al este, se encuentra dominado por materiales de procedencia paleo-

zoica metamórfica, donde no aparecen granitoides ni cantos eocénicos. Ambas áreas fuente se sitúan mas al norte de la cuenca (Fleta y Escuer, 1991a).

1.7.2.2.1. Detríticos de área fuente eocénica. (Gravas, arenas arcósicas y arcillas) (41)

Gravas, arenas arcósicas y arcillas

Formado por gravas, arenas y arcillas éstos materiales (Sistema aluvial de Cistella-Llers; Fleta y Escuer, 1991a) se encuentran rodeando los terrenos mesozoicos de la Serra de la Illa, en las proximidades de Figueres, Cistella y Llers (fig. 9). En éstos depósitos detríticos se incluyen granitoides y presentan cuerpos de gravas o conglomerados canalizados, que alternan con tramos arenosos muy arcósicos y tramos arcillosos de colores rojizos. Los granitoides aparecen en diferentes estados de alteración y frecuentemente disgregados. Los tramos arenosos y gravosos presentan tonalidades blancas, que dan un fuerte contraste con las tonalidades rojizas de los tramos más lutíticos, debido al alto contenido en feldespatos alterados que contienen. Cerca de Cistella se ha comprobado la presencia de cantos de basalto en uno de los paquetes gravosos.

El límite inferior de esta unidad es discordante con las calizas mesozoicas de la Serra de la Illa, si bien hacia el centro de la cuenca descansa sobre las facies costero-marinas del Plioceno. Al norte de Cistella y un poco al este de Vilaritg, éstos materiales se disponen en "onlap" sobre los materiales eocénicos.

Esta misma unidad, con marcadas diferencias sedimentológicas, se puede reconocer en la carretera de Figueres a Llers. Las gravas son dominantes y presentan cantos bien rodados con diámetro superior a los 20 cm. Estas gravas masivas están acompañadas de arenas arcósicas, sin presencia de tramos arcillosos y localmente desarrollan nódulos de carbonato pulverulento. La composición de los cantos incluye granitoides y los basaltos son más abundantes que en Cistella. Estos últimos han sido relacionados con un afloramiento detectado cerca de Llers (Union Texas Inc., 1984).

En las inmediaciones de Figueres, el tamaño del grano de las gravas disminuye y aumenta el porcentaje de arenas. Los materiales presentan estructuras sedimentarias muy marcadas, con estratificaciones cruzadas bien desarrolladas. En esta zona se ha constatado también la presencia de cantos de basalto. El límite inferior de la unidad viene definido -en este sector- por el contacto con los depósitos pliocenos marino-costeros, observables en el "thalweg" del Río Manol en las proximidades de Vilafant. En esta misma localidad un yacimiento de micromamíferos permite atribuir estos materiales al Rusciniense (Agustí, 1982).

El afloramiento más oriental de esta unidad se sitúa en el Far de Empordà donde Villalta (1958) cita donde cita *Hipparion crassum*.

Los materiales continentales recubren en parte la serie marina en la zona mas meridional de la Hoja y representan el techo de la serie pliocénica en este sector.

Los sistemas deposicionales en que se depositaron estos materiales tienen un marcado carácter aluvial, y corresponden a sistemas de conos de deyección de alta energía con acusadas relaciones de proximalidad-distalidad. Las partes distales de algunos de ellos pasan directamente a facies marino-costeras (Plioceno marino), por lo que pueden ser interpretados como “fan deltas”

Las relaciones proximalidad-distalidad en el sistema de Llers-Cistella aparecen claras a lo largo de la carretera de Figueres a Llers. En ésta última localidad, las facies proximales están constituidas por gravas rodadas de carácter masivo (Gm) presentando una matriz arcósica y el tamaño medio de los cantos supera los 10 cm de diámetro. Estos materiales pasan gradualmente hacia al sur a facies gravoso-arenosas con abundantes estratificaciones cruzadas (St, Gt, Sp) y el tamaño de grano disminuye en las facies gravosas dependiendo de su distalidad.

1.7.2.2.2. Detríticos de área fuente paleozoica (42) y (43)

Estos materiales proceden de un área fuente constituida por materiales paleozoicos en los que no aparecen granitoides. Esta unidad (Sistema aluvial Sant Climent-Perelada; Fleta y Escuer, 1991a) aparece en las proximidades de Sant Climent de Sescebes, Perelada y se extiende hacia el sur y sureste hasta las proximidades de Castelló d'Empúries (fig. 9).

El límite inferior de esta unidad reposa directamente sobre las margas marinas de Siurana reconocidas en sondeo en los alrededores de Castelló d'Empúries, mientras que en el área de Perelada-Sant Climent reposa directamente sobre el zócalo paleozoico. La potencia total de la unidad supera los 100 m y en ella se han diferenciado tres asociaciones de facies atendiendo a la variación del tamaño de grano y estructuras sedimentarias, que responde a su vez a una variación de proximalidad distalidad del área fuente (fig. 11).

La edad de estos materiales es relativa debido a la ausencia de fauna Ribera Faig (1945). Su posición suprayacente a las Margas de Siurana implica una edad superior a éstas, situando su límite inferior en el Plioceno inferior o medio (Rusciniense), aunque los niveles superiores del sistema podrían ser más modernos (Escuer y Fleta, 1991a).

En ella se han diferenciado dos subunidades atendiendo a la variación del tamaño de grano, que responde a su vez a la variación de proximalidad-distalidad con respecto al área fuente. De esta manera en el grupo litológico de las gravas, arenas, arcillas y limos se han representado las asociaciones de facies de zona proximal y media de abanico aluvial, mientras que las arcillas, limos y arenas con niveles de gravas constituirían las zonas distales del mismo abanico aluvial.

Gravas, arenas, arcillas y limos (42).

Los materiales de esta unidad situados más al norteoste de la Hoja corresponden a facies proximales de abanico aluvial y pueden ser reconocidos en los alrededores de Perelada (fig. 11)

Están constituidos por facies de gravas masivas (Gm), gravas con estratificaciones cruzadas (Gp) y discretos paquetes de arenas (S) y arcillas (Ar). La composición de los cantos es eminentemente metamórfica apareciendo abundantes cantos de filitas, pizarras, cuarzo, etc.

El límite inferior de esta unidad reposa directamente sobre las margas marinas de Siurana, reconocidas en sondeo en los alrededores de Castelló de Ampurias, mientras que en el área de Perelada-Sant Climent, reposa directamente sobre el zócalo paleozoico. La potencia total de la unidad supera los 100 m. Estos materiales corresponden a las facies proximales de abanico aluvial. Dentro de las zonas medias las series presentan dos tipologías bien diferenciadas de cuerpos conglomeráticos: cuerpos canalizados incluidos en una serie arcillosa con una elevada relación anchura/profundidad y estructuras internas propias de cursos sinuosos (acreción lateral) incluidos entre potentes paquetes de limos y arcillas, y cuerpos tabulares multiepisódicos coronando las series. La disminución de los conglomerados tabulares hacia el sureste es patente indicando una mayor distalidad. La presencia en determinados afloramientos de cuerpos tabulares hacia techo indican una progradación del sistema, debida probablemente a una reactivación de los relieves circundantes y/o cambios eustáticos (Fleta y Escuer, 1991a).

Arcillas, limos y arenas con niveles de gravas (43).

Hacia el sureste, en las proximidades de Vilanova de la Muga, los niveles de arcillas y limos se hacen más importantes quedando relegados los conglomerados a paleocanales de extensión lateral limitada. El afloramiento más oriental de esta unidad aparece cercano a la localidad de Rosas, recubierto en parte por los glaciares que forman el piedemonte de la Sierra de Roda.

Este conjunto de materiales corresponde a las facies distales del abanico aluvial, en éstos se incluyen arcillas expansivas (smectitas) y nódulos esferoidales de óxidos de hierro (goetita) en las facies mas lutíticas de esta unidad (Fleta y Escuer, 1991a).

1.8. CUATERNARIO (44-59)

Los importantes espesores de los materiales Cuaternarios revelan un control de la sedimentación por la tectónica, además de las movimientos eustáticos ligados a las variaciones climáticas (Bach, 1986-87).

A grandes rasgos los medios sedimentarios cuaternarios no se diferenciaron demasiado con respecto a la configuración de la cuenca Neógena del Ampurdán. Esta marcó las pautas a seguir por los principales cursos de agua, y determinaron la colmatación de la llanura costera pliocénica.

En el Cuaternario de Figueras no se ha realizado ninguna datación absoluta hasta el momento, que permita diferenciar el Holoceno del Pleistoceno. Debido a la imposibilidad de disponer de dataciones, cada unidad cartográfica se ha diferenciado atendiendo a la génesis, litología y posición de los depósitos, lo que nos permite realizar una cronología relativa.

Los depósitos cuaternarios representan una área muy extensa en la hoja. El recubrimiento Cuaternario se encuentra ampliamente desarrollado en los valles de los principales ríos Fluviá, Manol y Muga, aunque la mayor extensión aparece en las antiguas llanuras deltaicas de los mismos.

Atendiendo a lo anteriormente dicho los materiales cuaternarios del Alto Ampurdán se han diferenciado en los siguientes tipos:

- Terrazas fluviales.
- Glacis de acumulación.
- Llanura deltaica.
- Conos de deyección.
- Playas.
- Dunas litorales.
- Depósitos palustres.
- Marismas.
- Cordones litorales.
- Depósitos cársticos (terra rossa).

1.8.1. Depósitos aluviales

Los depósitos aluviales tienen un gran desarrollo como principales protagonistas del relleno de la cuenca neógena del Ampurdán. En ésta se implantarán grandes cursos fluviales a favor de las principales directrices tectónicas, grandes conos de deyección como resultado de la salida de las aguas cargadas de materiales de los relieves a la depresión y extensos glacis de acumulación como resultado de la erosión y denudación de los relieves circundantes.

Así dentro de esta activa dinámica aluvial encontramos terrazas fluviales, conos de deyección y glacis de acumulación.

1.8.1.1. Terrazas fluviales

Dentro del área de estudio nos encontramos el siguiente conjunto de terrazas fluviales, asociadas a los ríos Fluviá, Manol, Muga, Orlina y también a la riera de Alguema.

El río Fluviá de régimen meandriforme presenta algún punto próximo al estrangulamiento, como se puede observar cerca de Orfáns, y el desarrollo de sus terrazas es asimétrico.

1.8.1.1.1. Terraza alta (44)

Se sitúa entre +40-50 m, y podra correlacionarse con el Pleistoceno superior. Su potencia alcanza los 10 m.

Se desarrolla principalmente en los rios Fluviá, Manol, Muga y Orlina. Tambien se encuentra en la riera de Alguema.

Está constituida por gravas con cantos heterométricos de cuarzo, cuarcita, arenisca y caliza embebidos en una matriz arenosa que incluye niveles de limos.

1.8.1.1.2. Terraza media (46)

Este sistema de terrazas es el menos representado arealmente y donde adquiere una mayor entidad es en el rio Fluviá, y localmente en el Manol.

Se localiza entre +20-30 m, y la potencia alcanza los 6 m. Suele ser arcillosa y el tamaño de sus cantos es menor a la terraza alta.

1.8.1.1.3. Terraza baja (48)

Situada a +8-10 m, su potencia alcanza los 6 m de espesor. Se da principalmente en el Fluviá y en los cursos bajos de los demás rios al conectarse con la llanura deltaica. Está formada principalmente por gravas.

1.8.1.2. Aluvial actual (56)

El aluvial actual está representado por las llanuras de inundación de los rios Fluviá, Manol, Muga, Llobregat, y en un menor grado la riera de Alguema.

Se dan numerosas barras y zonas de acumulación de finos, sobretudo en la cercana a la desembocadura.

1.8.1.3. Conos de deyeccion (49)

Su extensión areal se representa por símbolos convencionales y se incluyen en las mismas terrazas donde se localizan, dado que existe un paso gradual entre éstos dos conjuntos de materiales. Cabe resaltar la presencia de grandes conos de deyección como el de Cabanes relacionado a la terraza alta. El nivel próximo al Far del Ampurdán, constituido por gravas heterométricas que incluyen localmente caliches podría corresponder a un cono de deyección instalado en la terraza media.

1.8.1.4. *Glacis de acumulación (45, 47)*

Al pie de la Sierra de Pau se desarrolla una superficie suavemente inclinada hacia la depresión que está constituida por un piedemonte muy importante. Se trata de niveles detríticos compuestos generalmente por cantos angulosos metamórficos y granitoides incluidos en una matriz arcósica, con intercalaciones de paquetes mas finos. Estos alcanzan diversas potencias, aunque normalmente no superan los 5 m.

Encontramos niveles diferentes, que aparecen en el relieve como formas exhumadas y donde la red fluvial se ha instalado dejándolas como formas relictas. Se pueden observar dos niveles que se interrelacionan con las terrazas alta y media respectivamente. El primero ocupa una extensión mucho mas reducida que el segundo.

1.8.1.5. *Meandros abandonados*

Se localizan numerosos meandros abandonados en los cursos bajos de los rios Fluviá y Muga. Se caracterizan por estar constituidos por materiales finos, de arcillas y limos.

1.8.2. **Depósitos de llanura deltaica**

Ocupan una considerable extensión y constituyen los lóbulos deltaicos de los rios Muga y Fluviá (fig. 12). Entre estos distributarios se desarrollaron áreas de coalescencia que dieron lugar a pequeñas bahías. Estas con la acción de la olas y la formación de cordones litorales produjeron toda una serie de zonas de lagoon. Estos sistemas deltaicos, de tiempos históricos, configuraron la actual forma de la linea de costa del Alto Ampurdán, y dejaron tras de si una extensa zona llana que corresponda al sistema fluvio-deltaico.

Estos sistemas deltaicos se han cartografiado en función de las litologías reconocidas sobre el terreno, además de la información obtenida de prospecciones eléctricas realizadas en el sector (Bach, 1979).

1.8.2.1. *Limos deltaicos (51)*

Constituyen una orla que rodea los antiguos deltas. Adquieren una mayor importancia en el caso del Muga y responden a áreas de prodelta o interdeltaicas.

1.8.2.2. *Gravas deltaicas (52)*

Tan solo se han representado en la desembocadura del rio Muga y corresponde a las facies canalizadas de un distributario, constituidas por gravas.

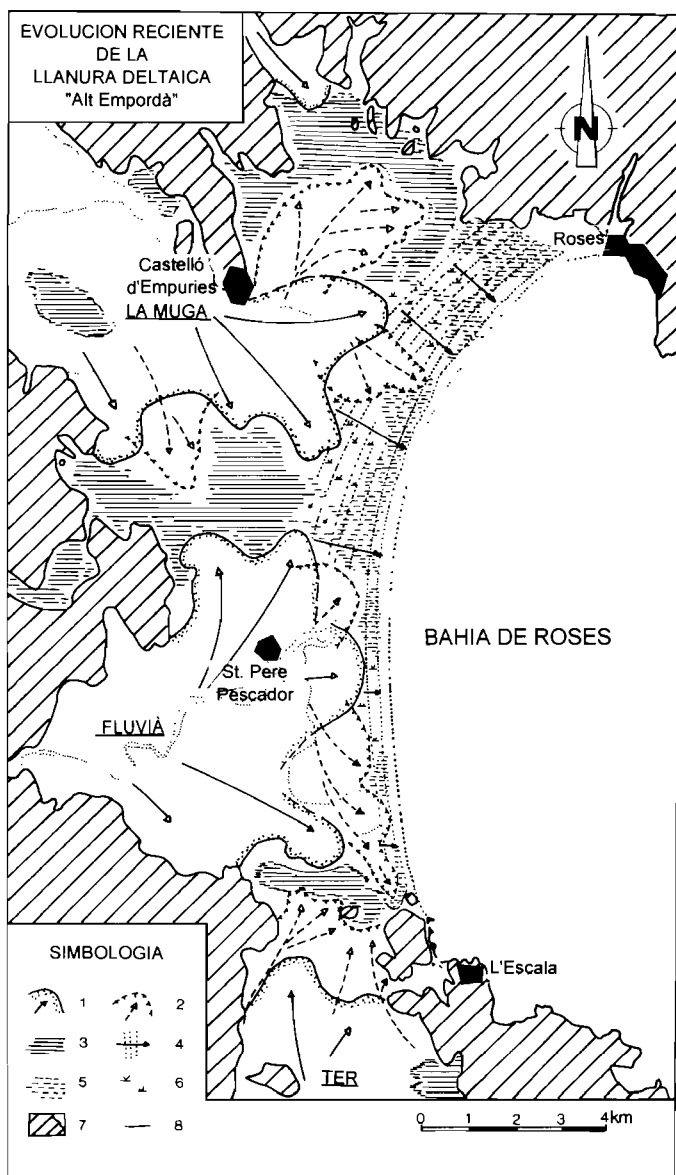


Figura 12. Evolución reciente de la llanura deltaica del Alt Empordà (Bach, 1987). 1 y 2, lóbulos deltaicos; 3, 5 y 6, pantanos y zonas palustres; 4, acreción de cordones; 7, relieves preholocenos; 8, línea de costa actual

1.8.2.3. *Arenas y gravas deltaicas* (53)

Responden al cuerpo progradante formado por los depósitos de canales distributarios de los antiguos deltas. Formado por una secuencia de arenas y gravas.

1.8.3. **Depósitos palustres** (55)

Los depósitos palustres del Alto Ampurdán corresponden a antiguas zonas interdeltaicas de marismas degradadas y que progresivamente han sido colonizadas por la vegetación. Pueden estar so-metidas a condiciones de inundación estacional o permanente, cabe destacar los depósitos palustres de la zona oriental de Riumors y los de la Riera de Pedret al noreste de Castell de Empuries.

Constituidos por limos y limos arcillosos con abundante materia orgánica.

1.8.4. **Depósitos litorales**

Los depósitos litorales presentan una evolución de claro dominio del oleaje, como lo demuestran la presencia de cordones litorales que progradan por acreción. La actividad antrópica ha modificado considerablemente el entorno de las marismas, desde el siglo XV, produciendo la desecación de las zonas pantanosas.

1.8.4.1. *Marismas* (59)

Las marismas actuales están situadas siguiendo la costa a partir de la desembocadura del río Fluvià hacia el norte, y se dan numerosos canales y lagunas. En esta área encontramos dos zonas importantes, una entre la desembocadura del río Fluvià y Muga, y otra al norte, en las inmediaciones de la urbanización Ampuriabrava.

Los sedimentos que cubren su fondo son fangos salobres con fracción arenosa y limosa gris con alto contenido en materia orgánica y de sales.

Entre la desembocadura del Fluvià y del Muga, se conservan toda una serie de pequeños pantanos o lagunas con dirección perpendicular a la línea de costa y pueden alcanzar los 7 m de profundidad, como es el caso de La Massona. Estos suelen estar conectados a canales de riego.

1.8.4.2. *Playas* (58)

Las playas del Golfo de Rosas constituyen una franja estrecha paralela a la línea de costa que llega a alcanzar los 200 m de ancho en las proximidades de la desembocadura del río Fluvià (fig. 13). Esas se han formado por la acción de las olas y de las corrientes de deriva. Al sur de ésta y cerca de Sant Pere Pescador desaparecen y solo encontramos dunas fijadas.

Se trata de arenas finas con restos de conchas y localmente incluyen gravas.

1.8.4.3. *Dunas (57)*

Estas formaciones eólicas adquieren un gran desarrollo en una franja paralela a la línea de costa en las inmediaciones de Sant Pere Pescador y al sur de la desembocadura del Fluviá (figura 13).

Estas dunas están constituídas por arenas de cuarzo con fragmentos de rocas metamórficas. Desarrollan una forma de media luna, con su parte convexa orientada hacia el norte, dirección del viento dominante (la tramuntana) y que puede llegar a alcanzar los 200 km/h aunque son mas frecuentes los 80-90 km/h.

1.8.4.4. *Cordones litorales (54)*

Detrás del cordón litoral actual en la zona cubierta por la marisma se observan unas formas alargadas paralelas a la costa y de naturaleza arenosa que contienen restos de troncos y conchas marinas. Estas morfologías se interpretan como antiguos cordones litorales "beach ridges" sobre los que se ha formado la marisma al ir progradando (fig. 13). Pueden llegar a contabilizarse hasta diez antiguos cordones que se han ido sucediendo en el tiempo (sector de Ampuriabrava).

1.8.5. **Depósitos cársticos**

Únicamente se han cartografiado en aquellas zonas donde ocupan una extensión areal importante, y se producen como el relleno de dolinas como cubetas de decalcificación.

1.8.5.1. *Terra rossa (50)*

Este tipo de materiales se localiza en materiales eocénicos calcáreos y solo se ha representado en las proximidades de Terrades y Llers. El condicionante topográfico ha favorecido la acumulación y se ha preservado gracias a pequeñas depresiones o dolinas. En la Sierra de la Illa, cerca de Llers, el macizo calcáreo cretácico apenas ha favorecido la acumulación de materiales de alteración (arcillas de decalcificación), a pesar de las grandes dolinas observadas sobre el terreno, dándose un predominio de las formas de disolución con desarrollo de lapiazes importantes en la vertiente meridional.

2. **TECTONICA**

2.1. **INTRODUCCION**

En la Hoja se pueden apreciar dos conjuntos de estructuras formadas durante dos etapas tectónicas claramente diferenciadas: la etapa de tectónica compresiva de edad paleógena y la etapa de tectónica distensiva de edad Oligoceno-Mioceno (fig. 14).

Durante la estructuración paleógena se formó un sistema de cabalgamiento que limitaron los

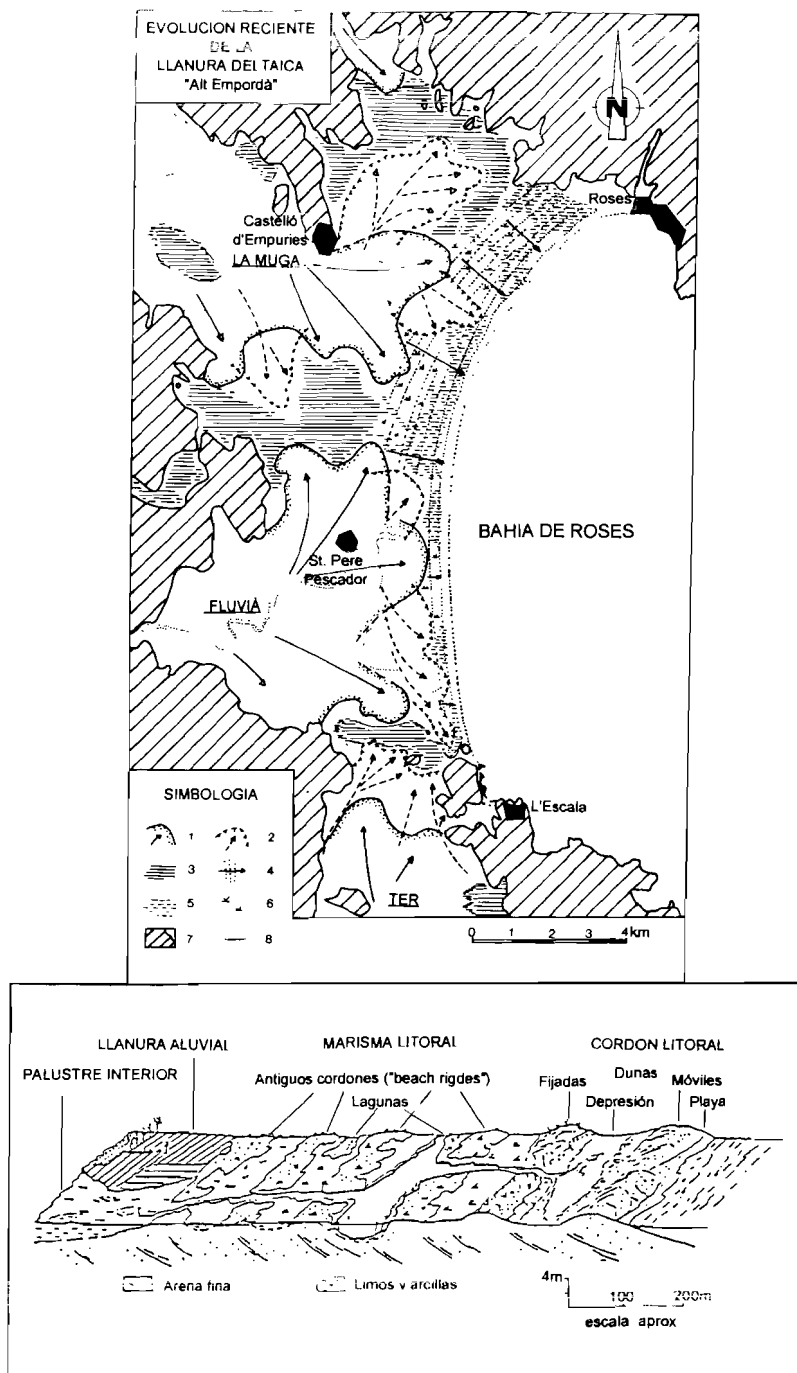


Figura 13. Ambientes sedimentarios de la franja litoral del Golfo de Rosas (Bach. 1987)

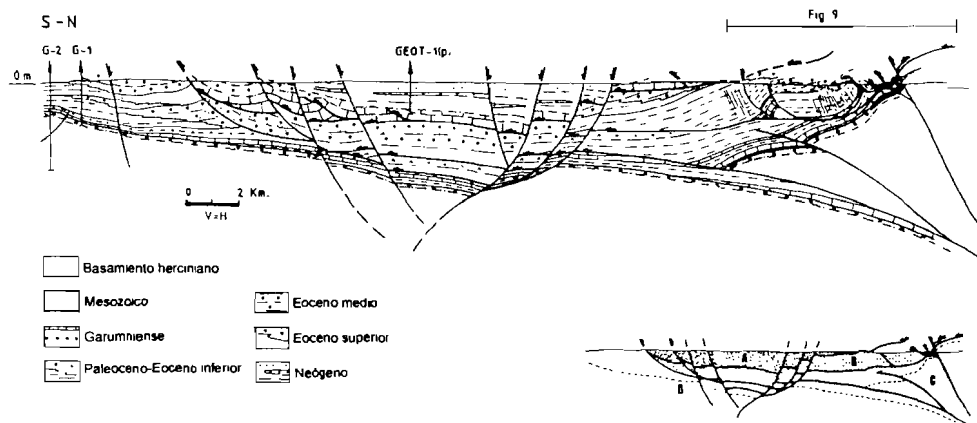
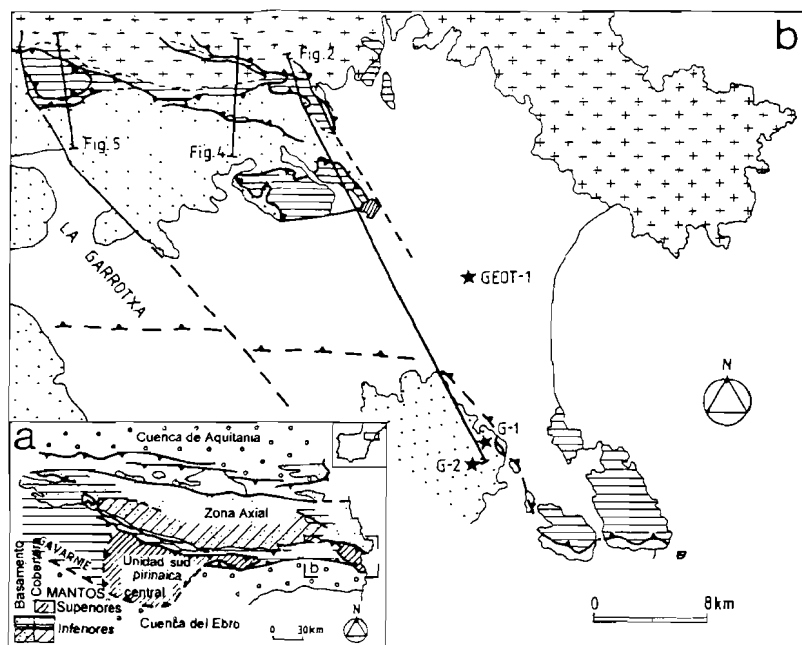


Figura 14. Mapa esquemático y corte general del Empordà con un esquema simplificado que muestra las principales unidades estructurales. A: Unidad de Figueras; B: Unidad de Biure-Bac Grillera; C: Unidad Roc de Frausa; D: Autóctono (Pujadas *et al.*, 1989)

diferentes mantos de corrimiento que se observa en la región. El sistema de cabalgamientos reactivó en algunos casos una red de fallas previas extensionales (mesozoicas e incluso paleozoicas) produciendo una inversión tectónica de las cuencas extensionales mesozoicas. Así, en la Hoja, aparecen distintos tipos de mantos de corrimiento dependiendo del tipo de materiales que transporte y de la situación estructural que ocupe (Muñoz *et al.*, 1986). Los mantos superiores ocupan una posición estructural alta y están constituidos únicamente por rocas del Mesozoico (mantos de Biure y de Figueres-Montgrí). Los mantos inferiores están constituidos por rocas paleógenas encima de un substrato paleozoico y ocupan una posición estructural baja (manto del Cadí). La estructura hercínica que se observa en los materiales del Paleozoico será descrita en el apartado de tectónica hercínica. El manto de Figueres-Montgrí se tratará especialmente debido a las anomalías que presenta tanto en la dirección de sus rampas como en la edad de emplazamiento.

El ámbito de la Hoja se encuentra atravesado por una red de fallas de dirección NNW-SSE a NW-SE con hundimiento, en general, del bloque oriental, que condicionaron la formación de las cuencas neógenas del Alt Empordà (fig. 15). Algunas de estas fallas fueron activas durante el Cuaternario como lo demuestran los depósitos asociados a estas.

El conocimiento de la estructura de la terminación oriental del Pirineo va ligado al descubrimiento del cabalgamiento de Vallfogona durante la exploración de hidrocarburos realizada con líneas sísmicas en la zona de Ripoll (publicado en Clavell *et al.*, 1988), en la década de los 70.

2.2. TECTONICA HERCINICA

La Zona del Cap de Creus (que limita al noreste en ésta Hoja, ver Hoja de Roses) está constituida esencialmente por una serie metasedimentaria (Cambro-Ordovícico) con algunas intercalaciones de rocas ortoderivadas y dos pequeños macizos de granodioritas intrusivas. Las deformaciones penetrativas, el metamorfismo y el emplazamiento de las granodioritas son atribuidos a la orogenia hercínica (Carreras y Losantos, 1981).

Las estructuras más evidentes del episodio tardío son pliegues de dimensiones cartográficas con pliegues menores asociados. Todos ellos presentan una dirección predominante de NW-SE, con orientaciones y buzamientos anómalos hacia el noreste. Estos pliegues se desarrollan principalmente en los metasedimentos de grado bajo, mientras que son reemplazados en los dominios cristalinos (metasedimentos de grado medio y alto, y granitoides) por una red de zonas de cizalla que desarrollan rocas de tipo milonítico que inducen un metamorfismo regresivo localizado (Carreras y Losantos, 1981).

En el borde norte central de la Hoja aparecen los metasedimentos paleozoicos (Monte Pedrós, cerca de Masarac -fuera de la Hoja-), que están asociados a los granitoides intrusivos del plutón de St. Llorenç La Jonquera. Como rocas intrusivas se encuentran desde tonalitas a granitos y se emplazan posteriormente a las fases de deformación hercínicas principales y al metamorfismo regional asociado (contexto de la Hoja de La Jonquera; Liesa, 1988).

A grandes rasgos la estructura definida por el plegamiento de la esquistosidad regional, res-

Figura 15. Esquema tectónico del Pirineo oriental, con la representación de las Hojas Magna. En la Hoja de Figueres se pueden reconocer las unidades tectónicas de la Unidad de Biure, Sinclinal, Unidad de Figueres-Montgrí y depresión neógena del Empordà.

ponde a una sucesión de antiformes y sinformes de tendencia cónica, que son mas amplios al sureste, pero que se hacen mas apretados hacia el oeste (Carreras y Losantos, 1981).

Por analogía a otros dominios profundos de la cordillera herciniana se supone que la disposición vertical o moderadamente inclinada de la esquistosidad regional, es debida al plegamiento tardío y que originariamente, la posición en el momento de su formación podía ser subhorizontal. La falta de información no permite pronunciarse con respecto a la dirección y la vergencia de las estructuras del primer episodio (Carreras y Losantos, 1981).

2.3. TECTONICA DE COMPRESION PALEOGENA

Durante la etapa de compresión paleógena se desarrolló un sistema de cabalgamientos que separan diferentes mantos de corrimiento (superiores: Biure y Figueres-Montgrí e inferiores: Cadí). Así en este apartado describiremos los mantos de corrimiento y las fallas normales sincrónicas al emplazamiento del manto del Cadí, además de la geometría del sistema de cabalgamientos, la edad y secuencia de emplazamiento de los mantos y su procedencia de la terminación oriental del Pirineo.

2.3.1. Manto de Biure

El manto de Biure está compuesto por una serie de láminas cabalgantes limitadas por cabalgamientos que muestran una dirección NW-SE (el ámbito de la Hoja). El cabalgamiento inferior sube en la serie estratigráfica del bloque inferior desde el Garumniense en su parte noroeste (Hoja de La Junquera) hasta los depósitos detríticos del Eoceno medio en su parte sureste, donde queda fosilizado por depósitos detríticos equivalentes a la Fm. de Coronas (26). En detalle está formado por un gran número de láminas cabalgantes de diferentes dimensiones. Se pueden diferenciar las láminas formadas por diversos apilamientos de calizas del Muschelkalk, láminas formadas únicamente por materiales jurásicos, láminas formadas por un Cretácico muy reducido (2-5 m) encima del Jurásico y láminas con un Cretácico potente (200-300 m) encima de un Jurásico muy reducido. Resumiendo, se pueden diferenciar dos grandes unidades tectónicas distintas: la superior, formada por rocas triásicas y jurásicas, y la inferior, por un cretácico discordante sobre una serie jurásica reducida.

La unidad superior presenta una estructura interna compleja. Los pliegues tienen una dirección de los ejes WNW-ESE y unos pliegues asociados de menor escala con dirección de ejes N-S. La unidad inferior está formada por 6 láminas cabalgantes (Pujadas, 1990) y presenta un Cretácico superior discordante sobre un Jurásico reducido. Afectando a los materiales mesozoicos, se observa una red de fallas normales que fueron activadas durante la sedimentación del Cretácico superior puesto limitan diferentes espesores de este (fig. 5 y 14).

2.3.2. Manto de Figueres-Montgrí

El manto de Figueres-Montgrí aflora únicamente en las cercanías de la ciudad de Figueres al

estar fosilizado por un potente paquete de materiales neógenos durante la formación de la fosa del Empordà (fig. 5 y 14). Está constituido principalmente por calizas del Jurásico y calizas con alguna intercalación de margas del Cretácico inferior, con una potencia cercana a los 800 m.

La estructura interna está formada por un sistema imbricado de cabalgamientos que limitan diferentes láminas cabalgantes con diferentes series estratigráficas. El límite occidental del manto de Figueres está constituido por un conjunto de pliegues y cabalgamientos con una dirección NW-SE, que afectan a los materiales paleógenos del antepaís. Tal como se observa en el esquema regional, el sistema de cabalgamientos que limitan el manto de Figueres está en continuidad con el del manto del Montgrí, cuyo cabalgamiento inferior toma una dirección E-W al norte del pueblo de Torroella del Montgrí y continúa por las islas Medes hacia el este.

El cabalgamiento inferior del manto de Figueres se sitúa por encima de los materiales detríticos continentales poco deformados de la Fm. de Belimunt (33 a 38) con una edad Luteciense-Bartoniense (cortes II-II' y III-III'). Más al sureste, los conglomerados involucrados en la parte frontal del manto fueron datados del Bartoniense (Fontboté *et al.*, 1958), aunque (Pallí, 1972) describe una serie eocena inferior marina con fauna seguida de materiales continentales que asigna a las Fms. de Igualada y Artés respectivamente, con lo que la edad de los materiales más altos situados bajo el cabalgamiento inferior del manto de Figueres-Montgrí corresponderían al Priabonense.

2.3.3. Manto del Cadí

El manto del Cadí, bien reconocido al oeste de la falla de Albanyà (Hoja de Olot; Martínez *et al.*, 1993), está constituido por un conjunto de materiales del zócalo paleozoico, Garumniense y una potente serie paleógena. El cabalgamiento inferior del manto es el de Vallfogona, que desde las inmediaciones de Berga hasta la falla de Albanyà muestra una traza muy rectilínea de dirección aproximadamente E-W. En la zona de la Garrotxa (ver esquema regional tectónico), el frente del manto del Cadí está formado por una serie de "islas tectónicas", que se formaron debido a la geometría en reilano de dicho cabalgamiento (Hoja de Olot; Martínez *et al.*, 1993). En la parte este del llano de Besalú, la traza del cabalgamiento de Vallfogona sigue una dirección N-S hasta el frente de la zona montañosa de la Alta Garrotxa donde vuelve a tener una dirección E-W hasta la falla de Albanyà, no aflorando más hacia el este de dicha falla. La interpretación adoptada en la presente Hoja ha sido la de cortar el cabalgamiento de Vallfogona por la falla de Albanyà y trasladar su punto de corte del bloque oriental hacia el norte, situándose el cabalgamiento en una posición inferior bajo los conglomerados de la Fm. de Bellmunt.

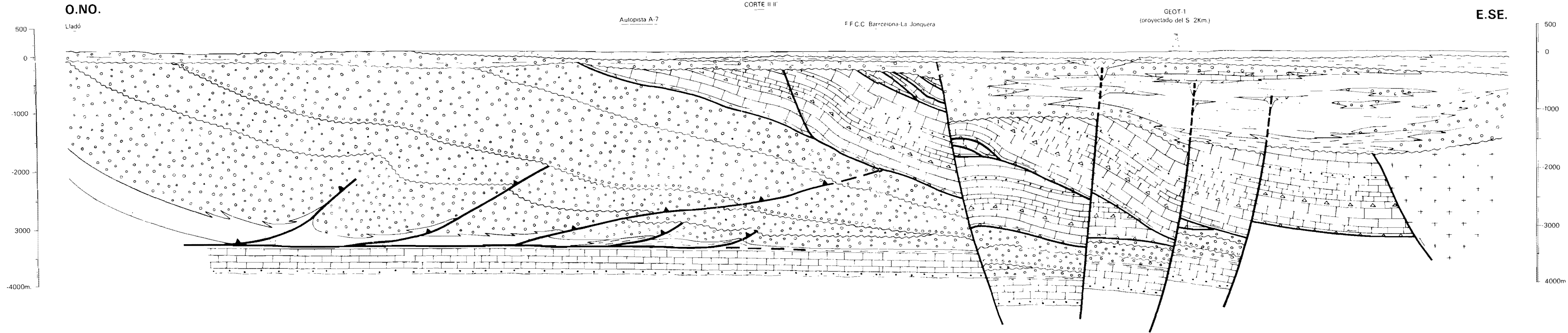
La estructura interna del manto se caracteriza, de norte a sur, por la estructura sinclinal existente al norte del cabalgamiento de la Salut (sinclinal de la Salut), el cabalgamiento de la Salut y el sinclinal de Vilaritg, observable en la parte occidental de la Hoja. En profundidad, las líneas sísmicas muestran una estructura anticlinal al sur del citado sinclinal.

CORTE GEOLOGICO

III-III'

O.NO.

E.SE.



- *Sinclinal de la Salut*

El sinclinal situado al norte del cabalgamiento de la Salut, tiene una dirección E-W, desde el contacto con el manto de Bac Grillera por el oeste (Hoja de Maçanet de Cabrenys) hasta el contacto con el manto de Biure por el este. El sinclinal contiene unos 1000 m de sedimentos del Eoceno inferior y medio, limitados al sur por la falla-cabalgamiento de la Salut (fig. 2). Los sedimentos margosos que rellenan el sinclinal pueden estar deformados, principalmente en las inmediaciones del cabalgamiento de la Salut, por pliegues con clivaje que oblitera en parte a la estratificación. El clivaje suele estar afectado por bandas de "kinks" y pliegues "chevrons", relacionados con un segundo clivaje menos marcado, indicando una historia de deformación compleja. Además pueden observarse estructuras con vergencia norte producidas durante la inversión tectónica de la falla normal de la Salut.

- *Cabalgamiento de la Salut*

La estructura de la Salut tiene una dirección WNW-ESE con buzamiento hacia el norte. En el bloque meridional de la estructura aflora un núcleo con materiales del Cambro-Ordovícico recubierto discordantemente por un Garumniense detrítico poco potente seguido por las calizas de plataforma de la Fm. del Cadí. La estructura de la Salut muestra un carácter sustractivo respecto a los materiales más inferiores, puesto que las margas de la formación de Sagnari del bloque norte están en contacto con las rocas del Cambro-Ordovícico del bloque sur. Sin embargo, respecto a los materiales más altos involucrados, los puntos de corte indican un salto inverso para dicha falla, de acuerdo con las microestructuras estudiadas cerca del plano de cabalgamiento (Pujadas *et al.*, 1989). La deformación sufrida por los materiales del bloque superior del cabalgamiento es importante con desarrollo de un clivaje con buzamiento norte, que oblitera a la estratificación. Estas observaciones sugieren una actividad como falla normal durante las dos primeras secuencias deposicionales, mientras que durante las 3 secuencias posteriores la falla se invirtió, dándose un efecto de muralla-freno ("buttesing") debido a la fuerte inclinación inicial de la falla con desarrollo de clivaje y retrocabalgamientos (corte II-II').

En la presente Hoja sólo aflora la estructura antiformal de la Salut, localizada en el bloque inferior del cabalgamiento del mismo nombre, al norte de Terrades (corte geológico I-I'). El núcleo del antiforme está constituido por rocas del paleozoico. Los materiales detríticos rojos del Garumniense se colocan discordantemente encima de las rocas de zócalo en el flanco sur de la estructura, mientras que en el flanco norte, las rocas de zócalo están en contacto con las margas esquistosas de la Fm. de Sagnari mediante un contacto tectónico substractivo (fig. 5).

En las inmediaciones del manto de Biure, el cabalgamiento de la Salut queda fosilizado por los depósitos detríticos de la base de la Fm. de Terrades.

- *Sinclinal de Vilaritg*

El sinclinal de Vilaritg tiene una dirección E-W en la parte occidental de la Hoja. Constituye un sinclinal disimétrico por cuanto que afecta a toda la serie paleógena en su flanco norte y tan sólo a la parte más alta de la serie en su flanco sur (ver corte geológico II-II'). El sinclinal se formó durante la sedimentación de los sistemas aluviales y fluviales de la Fm. de Bellmunt, dedu-

cible de las numerosas discordancias angulares que afectan a estos materiales (Hoja de Olot). El sinclinal se desarrolló entre el levantamiento de la zona septentrional por la incorporación de láminas cabalgantes con rocas paleozoicas en el sistema de cabalgamientos (formación del apilamiento antiformal axial) y el pliegue anticlinal de rampa formado en el frente del cabalgamiento inferior del manto del Cadí, en la zona meridional (corte geológico II-II').

Aunque no tengan continuidad cartográfica clara, el sinclinal de Vilaritg (corte geológico II-II') ocupa una posición estructural equivalente a la del sinclinal de Ripoll (Hoja de Olot, corte geológico III-III'). Ambos sinclinales están situados en el bloque superior del cabalgamiento de Vallfogona entre el apilamiento de unidades tectónicas al norte y la emersión del citado cabalgamiento al sur.

- Cabalgamiento inferior del manto del Cadí

El cabalgamiento inferior del manto del Cadí, no visible en superficie en el ámbito de la Hoja, corta a la serie estratigráfica del Eoceno inferior y medio en profundidad. Esta geometría de corte se puede deducir de la disposición y potencia de las capas en superficie y de la profundidad de los materiales autóctonos deducida de los sondeos de la región.

La geometría del manto del Cadí en la terminación oriental del Pirineo guarda relación con la geometría que muestra al oeste de la estructura de Albanyà (Hoja de Olot). Sin embargo, al oeste de la falla de Albanyà, el cabalgamiento inferior del manto del Cadí (cabalgamiento de Vallfogona) aflora en superficie, mientras que al este de dicha falla queda enterrado, aunque la edad de fosilización puede ser similar en ambos bloques de la falla, aunque en la zona donde el cabalgamiento de Vallfogona aflora ha habido una reactivación posterior de dicha estructura (Hoja de Manlleu, Saula *et al.*, 1993; Hoja de Berga, Mató *et al.*, 1993).

Por tanto, la geometría del manto del Cadí y su edad de emplazamiento son similares a ambos lados de la falla de Albanyà, aunque su actividad con hundimiento del bloque oriental condicionó la mayor sedimentación aluvial y fluvial en dicho bloque así como el enterramiento del frente del manto del Cadí (corte geológico II-II' y fig. 16).

2.3.4. Relación tectónica-sedimentación durante el emplazamiento del manto de Biure

El estudio combinado de la estructura de las diferentes láminas cabalgantes del manto de Biure junto con la estratigrafía y sedimentología de los materiales del Eoceno inferior y medio de las cercanías de dicho manto, han permitido realizar una reconstrucción de la historia sintectónica de la zona (Pujadas, 1990; Pujadas *et al.*, 1989).

En la Fig. 16 se han representado las diferentes secuencias sedimentarias, descritas en el apartado de secuencias deposicionales, en relación con la estructura de la zona. Las dos secuencias inferiores están cortadas por el cabalgamiento inferior de Biure, aunque la unidad de brechas y conglomerados del epígrafe (23) indica un desplazamiento del manto sincrónico al menos con

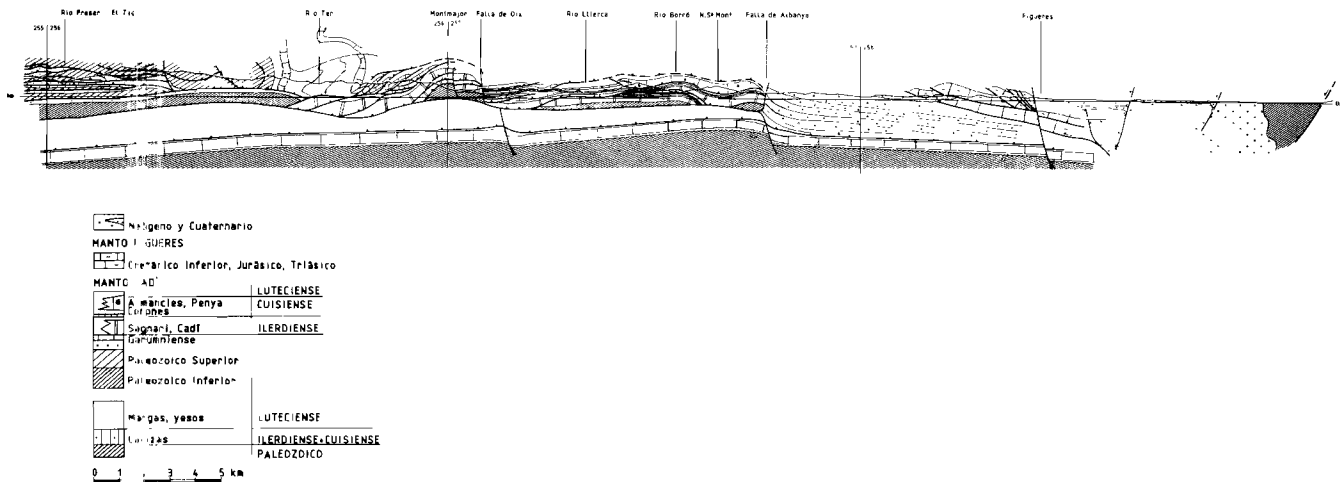


Figura 16. Corte de síntesis W-E, desde el río Freser hasta el macizo de Roses. El Paleozoico de la parte occidental del corte proviene de Muñoz (1985). Para una mayor explicación véase texto.

la secuencia 2. Al mismo tiempo, los cambios de potencia observables en estas dos secuencias en ambos bloques del cabalgamiento de la Salut indican un funcionamiento de dicha estructura, como falla normal, durante la deposición de las secuencias inferiores. El gran espesor de margo-calizas y margas de las secuencias inferiores, situadas al norte del cabalgamiento de la Salut, viene condicionado en parte por la flexión litósferica debido al emplazamiento de los mantos al norte y en parte por el funcionamiento sincrónico de la falla normal de la Salut.

La base de la secuencia 3 fosiliza el cabalgamiento inferior de Biure. Sincrónicamente con la fosilización del manto, el cabalgamiento inferior del sistema migra hacia el antepaís e invierte la falla normal de la Salut, que pasa a ser un cabalgamiento, como puede observarse por las diferentes potencias de la secuencia 3, en disposición inversa respecto a las secuencias inferiores (1 y 2). Los sistemas detríticos relacionados con la secuencia 3 inician una fuerte progradación hacia el sur y suroeste. Finalmente la base de la secuencia 4 fosiliza el cabalgamiento de la Salut, progradando fuertemente hacia el sur.

2.3.5. Geometría del sistema de cabalgamientos

La geometría del sistema de cabalgamientos pirenaicos constituye un sistema imbricado de cabalgamientos que en parte ha invertido un sistema de fallas normales pre-existentes. La estructura interna del manto de Biure esta formada por un sistema imbricado de cabalgamientos emergentes cuyo cabalgamiento inferior continua hacia el sur, entroncandose con la falla de la Salut, a la cual invierte (corte geológico II-II'). Durante el emplazamiento del manto de Biure, la falla de la Salut funcionó como falla normal con hundimiento del bloque norte. La actividad del sistema de fallas normales pre-existentes durante la etapa de compresión estuvo condicionado por la carga ejercida por los mantos durante su emplazamiento. Así en la falla de la Salut, se produjo hundimiento del bloque sobre el que se emplazaba el manto de Biure. La migración de la deformación hacia el sur, es patente en esta zona, donde se observa que el inicio de la inversión de la falla normal de la Salut coincide con el final de la actividad del sistema imbricado emergente de Biure, que queda fosilizado por sistemas detríticos continentales.

El cabalgamiento de Valfogona, situado en un nivel estructural más bajo, representa el cabalgamiento inferior del manto del Cadí y también el cabalgamiento basal del sistema de cabalgamientos pirenaicos (corte II-II'). Dicho cabalgamiento está situado al techo de las calizas del Eoceno inferior-medio del antepaís del Pirineo y está conectado con el cabalgamiento de la Salut. La edad de los cabalgamientos (ver edad de las estructuras) es cada vez más moderna para los cabalgamientos situados más al sur y en posiciones estructurales más bajas, por lo que el sistema pirenaico es en secuencia (la deformación migra hacia el antepaís).

El manto de Figueres-Montgrí forma un sistema imbricado de cabalgamientos (corte geológico III-III') con una edad de emplazamiento posterior a la del sistema pirenaico. La relación entre ambos sistemas es difícil de observar, aunque en la zona septentrional del manto de Figueres-Montgrí, las trazas rectilíneas, de dirección E-W, de las estructuras pirenaicas no muestran ningún cambio en la dirección en las proximidades de las estructuras del Manto de Figueres-Montgrí. Esta característica junto con la diferente edad de emplazamiento de ambos sistemas parece sugerir una relación de corte tal como se ha dibujado en el corte geológico III-III'.

2.3.6. Edad de las estructuras

Las relaciones entre la tectónica y la sedimentación permiten una buena datación del manto de Biure, del cabalgamiento de la Salut, del manto de Figueres y en menor grado del manto del Cadí. El emplazamiento del manto de Biure se realiza al menos durante el depósito de la parte alta de la Fm. de Sagnari, siendo fosilizado por la base de la Fm. de Corones, con una edad Cuisiense inferior (fig. 17). Durante el funcionamiento de los cabalgamientos del manto de Biure, la estructura de la Salut funcionó como una falla normal con hundimiento del bloque septentrional. La transferencia de la compresión hacia la estructura de la Salut viene señalada por la fosilización de los cabalgamientos de Biure, por la base de la Fm. de Corones, y el inicio de funcionamiento como cabalgamiento de la estructura de la Salut. Dicho cabalgamiento quedó fosilizado por la parte inferior de los sedimentos detríticos equivalentes a la Fm. de Terrades con una edad Cuisiense superior alto.

El cabalgamiento frontal del manto del Cadí está enterrado bajo los depósitos continentales de la Fm. de Bellmunt siendo por tanto su edad de fosilización anterior al emplazamiento del manto de Figueres-Montgrí, el cual corta a toda la serie continental de la Fm. de Bellmunt (corte geológico II-II').

El manto de Figueres, corta los sedimentos de la parte alta de la Fm. de Bellmunt, atribuidos al Bartonense (Fontboté *et al.*, 1958) y al Priabonense (Pallí, 1972). Esta edad de emplazamiento mínima Priabonense está de acuerdo con las edades de emplazamiento de los mantos de las Corberes en Francia (Arthaud y Séguet, 1981) y otros.

2.3.7. Discusión sobre las diferentes unidades alóctonas de la Hoja

Las relaciones entre las diferentes unidades estructurales de la región ha sido un tema ampliamente debatido, debido a las diferentes interpretaciones que pueden efectuarse dependiendo de las direcciones de transporte utilizadas en cada caso. En esta zona se produce un cambio en la dirección de las estructuras, que pasan de dirección E-W (mantos del Cadí, Biure, Bac Grillera) a dirección NW-SE (mantos de Figueres-Montgrí), aunque en su parte más meridional tome una dirección E-W (Hoja del Montgrí). La disposición de las rampas NW-SE y E-W del manto de Figueres-Montgrí puede sugerir dos distintas direcciones de emplazamiento. Si se toma la dirección E-W de la rampa del Montgrí como una rampa frontal, entonces el manto de Figueres-Montgrí tendría una dirección de transporte pirenaica, hacia el sur. Si se toma la dirección NW-SE como dirección de rampa frontal, entonces la dirección de transporte es hacia el suroeste y el manto sería independiente de los mantos pirenaicos. Teniendo en cuenta las similitudes entre las series estratigráficas, Bilotte *et al.*, (1979) propusieron la pertenencia del manto de Figueres-Montgrí al conjunto de mantos de Languedoc y Provence, formando así el Arco Catalano-Provenzal o del Golfo de León. Estevez *et al.* (1973) propusieron un primer emplazamiento en sentido E-W seguido por otro en sentido N-S.

Para la discusión del problema es importante conocer por un lado las diferentes edades de fosilización de los diferentes mantos de la región y por otro lado la distribución de los sistemas de cabalgamientos a nivel del arco del Golfo de León, en Languedoc y Provence. La pertenencia del manto de Figueres-Montgrí al sistema pirenaico implica un transporte en dirección N-S y por tanto un desplazamiento en esta dirección superior a los 30 km (corte II-II' y fig. 15). La

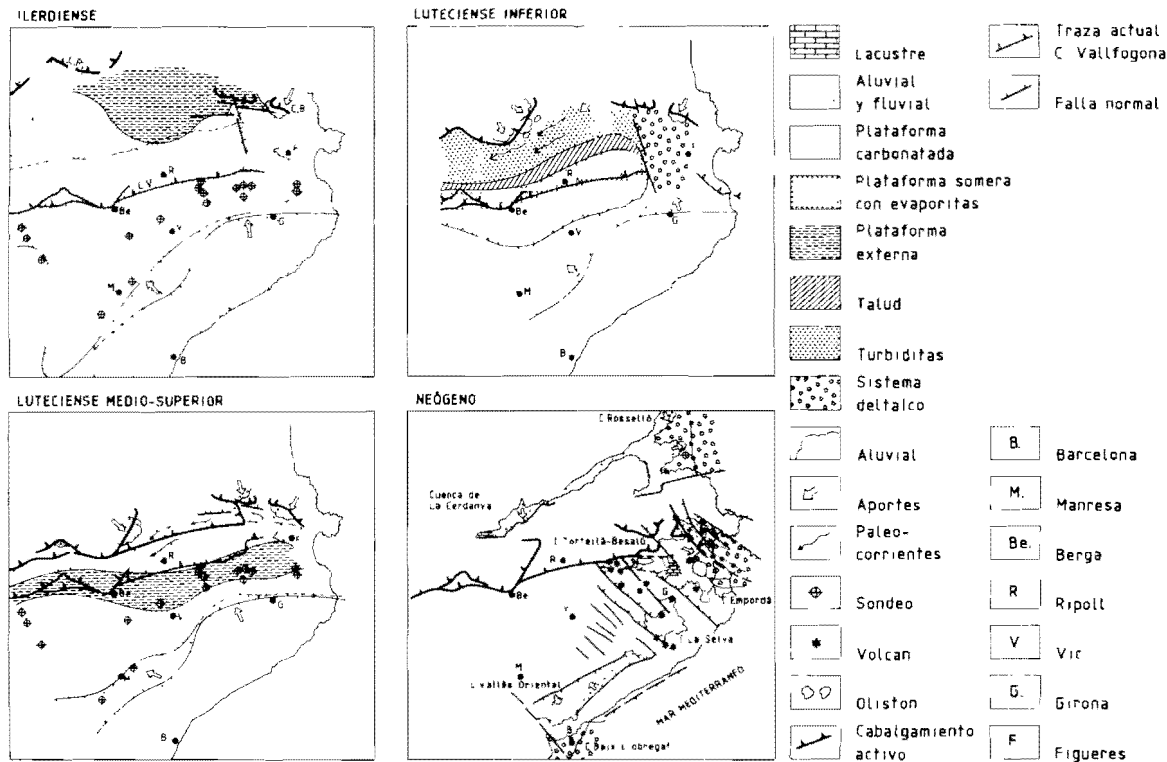


Figura 17. Secuencia de mapas palinspáticos del margen NE de la Península Ibérica durante el Terciario. Se ha tomado la base de Puigdefàbregas *et al.*, (1986), modificada con datos de otros autores y los aportados durante la confección de las Hojas geológicas de Figueres, Olot, Ripoll y La Poble de Lillet.

posición estructural alta del manto de Figueres-Montgrí junto con su edad de fosilización posterior a la de los mantos situados en una posición estructural más baja (manto del Cadí) indicarían una colocación fuera de secuencia dentro del sistema de cabalgamientos pirenaicos. La segunda hipótesis consiste en tomar la dirección NW-SE como una dirección de rampas frontales con lo cual la dirección de transporte del manto sería hacia el suroeste. En este sentido, el desplazamiento del manto es de 15 km en esta dirección y su restitución sería en parte encima del Cap de Creus y en parte dentro del Golfo de Roses. Esta segunda interpretación formulada en Pujadas (1990), ligaría dicho manto a un sistema radial de cabalgamientos observables en el Languedoc y en la Provence, cuya edad de emplazamiento fue Bartonense-Priabonense, de acuerdo con las edades del manto de Figueres-Montgrí, anteriormente comentadas.

La colocación del manto de Figueres-Montgrí según un sistema de cabalgamientos independiente del pirenaico y con una edad muy posterior respecto a la colocación del manto de Biure y ligeramente posterior en relación con la colocación del manto del Cadí (en este sector) implica que las relaciones geométricas entre los dos sistemas de cabalgamientos serán relaciones de corte y no de entroncamiento.

2.3.8. Explicación del corte general E-W

El corte general de dirección E-W (fig. 16) abarca las Hojas de Figueres, Olot y Ripoll. La parte más oriental del corte corresponde con la terminación oriental del Pirineo -falla de Roses-. La característica más importante de dicha terminación consiste en el sistema de fallas con salto normal ligadas a la tectónica de distensión de edad Oligoceno-Mioceno y relacionadas con la formación del surco de Valencia. Estas fallas forman un sistema de fallas principales con hundimiento del bloque oriental y fallas secundarias con hundimiento del bloque oeste. Algunas fallas principales tienen un salto importante (más de 1000 m) y cortan a toda la corteza como se deduce de la sismica profunda efectuada (ver capítulo de estructura de la corteza).

La falla de Albanyà separa dos bloques con una estructuración ligeramente diferentes. En el bloque oeste, el sistema de cabalgamientos pirenaicos está formado por el cabalgamiento del Vallfogona que limita al manto del Cadí y por un cabalgamiento que constituye, en la transversal del corte, el nivel de despegue del sistema de pequeños cabalgamientos y pliegues que se observan en el antepaís. En el bloque oriental, el cual es más difícil de estudiar debido a la gran cantidad de recubrimiento neógeno, sólo se ha representado el cabalgamiento de Vallfogona. Esta interpretación viene apoyada en parte por la gran potencia de los materiales detríticos continentales de la Fm. de Bellmunt que no dejan espacio en profundidad y en parte por la menor deformación que se observa en los materiales del manto del Cadí (comparada con la deformación de estos materiales en la zona de la Garrotxa, Hoja de Olot). Así el sistema pirenaico podría amortiguarse de oeste a este teniendo en cuenta que en la parte más oriental del Pirineo parte del acortamiento se efectuó a través del emplazamiento del manto de Figueres-Montgrí, cuya edad de emplazamiento coincide aproximadamente con el movimiento fuera de secuencia del cabalgamiento de Vallfogona más al oeste (Hojas de Manlleu y Berga).

2.4. TECTONICA DE DISTENSION NEOGENA

La compartimentación de ambas cubetas empieza a finales del Oligoceno o principios del Mioceno (Aquitaniense) y se continúa durante el Neógeno, acompañada de efusiones volcánicas (basaltos de Arenys, traquitas de Vilacolum). Esta actividad está relacionada directamente con el sistema de fosas neógenas europeas y la apertura de la cuenca Catalano-Balear, ambas producto de los procesos de "rifting" acaecidos durante el Terciario superior (fig. 17).

La Hoja está atravesada por grandes fallas de dirección NNW-SSE formadas durante la fase distensiva durante el Oligoceno alto-Mioceno, que cortan tanto a los materiales como a las estructuras previamente emplazadas haciendo difícil su continuación en el campo.

El Empordà es una fosa tectónica originada por el hundimiento y basculamiento de varios bloques durante el Neógeno. La estructura de la fosa sigue una red de fracturas de direcciones NNW-SSE y NW-SE (Julià y Santanach, 1980). Por el oeste, la fosa se encuentra limitada por la Falla de Albanyà, que puede alcanzar como máximo un salto de altura que no excede de los 500 m (Solé Sabarís, 1962) por el este, la fosa se encuentra limitada por la falla de Garriguella-Roses. El borde norte de la cuenca se halla fosilizado por depósitos continentales pliocénicos (Sistema Perelada), mientras el borde sur aparece controlado por falla con dirección NW-SE (Ventalló-Vilademat), que separa los materiales paleocenos y mesozoicos de los neógenos; éstos últimos se encuentran fosilizando dicha fractura. El cambio de potencia de los materiales pliocénicos (Margas azules) a lado y lado de la citada falla es ostensible (Fleta y Escuer, 1991a).

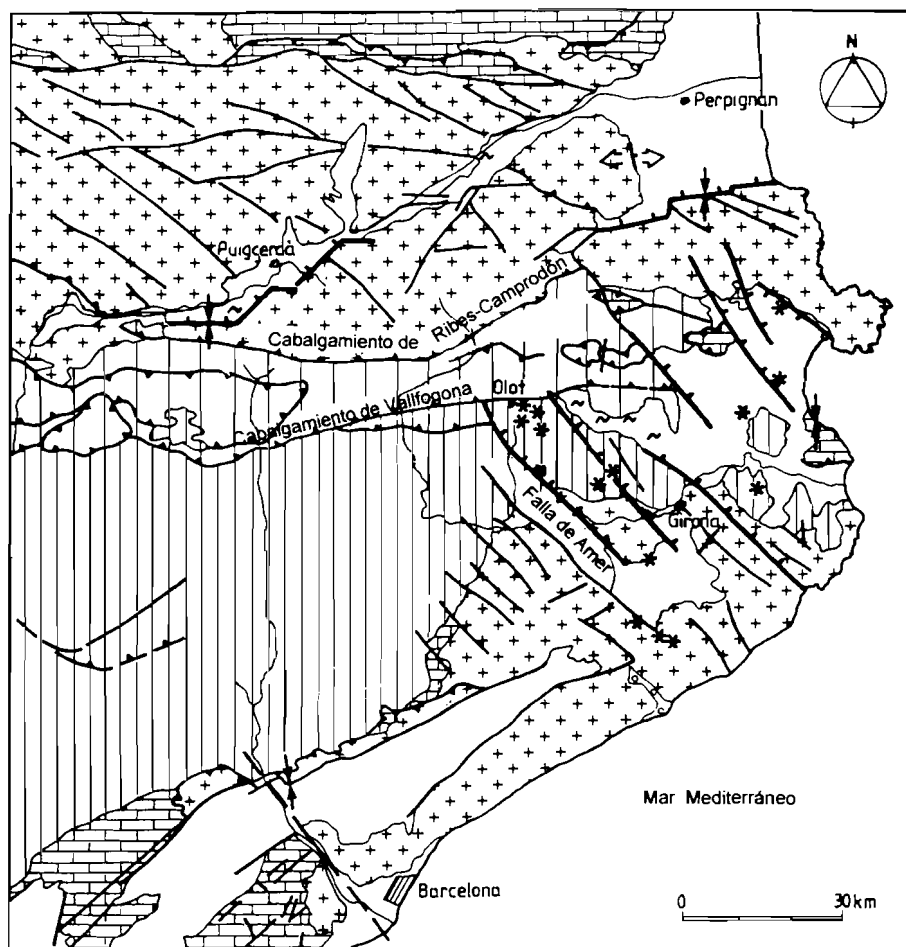
En el área de Esponellà (Unidad de Esponellà-Navata; Fleta y Escuer, 1991a), los materiales miocénicos aparecen basculados y fallados debido a la influencia de la falla de Albanyà. Calvet (1982) cerca de Pontòs (Unidad de Esponellà-Navata) describe algunas fallas normales, en los denominados por éste conglomerados pliocuaternarios.

2.5. NEOTECTONICA

El Alto Ampurdán se caracteriza por la baja sismicidad actual e histórica. No obstante algunos autores (Calvet, 1982; Fleta y Escuer, 1991b; Goula *et al.*, 1992) y la cartografía geológica reciente de la Hoja de Figueres, pone de manifiesto la existencia de movimientos tectónicos postmiocénicos (fig. 18).

En Sant Climent des Sescebes los materiales pliocénicos se encuentran afectados por pequeñas fallas normales de salto decimétrico (Fleta y Escuer, 1991b). Las arenas pliocénicas que presentan las asociaciones de facies litorales (Unidades de Vilamalla y Avinyonet; Fleta y Escuer, 1991a) se encuentran desplazadas 40 m entre los afloramientos de San Miquel de Fluvià y Arenys d'Empordà (cota 90 m), lo que demuestra movimientos posteriores a su sedimentación.

La actividad de las fracturas NNW-SSE durante el Cuaternario se pone de manifiesto por la distribución de los depósitos y por la cierta reorientación que sufren algunos meandros (Rio Manol) y las principales arterias fluviales (el caso de los ríos Llobregat y Muga, es el mas claro en sus trayectorias).















- | | |
|--|--|
|  Basamento paleozoico |  Falla |
|  Unidades mesozoicas |  Cabalgamiento |
|  Unidades terciarias autóctonas |  Fallas pliocuaternarias |
|  Unidades mesozoicas y terciarias alopálicas |  Compresión postpliocénica |
|  Neógeno y cuaternario |  Extensión postpliocénica |
|  Afloramientos volcánicos neógenos y cuaternarios |  Materiales cuaternarios deformados |

Figura 18. Mapa neotectónico del Pirineo oriental, donde se puede apreciar la actividad reciente en la cuenca neógena del Empordà

Actualmente puede identificarse una zona elevada, en el área de Garrigàs, donde es posible reconocer materiales piocénicos continentales. Esta zona anormalmente elevada, debe su existencia a la presencia de una escama mesozoica reconocida por sondeo (hidrogeológico) en profundidad (S.G.C., 1983). Este dato avala la hipótesis de la compartimentación en bloques de la cuenca y de la existencia de la fractura de Ventalló-Vilademant. Hay que recordar que los materiales mesozoicos aparecen a 1.020 m de profundidad en el sondeo GEOT-1 a poca distancia de Garrigàs (Fleta y Escuer, 1991a).

Si tenemos en cuenta criterios geomorfológicos se registran algunas diferentes de altura importantes entre las superficies de erosión reconocidas (Calvet, 1985). Según éste autor, la superficie de erosión de Llers se halla decalada 80 m con respecto a su prolongación al otro lado de la falla de Figueres.

2.6. 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 (fig. 19). 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).

Más concretamente en la zona de la Hoja, el mapa magnético detallado (Casas *et al.*, 1991) presenta una lineación de dirección ENE-WSW con valores máximos de 1300 nT, localizado a 2 km al oeste del pueblo de Vilacolum, cuando los valores generales de la zona no superan los 200 nT. En las cercanías de la población afloran las traquitas de Vilacolum (señaladas con el epígrafe 1 -ver capítulo de petrología-). Dicha anomalía ha sido interpretada como una chimenea volcánica relacionada con las rocas volcánicas localizadas tanto en superficie como en los sondeos Geot-1 y Orba-1 (Casas *et al.*, 1991; Hernández, 1991).

Los perfiles de prospección sísmica profunda realizados en el Pirineo en el año 1978, aportaron gran información al conocimiento de la estructura profunda de la corteza. Estos datos fueron analizados e interpretados en Gallart (1981) y Daignières *et al.* (1981). Gallart (1982) recoge toda la información geofísica de los Pirineos disponible hasta aquel 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 Figueres. La corteza presenta un espesor 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 ésta zona oriental se observan saltos importantes afectando a la

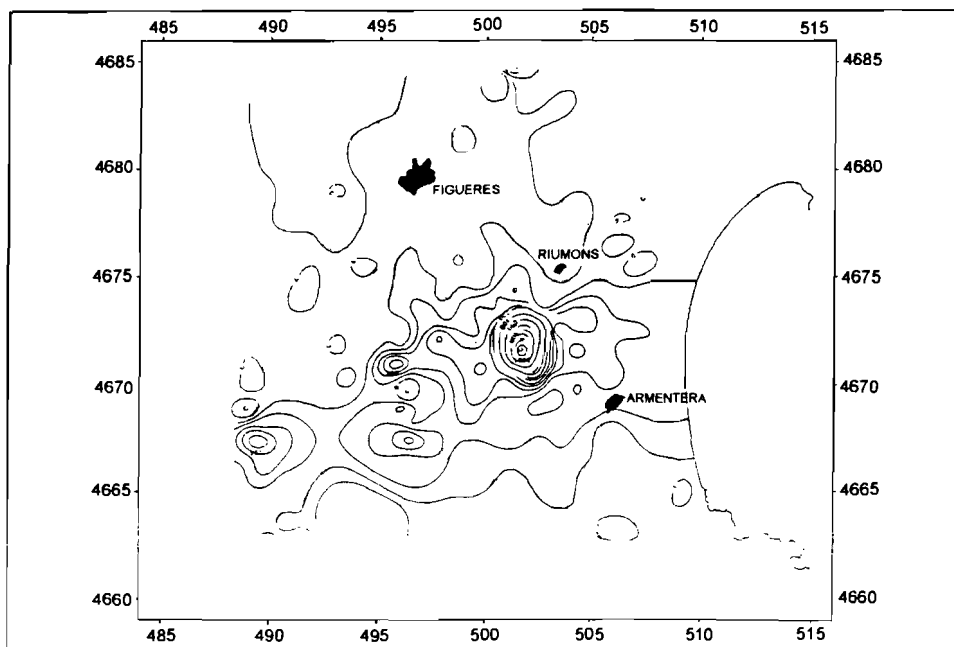
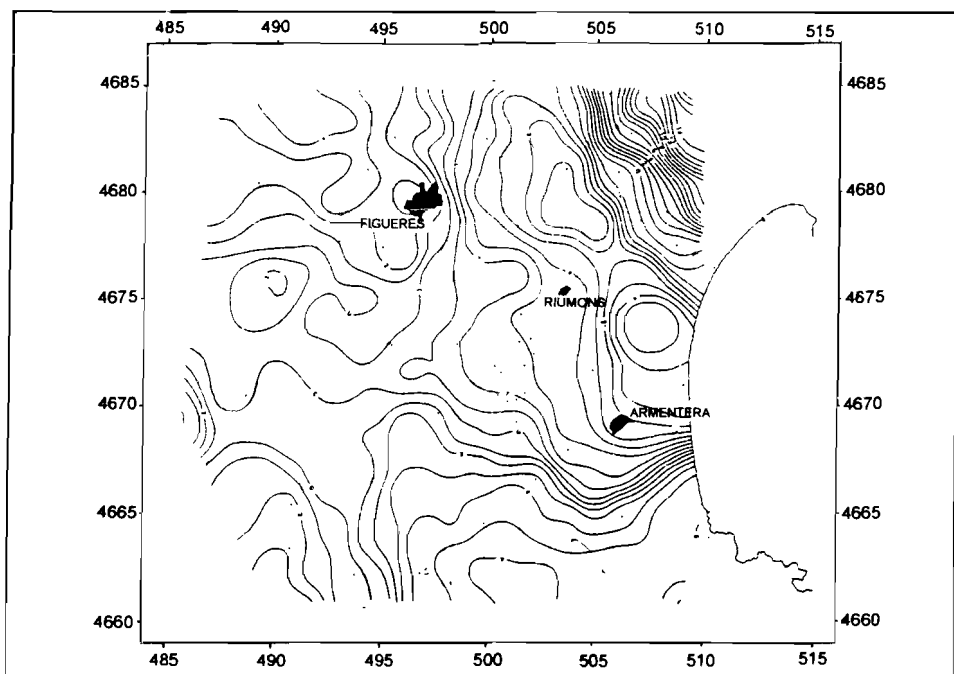


Figura 19 Mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas del Alt Empordà (Casas *et al.* 1992)

discontinuidad de Mohorovicic relacionados con el conjunto de fallas extensionales visibles en superficie en el extremo noreste 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 noroeste del mapa (correspondiente a la zona central del Pirineo) hasta valores de +50 miligales en el extremo noreste (Mar Mediterráneo). Este gradiente está ligado a la disminución de la potencia de la corteza hacia el noreste, de acuerdo con los datos de la sismica profunda (Torné *et al.*, 1988).

3. PETROLOGIA

3.1. PETROLOGIA DE LAS ROCAS VOLCANICAS

Los materiales volcánicos aparecen como diques y domos de escasa extensión y se han reconocido numerosas masas basálticas. La no fosilización de los afloramientos volcánicos por los materiales mas modernos neógeno-cuaternarios, pone en duda la edad de las manifestaciones volcánicas del Alto Ampurdán. Estos vienen representadas por los basaltos de Llers (reconocidos por Union Texas Inc., 1988 en trabajos inéditos de campañas petrolíferas en el Pirineo Oriental) y Pedret, las traquitas de Vilacolum y los basaltos de Arenys y Basseia. Algo después, Pallí *et al.* (1988) realiza la descripción petrológica de unas muestras de lava de los afloramientos de Llers, Castelló d'Empúries (dicho punto se reconoce en dicho trabajo por primera vez), Pedret y Marzà.

Este vulcanismo está asociado a lineamientos o fallas supuestas de dirección NW-SE (asociados a las fallas de Albanyà, Jonquera-Figueres, Roses, etc.), propias de la extensión general neógena de la fosa del Alto Ampurdán.

Los trabajos geocronológicos realizados por Donville (1973a-c) en las principales lavas volcánicas (Basseia, Arenys y Vilacolum) ponen de manifiesto que dicha actividad en el Alt Empordà se desarrolló entre los 10 y los 6 M

Algunos estudios recientes sobre el paleomagnetismo del vulcanismo de Catalunya, han contribuido a una mejor definición de la curva de deriva polar de la península Ibérica y una mejor ubicación de los polos del Cuaternario y Mioceno superior (Carracedo *et al.*, 1987); también se ha realizado una comparación con los datos radiométricos conocidos (Donville, 1973a-c).

3.1.1. Traquitas de Vilacolum (1)

En la localidad de Vilacolum aparece una intrusión de un dique de aspecto domático, que corresponde a un pitón en el que se distinguen las fases brechoides de borde o techo. Constituye el único yacimiento de traquiandesitas egiénicas y representan las rocas volcánicas más ácidas de composición alcalinosódica (Donville, 1972). Esta roca tiene textura traquítica, con fenocristales de feldespato alcalino, apatito, bitotita (muy alterada), augita con borde egi-

rínico en una matriz microcristalina con cristales de feldespato alcalino y opacos (Araña *et al.*, 1983). Este afloramiento degradado es ligeramente posterior a los basaltos y se situaría sobre los 8.80_0.35 M (Donville, 1973aa), aproximadamente en el Mioceno superior.

Los materiales volcánicos de Vilacolum están fosilizados por una lumaquela del Plioceno marino.

3.1.2. Basaltos de Arenys y Basseia (2)

Estas masas eruptivas se encuentran por debajo de las arenas pliocénicas. Se trata de lavas basálticas olivínicas con disyunción bolar intensamente alteradas.

El afloramiento en superficie de Arenys ocupa una extensión aproximada de 1 km², mientras que el de Basseia es de dimensiones reducidas y aparece mas tapado por las unidades pliocénicas de arenas.

Su edad es Vallesiense, según Donville (1973) en el Mioceno superior: Arenys 7.50_0.90 y Basseia 9.84_0.26 M

El paleomagnetismo de estos basaltos es normal (Guardia, 1964), aunque este dato que no es suficiente para poder precisar su edad, dada la falta de reconocimiento del límite inferior (Donville, 1976).

3.1.3. Basaltos de Llers y Pedret (3)

Se trata de afloramientos muy puntuales, que todavía no se han datado, así tan solo se ha realizado estudios descriptivos. Su situación está relacionada con accidentes tectónicos de orientación NW-SE. El basalto de Llers se sitúa en relieves eocénicos y cretácicos. El de Pedret localizado al pie de la Sierra de Pau, se encuentra fosilizado parcialmente por los materiales detríticos continentales finos pliocénicos del conjunto de Costes-Perelada.

Las lavas de Llers han sido clasificadas como un basalto olivínico alcalino que presenta disyunción bolar, estructura micropordídica y pátina de alteración de color terroso-ocre (Pallí *et al.*, 1988). Presenta augita ligeramente zonada y olivino con formas subidiomorfos que llegan a 1 mm de diámetro. La mesostasis está formada por microlitos de plagioclasa zonada (tipo labradorita), pequeños cristales de olivino, augita rosada y minerales opacos. La matriz es totalmente cristalina, no contiene vidrio, y localmente puede darse textura fluidal (Pallí *et al.*, 1988).

El basalto de Pedret presenta características mineralógicas muy similares a la muestra anetrior pero se encuentra mas alterado y muestra una estructura fluidal mas marcada. La augita titanífera es muy abundante en microcristales o en la matriz; a diferencia del olivino que se encuentra totalmente pseudomorfizado y reemplazado por clorita y óxidos de hierro. Sus características petrográficas tambien incluyen a esta roca volcánica en un basalto olivínico alcalino (Pallí *et al.*, 1988).

3.2. PETROLOGIA DE LAS ROCAS IGNEAS

3.2.1. **Pórfido granítico** (4)

Este tipo de rocas aparece muy restringido en la Hoja de Figueres, tan solo se localiza en unos pequeños montículos que aparecen a lado de la carretera N-II al norte de Pont de Molins. Se trata de un pórfido granítico que localmente presenta textura rapakivi y que forma parte de la unidad de Roc de Frausa (Ver Hoja de Maçanet de Cabrenys).

Estos pequeños afloramientos pertenecen al conjunto de granitoides intrusivos que forman el plutón de Sant Llorenç-La Jonquera. En éste, aparecen desde tonalitas hasta granitos y se emplaza tras las fases principales de deformación hercinianas y al metamorfismo regional (Liesa, 1988).

3.2.2. **Granito biotítico hornbléndico** (5)

Los granitoides intrusivos de Rodes, mayoritariamente se componen de granodioritas y se encuentran situadas entre la serie superior e inferior Paleozoica (Carreres y Losantos, 1981). Este tipo de rocas intrusivas aparece en el borde noreste de la Hoja de Figueres, se sitúa en la Sierra de Rodes-Pau y al pie del relieve, compartimentado por la falla de Roses.

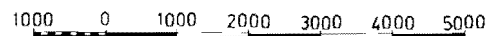
GRANODIORITÁ

Forman parte del macizo de Roda, situado en la parte oeste de la unidad de Cap de Creus (Macizos superiores). La granodiorita se trata de una roca relativamente homogénea, de grano medio que está constituida por cuarzo, ortosa, plagioclasa y hornblenda. La epidota, clinozoisita y allanita son sus accesorios mas comunes (Carreres y Losantos, 1981). Son minerales accesorios comunes la epidota, clinozoisita y allanita y en menor proporción esfena, apatito e ilmenita. En el macizo de Roda abundan los enclaves y septos de materiales metasedimentarios, de dimensiones considerables.

Todo el conjunto presenta una foliación bien desarrollada, lo que le confiere aspecto gneísico. El emplazamiento de estos cuerpos ígneos es claramente anterior a los pliegue tardíos y posiblemente próximo a la formación de la esquistosidad regional (ver capítulo de Estructura y memoria hoja de Roses). Como característica estructural es frecuente la presencia de foliación desarrollada en bandas NW-SE que puede dar un aspecto gneísico cuando se trata de bandas mas anchas de 500 m.

4. GEOMORFOLOGIA

La hoja de Figueres queda caracterizada mayormente por los relieves suaves y deprimidos correspondientes al relleno sedimentario (terciario y cuaternario) de la fosa del Empordà. Esta queda enmarcada por los relieves de la sierra de Roda y Alberes al norte y los relieves estructurales desarrollados sobre materiales eocenos al oeste y noroeste de la hoja. Estos últimos aparecen truncados por una superficie de erosión en los alrededores de la localidad de Llers.

258
39-11

JOAN ESCUER SOLÉ
SERVEI GEOLOGIC DE CATALUNYA

	Fangos salobres
	Depositos de marisma
	Arenas
	Playas actuales
	Cordones Litorales
	Arenas eólicas
	Dunas

Los terrenos pertenecientes a la fosa se caracterizan por presentar un cuaternario potente y depositado bajo un régimen subsidente a diferencia de los sistemas de terraza clásicos en los que los materiales más antiguos quedan en posiciones topográficas superiores a los más modernos.

Algunos autores Calvet (1982) piensan que los niveles arrasados de Llers son correlacionables con los descritos por el mismo autor para otras zonas del Empordà (zona de Capmany hoja de la Jonquera) representando el decalaje existente movimientos recientes de la falla de la Jonquera. Además de este dato la existencia de actividad reciente de la falla de la Jonquera viene avalada por:

- las manifestaciones termales existentes hoy en día en su zona de influencia,
- el trazo rectilíneo del río Llobregat de Empordà a su paso por la zona (Hoja de la Jonquera, además de la presente hoja)
- la dinámica de las terrazas de los ríos Muga, Manol y en menor medida el Fluvià. Las terrazas situadas en la parte occidental de la Falla de la Jonquera muestran un patrón escalonado pasando este a un modelo de acumulación en el lado oriental de la falla. De hecho los niveles de terraza alta del río Muga, y terraza media del río Manol originan auténticos conos de deyección al llegar a la fosa.
- y por último la existencia de una sismicidad débil asociada a la misma.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Para conocer la historia geológica de una región caracterizada por la existencia de mantos de corrimiento es necesario conocer la evolución de dichos mantos, su geometría, su relación con los sedimentos sintectónicos y su edad de emplazamiento. También es preciso conocer su posición restituida para poder construir mapas palinspásticos en cada momento determinado, lo cual se consigue mediante cortes compensados y restituidos paralelos a la dirección de transporte de los mantos (Muñoz *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.

Los materiales paleozoicos, deformados durante la orogénia hercínica y durante la orogénia alpina, necesitan un doble trabajo de restitución para conocer exactamente qué cantidad de deformación se ha de atribuir a cada orogénia. Por tanto se ha de efectuar una primera restitución de la última deformación sufrida por estos materiales con lo cual quedará una posible estructura hercínica, la cual se debe restituir posteriormente hasta llegar a la disposición indefinida. Este tipo de trabajo se efectuó muy detalladamente por Muñoz (1985), en la zona del apilamiento antiformal del Freser (Hoja de Ripoll; Muñoz *et al.*, 1993).

La historia geológica de la presente Hoja se describe conjuntamente con la de las Hojas de

Maçanet de Cabrenys, Olot, Ripoll y la Pobla de Lillet, aunque se hace un mayor énfasis en los rasgos característicos de la 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 (figura 17).

Durante el Cambro-Ordovícico hay una sedimentación alternante muy fina de lutitas y cuarcitas con alguna intercalación no muy potente de conglomerados, cuarcitas, pelitas y calizas y dolomías. Aunque en la Hoja estudiada sólo aflora en la unidad de la Collada Verda, la distribución amplia de dichas ritmitas en el Pirineo meridional sugiere una sedimentación amplia uniforme, con una potencia superior a los 1000 m.

Los materiales pre-Caradoc se encuentran deformados por una serie de pliegues sin esquistosidad asociada (Santanach, 1972; Santanach, 1974).

En la Hoja hay dos tipos de unidades con características distintas durante el Mesozoico: las unidades alóctonas superiores con series mesozoicas y la unidad alóctona inferior y el antepaís, sin materiales mesozoicos.

Las unidades alóctonas superiores muestran sin embargo una distribución muy diferente de los sedimentos de edad Mesozoico. Así en el manto de Biure, el Cretácico superior (200-300 m), siempre en facies muy someras, se apoya discordantemente encima de sedimentos del Triásico y del Jurásico. Por el contrario, el manto del Figueres-Montgrí muestra una serie mucho más completa de los materiales mesozoicos. En esta, los materiales del Cretácico inferior se sitúan sobre materiales del Triás y Jurásico. El conjunto de materiales del Cretácico inferior y superior está constituido por depósitos de calizas marinas y margas con un espesor superior a los 800 m.

En el manto del Cadí y en el autóctono, los materiales continentales rojos del Garumniense (Cretácico más superior y Paleógeno) se disponen discordantes encima de rocas del paleozoico inferior y granitos.

Durante el Ilerdiense (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. ... se han separado 3 grandes conjuntos de facies correspondientes a este periodo. Al sur, los sedimentos continentales con paleocorrientes hacia el norte, representados por los materiales del Grupo Pontils (Anadon *et al.* 1979). En la parte intermedia se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas con alveolinas y numulites (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 profun-

dos 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 Corones durante el Cuisiense inferior marcó un cambio en las condiciones de la cuenca. Estos depósitos representaron una regresión generalizada en la parte oriental del Pirineo, aunque la ciclicidad y facies de la parte alta de la Fm. de Corones indican un periodo de aparente calma tectónica. Ligado con el emplazamiento del manto de Biure se sedimentó un conjunto de sedimentos detríticos que pasaron a facies más marinas hacia el oeste.

A partir de la secuencia de Corones, en el Pirineo oriental, al este del sistema de fallas de Albanyà se depositó un conjunto, superior a los 1000 m de potencia, de sistemas de plataforma clástica con intercalaciones detríticas siliciclásticas (Fm. de Terrades), equivalentes someros y proximales de la sedimentación profunda ocurrida en el surco de Ripoll. El surco de Ripoll se formó por la flexión litosférica producida por carga durante el emplazamiento de los mantos (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Vergés y Martínez, 1988). Esta flexión se produjo al final de la sedimentación deltaica de la secuencia de Corones formando un surco alargado de dirección E-W. En el surco de Ripoll, sincrónicamente con el depósito de la Fm. de Terrades, se sedimentaron las margas en facies de talud de la Fm. de Armànçies con megabrechas intercaladas (constituídas por bloques de plataforma carbonática), las turbiditas de la Fm. de Campdevàrol y las evaporitas de la Fm. de Vallfogona que constiuyeron la última fase de relleno del surco de Ripoll.

Este relleno final de la cuenca con materiales evaporíticos vino determinado por el emplazamiento del manto del Pedraforca que cerró la cuenca por la parte occidental (Martínez *et al.*, 1988).

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 sur. 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 este, 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.*, 1993). Al oeste de la zona de La Garrotxa las paleocorrientes muestran siempre una dirección hacia el oeste y WSW en la parte inferior de la serie y paleocorrientes N-S en la parte más alta.

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 norte, 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 norte, facies deltaicas en la parte central, y facies margosas distales de los aparatos deltaicos ocupando el centro de la cuenca.

En la parte más oriental del Pirineo, el manto de Figueres-Montgrí se emplazó por encima de los sedimentos más altos de la Fm. de Bellmunt que Fontboté *et al.* (1958) dataron como Bartonense (ver capítulo de discusión sobre el manto del Figueres-Montgrí).

Los materiales neógenos más antiguos reconocidos pertenecen al Mioceno superior, siendo de origen continental en la cubeta de Felines (Vallesiense), y de origen marino en la cubeta de Riumors (Tortonense identificado en el sondeo petrolífero GEOT-1; Fleta y Escuer, 1991). El mioceno más moderno identificado en la cubeta de Felines, como en la de Riumors, responde a un Turolense alto. La datación de los materiales volcánicos aflorantes en el Empordà corresponden a esta edad.



















A finales del Mioceno tiene lugar la crisis Messiniense de salinidad debido a la incomunicación con el Océano Atlántico. Su efecto en el continente viene marcado por la edificación de importantes incisiones o cañones producto de la importante bajada del nivel del mar y una fuerte erosión en el centro de la cuenca encauzada gracias a los paleovalles de los ríos Fluvià, Manol y Muga, mientras que en los márgenes se desarrolla una importante acumulación de sistemas aluviales-fluviales al pie de los relieves circundantes (Fleta y Escuer, 1991). Estos depósitos de carácter continental son atribuidos al Turolense (Agustí *et al.*, 1990) en el caso del Sistema Esponellà-Navata (Fleta y Escuer, 1991a) (fig. 20).

Este marco geográfico facilita la erosión de gran parte de los materiales acumulados anteriormente y se forman asimismo extensas superficies de erosión. Durante éste período tiene lugar la actividad volcánica -basaltos de Arenys, traquitas de Vilacolum, etc.- y tectónica (Donville, 1973a-c; Canals, 1985) (fig. 20 y 21).

A la crisis Messiniense le sigue la transgresión Pliocena (Plioceno inferior) bien representada en todo el margen continental catalán. En el Empordà dicha transgresión ocupa los valles excavados durante la crisis Messiniense y aparece representada por espesores muy variables de margas con abundante fauna marina (fig. 20). Dicha variabilidad debe buscarse en la interacción de la actividad tectónica y la sedimentación (Canals, 1985), teniendo en cuenta que las facies pliocenas aparecen en la cubeta de Riumors sin que tengan representación en la de Felines (SGC, 1990).

En el caso del Alt Empordà, la influencia de la tectónica pliocénica y postpliocénica, que ocasiona una fuerte subsidencia en la cuenca, no permite establecer el nivel máximo de ascenso de las aguas con suficiente precisión (Fleta y Escuer, 1991a). Sin embargo, Martinell (1986) identifica actividad bioerosiva en las calizas mesozoicas (Sant mori) y en el eoceno (Vilademat), ambos con *Entobia* sp. y *Gastrochaenolites* sp., así como en los conglomerados de las unidades dominadas por gravas (Els Olivets) con los icnotaxones *Entobia* sp., *Gastrochaenolites* sp.

EVOLUCION SEDIMENTARIA

LEYENDA NEOGENO	ACTUALIDAD
 RELIEVE Y FALLA	 GRANITOIDES METAMORFICO
 VOLCANISMO	 RELIEVE CALCAREO
 FACIES PROXIMALES	 TERCARIO
 F. CANALIZADAS	 OLIGOCENO
 F. ARENOSAS	 MIOCENO-TUROLIEN.
 F. DISTALES	 PLIOCENO CONTIN.
 CONT. MESINIENSE	 PLIOCENO MARINO
 INCISION MESINIEN.	 CUATERNARIO
 RIA PLIOCENICA	 VOLCANISMO BASALTOS Y TRAQ.

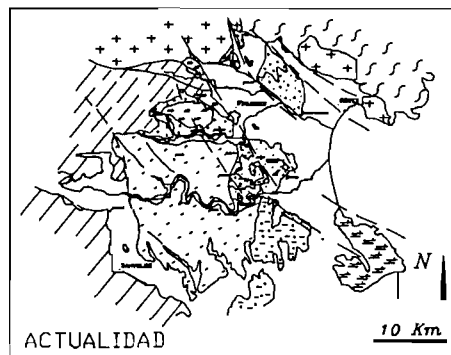
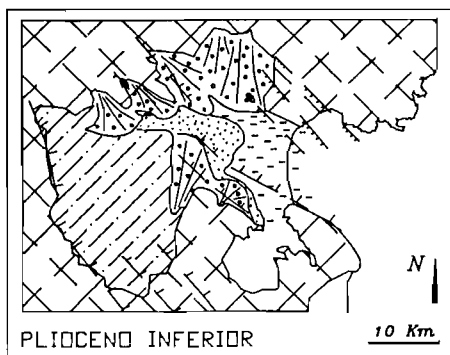
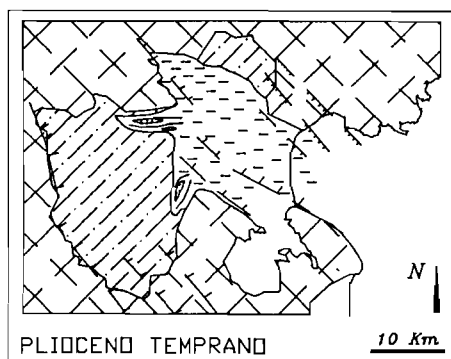
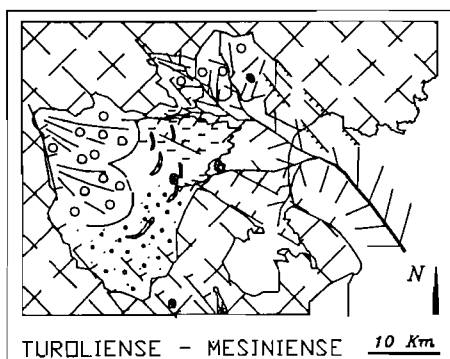


Figura 20. Evolución paleogeográfica simplificada de la cuenca neógena del Alt Empordà (Fleta y Escuer, 1991a)

y *Meandropolydora* sp., que representan el registro de antiguas líneas de costa pliocénicas. Con estos datos, dicha línea de costa se situaría a una cota de 40 m por encima del nivel actual de las aguas.

Con ésta configuración de la cuenca se instauran en los paleovalles de los ríos Fluvià y Manol, entre otros, algunos complejos deltaicos cuyos aportes nutren la extensa bahía del Golfo de Roses (Fleta y Escuer, 1991a) (fig. 20). Esta bahía se encuentra instalada en una zona somera dominada por los medios de transición, como lo demuestra la escasa presencia de foraminíferos planctónicos Martineil (1973), Magné (1979). Estos acontecimientos tienen lugar durante la transgresión marina del Plioceno inferior (Zancliense). El margen septentrional presenta un escaso desarrollo de facies marinas con facies continentales (Ruscinense) y de transición progradantes hacia el sur y sureste (Unidades Vilafant y Avinyonet), mientras que en el meridional se dan importantes acumulaciones de margas culminadas por gravas con "foresets" progradantes hacia el norte (Unidad Vilademat) de hasta 20 m de espesor flanqueadas por arenas (Unidad Vilamalla). Las facies de bahía están representadas por las margas de Siurana, datadas como Zancliense, y alcanzan espesores de hasta 200 m en algunos sondeos.

Las facies continentales están representadas por dos sistemas sedimentarios constituidos por depósitos aluviales-fluviales de dos áreas fuente diferentes. Los detríticos de área fuente eocénica están formados por unidades de gravas, arenas arcósicas y arcillas de área fuente eocénica (Sistema aluvial de Cistella-Llers). Los de área fuente metamórfica representan el registro de abanicos aluviales con sus asociaciones de facies diferenciadas, proximales, medias y distales (Sistema Sant Climent-Perejada) (fig. 20).

La tectónica también actúa a lo largo del Plioceno, las fallas de Roses-Pau, Sant Climent y Figueras han producido un salto en los depósitos de ésta edad. Los materiales marinos situados a cota 20 cerca Vilacolum, alcanzan los 90 m en las proximidades de Arenys d'Empordà (Fleta y Escuer, 1991a).

En el Plioceno superior (Zancliense) el mar se retira dando lugar a un episodio regresivo representado tanto en el Empordà como en el Rosellón. Esta retirada produce una fuerte incisión debido a la caída de casi 100 m del nivel de base en el Océano Atlántico (Haq *et al.*, 1987). En el Alt Empordà, el cambio en la arquitectura fluvial del sistema Sant Climent-Perejada podría reflejar éste descenso del nivel del mar, no obstante, la falta de dataciones todavía no permite precisar tal afirmación.

Las facies más marinas aparecen recubiertas por facies de transición hasta llegar a facies continentales groseras. Caivet (1985) interpreta estos depósitos como producto de la reactivación tectónica de los relieves circundantes.

La tendencia subsidente y el juego de algunas fallas ha podido continuar durante los primeros tiempos cuaternarios (Got, 1973; Julià y Santanach, 1980; Marqués y Julià, 1986) (fig. 21). En el Cuaternario tiene lugar el desarrollo de una amplia y extensa llanura deltaica, dominada por diferentes aparatos deltaicos que han variado su posición, y han sufrido pequeñas pulsaciones por algunas pequeñas oscilaciones del nivel del mar (fig. 12).

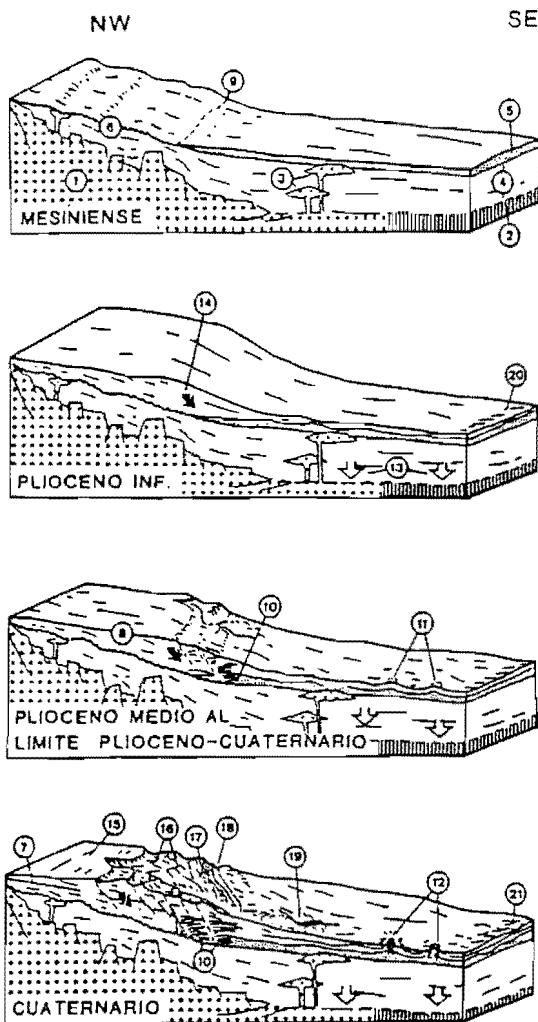


Figura 21. Evolución morfosedimentaria del margen continental del Golfo de Roses desde el Messiniense hasta la actualidad. 1) Zócalo; 2) Corteza oceánica; 3) Volcanismo; 4) Oligoceno-Tortociense; 5) Evaporitas messinienses; 6) Superficie de erosión finimiocénica; 7) Plio-Cuaternario; 8) Límite Plioceno-Cuaternario; 9) Límite de las evaporitas; 10) Almohadillas de evaporitas; 11) Diapiros incipientes; 12) Diapiros; 13) Subsistencia; 14) Sobrecarga sedimentaria; 15) Plataforma continental; 16-17) Deslizamientos; 18-19) Cañón tributario y corrientes de turbidez; 20) Depósitos del abanico submarino del Ródano; 21) Discordancia progresiva (Canals, 1985).

6. MINERIA Y CANTERAS

6.1. MINERIA

En la hoja de Figueres solo se ha localizado una pequeña mina abandonada en las calizas cretácicas de Figueres, en la que se explotaron pequeñas mineralizaciones ferruginosas; los minerales que allí se encuentran son: goethita, hematites, pirolusita, calcita y cuarzo.

Cerca de la localidad de Pau, hubo un intento de explotación de unos filones de cuarzo con minerales de hierro y de arsénico, pero no tuvo éxito.

6.2. CANTERAS

Las actividades extractivas no presentan gran importancia en esta área, limitándose a tres tipos de materiales: las calizas, las arcillas y los áridos naturales.

Las calizas son las rocas que han sufrido una actividad más intensa, estas han sido y son explotadas en dos áreas bien definidas: los afloramientos cretácicos del oeste de Figueres y los afloramientos eocenos entre Terrades y Pont de Molins.

Son las calizas cretácicas las que han sufrido mayor actividad extractiva, siendo utilizadas como áridos de trituración y en algún caso para la fabricación de terrazos.

En los afloramientos eocenos se explotan calizas y calizas margosas, que se utilizan, básicamente, para la fabricación de cementos.

Las extracciones de áridos naturales se localizan en las terrazas del río Fluvià, Muga y Manol; en este último, una de las explotaciones ha hecho desaparecer casi por completo un afloramiento de una terraza baja, cerca de Avinyonet de Puigventós.

En cuanto a las arcillas, existen varias explotaciones activas: cerca de Ordis, de arcillas mioceñas, y entre Vilanova de la Muga y Marsà, de arcillas pliocenas; en ambos casos presentan unas reservas abundantes, pero un coeficiente de aprovechamiento medio.

En el sector noroeste de la hoja, en el retazo del macizo granodiorítico de Rodes, se encuentran dos canteras hasta hace poco activas, una de granodioritas y la otra de cuarzo.

Asimismo, hay que destacar la presencia de antiguas canteras en los materiales volcánicos de Vilacolum.

7. HIDROGEOLOGIA

La superficie de la hoja abarca gran parte de la cuenca baja del río La Muga y el margen izquierdo de la cuenca baja del río Fluvià.

En función de las características hidrogeológicas de los distintos materiales, podemos distinguir cuatro unidades:

- Granitos y sedimentos cambro-ordovícicos.
- Calizas cretácicas
- Conglomerados, areniscas y calizas eocenas.
- Conglomerados, areniscas y arcillas Neógenas.
- Gravas, arenas y arcillas cuaternarias.

Los granitos y materiales cambro-ordovícicos son muy poco permeables y tan solo pueden presentar acuíferos, locales y de escasa importancia, en las zonas de fracturación o en las escasas y limitadas formaciones cuaternarias superficiales.

En las calizas cretácicas y jurásicas predominan los acuíferos de tipo cárstico.

Entre los sedimentos eocénicos, en general poco permeables, los niveles calcáreos de las Formaciones de Corones y Terrades son los más favorables a la existencia de acuíferos; siendo las barras calcáreas de la Formación Corones los niveles más permeables de toda la serie y por tanto los de mayor interés.

En los materiales neógenos, los únicos acuíferos de cierta importancia se localizan en los niveles conglomeráticos del plioceno detrítico de área fuente eocena y del plioceno marino; siendo más interesantes estos últimos, por su posición topográfica inferior.

En los depósitos cuaternarios podemos diferenciar:

Los aluviales de los ríos Fluvià y La Muga, y de sus principales afluentes, con acuíferos de tipo superficial libres; el sector más interesante se sitúa aguas arriba de Perelada en el aluvial del Llobregat y del Anyet.

Los depósitos de las llanuras deltaicas de los ríos Fluvià y La Muga constituyen el acuífero más importante de la región. Este acuífero, denominado del Fluvià-Muga, presenta una estructura multicapa, determinada por la transición de facies aluviales a facies de llanura deltaica (aluviales, marismas, playas) y por la coalescencia de los dos complejos deltaicos de los ríos Muga y Fluvià. Así, las diferencias de permeabilidad de las distintas intercalaciones dan lugar a diferentes niveles acuíferos, más o menos interrelacionados entre sí.

Es de destacar por lo que respecta a la calidad de las aguas, la existencia de áreas contaminadas en el acuífero Fluvià-Muga, bien por salinización o bien por contenidos elevados en nitratos. La salinización afecta al sector costero situado al norte de la desembocadura del Fluvià, afectando de 3 a 4 Km tierra adentro (contenidos de cloruros superiores a 1.000 ppm; según datos de 1985 del I.G.M.E.). No toda la salinización se debe a la intrusión marina, pues a esta se le sobrepone una salinidad congénita de los sedimentos, correspondientes a lagunas

subactuales colmatadas recientemente; lo cual explica la fuerte intensidad y penetración de esta.

La contaminación por nitratos, de origen antrópico, puede llegar a sobrepasar en algunos casos los límites de tolerancia, como sucede en algunos sectores en Vilabertran, Vilanova de la Muga, Sant Miquel de Fluvià y Vilacolum, datos de 1987 del I.G.M.E.; pero este tipo de contaminaciones, es siempre puntual y con importantes variaciones temporales de concentración.

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO

En la bahía de Roses, cerca de la desembocadura del río Fluvià y Muga, existe una área poblada de marjal que constituye una importante reserva ecológica, protegida desde 1983 por ley, que la declara como Parque Nacional de "Aiguamolls de l'Empordà".

Esta zona húmeda de peculiar belleza, de 4783.5 hectáreas, posee una vegetación específica y una fauna, especialmente de aves acuáticas y migratorias. Está formada por dos reservas integrales de 867 ha., separadas por el río Muga y la urbanización Ampuriabrava: Los Estanys -de propiedad privada- y Les Llaunes -532 ha. de propiedad pública-.

La primera forma parte del reducto del gran lago que existía en Castelló de Empúries (doce veces mayor que el actual lago de Banyoles). Con aguas completamente dulces, ésta zona de lagunas está ocupada por el cañizo, enea, nenúfares y ranúnculos, que dan asiento a seis especies distintas de garzas. En Les Llaunes, denominadas así a las lagunas salobres, se mezclan las aguas dulce y salada cuando sopla el viento de Levante. La vegetación dominante es de praderas de salicornia y los grupos de faunísticos mas habituales son los flamencos.

9. BIBLIOGRAFIA

ABAD, A. (1987).- Primera cita de Arqueociátidos en Cataluña. *Trab. Mus. Geol. Semin. Barcelona*, 22, pp. 10.

ABAD, A. (1988).- El Cámbrico inferior de Terrades (Girona). Estratigrafía, facies y paleontología. *Batalleria*, 2, pp. 47-56.

AGUSTI J. (1982).- Biozonación del Neógeno continental de Cataluña mediante roedores (Mammalia). *Acta Geol. Hispànica*, 17,(1-2), pp. 21-26.

AGUSTI, J., DOMENECH, R., JULIA, R. y MARTINELL, J. (1990).- Evolution of the Neogene Basin of Empordà (NE Spain). *Paleont. i Evolució*, Mem. Especial, 2, pp. 251-267.

ALMELA, A. y RIOS, J.M^a. (1943).- Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana. *Boletín I.G.M.E.*, 56, pp. 391-451.

ALMERA, A. (1894).- Plioceno de la provincia de Gerona, segun las notas de los Sres. D. Luís M. Vidal y D. Manuel de Chía. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, 3, (2), pp. 103-116.

ANADON P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., ROBLES, S., SANTAMACH P y SOLE SUGRAÑES, L. (1979).- Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispànica*, 14, pp. 242-270.

ARAÑA, S., APARICIO, A., MARTIN 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), pp. 1-17.

ARTHAUD, F. y SEGURET, M. (1981).- Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe de Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 23, (1), pp. 51-63.

ASHAUER, H. (1943).- La terminación oriental de los Pirineos. Traducc. española por J.M. Ríos en *Publ. Alem. Geol. Esp.*, 2, pp. 236-236.

BACH, J. (1986-87).- Sedimentación holocena en el litoral emergido de L'Alt Empordà (NE de Catalunya). *Act. Geol. Hisp.*, 21-22, pp. 195-203.

BACH, J. (1979).- Salinització dels aquífers de la franja costera de l'Alt Empordà. Tesis de Llicenc. (inedita), Univ. Autòn. Barcelona.

CALDERÓN, S.; FERNÁNDEZ NAVARRO, L. y CAZURRO, M. (1907).- Formaciones volcánicas de la provincia de Gerona. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, IV, pp. 160-489.

CALVET, M. (1982).- Etude geomorphologique des massifs des Alberes-Roc de France et leurs piedmonts, (Pyrénées Orientales catalanes). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris I, 2t., 502 pp., 75 pl.

CALVET, M. (1985).- Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est de Pyrénées; l'exemple du Horst des Alberes. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phy.*, 26, 2, pp. 119-130, Paris.

CALVET, M. (1985).- Systemes morphogenétiques du Quaternaire Moyen dans l'Est des Pyrénées. Essai de synthèse. *Physio-Géo*, 14/15, pp. 17-24.

CANALS, E. (1985).- Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertera sedimentaria plio-cuaternaria. Tesis doctoral (inèdita), Fac. Geol., Univ. Barcelona, 618 pp.

CARBONELL, G. y MAGNE, J. (1977).- Microfauna d'ostracodes et foraminifères du Pliocène d'Ampurdan. *Rev. Esp. Micropal.*, 9, (3), pp. 347-360.

CARRATELLO, J.C., RODRÍGUEZ, E., SOLER, V. y GUICHARRO, P. (1989).- Paleomagnetismo del volcanismo de Cataluña: resultados preliminares. *Cuad. Geol.*, 12, pp. 83-93.

CARRERAS, J. y LOSANTOS, M. (1981).- Geologia del Cap de Creus. Informes Servei Geològic de Catalunya (inédito), 64 pp.

CASAS, A., TORNÀ, M. y BANDA, E. (1987).- Mapa gravimètric de Catalunya 1:500.000. Servei Geològic de Catalunya, Dpt. Pol. Terr. i Obr. Públ., 135 p.

CASAS, A., CLAVELL, E., HERNÁNDEZ, E. y RIVERO, L. (1991).- Caracterización geofísica de la estructura de la Depresión Neógena del Empordà. *I Congreso Grupo Español del Terciario, Comunicaciones*, pp. 71-74.

CHERIF, H. (1976).- Etudes microstratigraphiques de quelques affleurements néogènes de l'Ampurdan (Espagne). *Rev. Esp. Micropal.*, 8, (2), pp. 255-263.

CHIA, M. (1879).- Apuntes geológicos sobre los terrenos terciario medio y superior del Bajo Ampurdán. *Rev. de Gerona*, 3, pp. 44-50.

CLAVELL, E., MARTÍNEZ, A. y VERGÉS, J. (1988).- Morfología del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geol. Hispànica*, 23, (2), pp. 129-140.

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, pp. 88-100.

DONVILLE, H. (1973a).- Ages potassium argon des vulcanites du Haut Ampurdán. *C. R. Acad. Sci.*, 275, pp. 2497-2500. París.

DONVILLE, H. (1973b).- Ages potassium argon des vulcanites du Bas Ampurdan. *C. R. Acad. Sci.*, 276, pp. 3253-3256.

DONVILLE, H. (1973c).- Ages potassium-argon des roches volcaniques de la dépression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci.*, 277, pp. 1-4.

DONVILLE, H. (1976).- Géologie néogène de la Catalogne orientale. *Bull. B.R.G.M.*, 4, (3), pp. 177-210.

DROBNE, K. (1977).- Alveolines paleógenes de la Slovenie et de l'Istrie. *Mém. Suiss. Paleont.*, 99, 131 p.

ESCUER, J. y FLETA, J. (1991).- Evolución de los sistemas sedimentarios neógenos de la cuenca del Alt Empordà (Gerona). *I Cong. Grupo Español del Terciario, Comunicaciones*, pp. 113-116.

ESTÉVEZ, A. (1970).- La estructura de la Garrotxa en el sector comprendido entre Coma Negra y Sant Joan de les Fonts. Relaciones entre el zócalo y cobertera. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 21, pp. 123-133.

ESTÉVEZ, A. (1973).- La vertiente meridional del Pirineo Catalán al N del curso medio del río Fluvià. *Publ. Geol. Univ. Granada*, 519 p.

FAURE, P. (1984).- Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Prov. de Huesca, Lérida et Barcelona). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 121, pp. 23-37.

- FEIST, M. y COLOMBO, F. (1983).- La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes. *Géol. Méditerranéenne*, X, pp. 303-326.
- FERRER, J. (1967).- Le Paléocène et l'Eocène des Cordillères Côtières de la Catalogne (Espagne). *Eclogae Geol. Helvetiae*, 60/2, pp. 567-576.
- FLETA, J. y ESCUER, J. (1991a).- Sistemas sedimentarios de la cuenca neógena del Alt Empordà y su relación con el vulcanismo. *I Congr. Esp. Terciario, Exc.*, 7, 128 pp.
- FLETA, J. y ESCUER, J. (1991b).- Estudi de les deformacions recents a Catalunya per a l'avaluació de la perillositat sísmica (Primers resultats). Informes Servei Geològic de Catalunya, 57 p.
- FLETA, J., ARASA, A. y ESCUER, J. (1992).- El Neógeno del Empordà y Baix Ebre (Catalunya): Estudio comparativo. *Acta Geol. Hispànica* (en prensa).
- FONTBOTE, J.M. (1962).- Informe interno BERGA PERMITS. Unión Explosivos Río Tinto (inédito).
- FONTBOTE, J.M. y GUITARD, C. (1958).- Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales, entre les bassins de la Cerdagne et de l'Ampurdán-Rousillon. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, (VIII), pp. 884-890.
- GALLART, J. (1982).- Aportación de la geofísica al conocimiento geodinámico de los Pirineos. *Rev. de Geofísica*, 38, pp. 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), pp. 293-298.
- GELABERT, J. (1904).- Los volcanes extinguidos de la provincia de Gerona. Octavio Vilader Impresor, Sant Feliu de Guixols, 120 p.
- GICH, M. (1969).- Las unidades litoestratigráficas del Eoceno pre-pirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hispànica*, 4, (1), pp. 5-8.
- GIMENEZ, J. (1989).- Els materials deltaics i de plataforma del Cuisià inferior (Eocè inferior) de la conca sudpirenenca catalana. Sector de Bagà-Pobla de Lillet. Tesi Llicenciatura (inèdita), Fac. Geol., Univ. Barcelona, 200 p.
- GIMENEZ, J. y VERGES, J. (1991).- Los pliegues de la formación Coronas (Unidad Cadi): Origen tectónico versus origen sinsedimentario. *I Congr. Esp. Terciario, Comunicaciones*, pp. 151-154.
- GOT, H. (1973).- Etude des correlations tectonique-sedimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan. Thèse d'état Univ. Montpellier, 294 p.
- GOULA, X., OLIVERA, C., ESCUER, J., FLETA, J., GRELLET, B., BOUSQUET, J.C. (1992).- Neotectonics and seismicity in the area of the seismic crisis of 1427-28 in Catalonia. *Procs. XXII General Assembly, Europ. Seism. Comm.*, WS2, II, pp. 333-337.

GUARDIA, P. (1964).- Volcans tertiaires et quaternaires de la province de Gerone et paléomagnétisme de leurs coulées. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 6, (3), pp. 201-210.

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

HERNANDEZ, E. (1991).- Interpretación gravimétrica y magnética de las anomalías de la Plana de Vic y del Empordà. Tesis doctoral (inédita), Fac. Geol., Univ. Barcelona, 197 p.

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

HOTTINGER, L. (1977).- Foraminifères operculiformes. *Mem. du Mus. Nat. Hist. Nat., Paris Sciences Terre*, 40, 159 p.

IGLESIES, R. (1981).- Gravimetria del alt Empordà. Tesi Llicenciatura (inédita), Fac. Geol., Univ. Barcelona, 70 p.

I.G.M.E. (1983).- Mapa geológico de España 1:50.000 Hoja nº 296. Torroella de Montgrí. Madrid.

I.G.M.E. (1983).- Mapa geológico de España 1:50.000 Hoja nº 297. L'Estartit. Madrid.

I.G.M.E. (1986).- Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. 1.200.000 Hoja nº 41 - 42. Tortosa - Tarragona. Madrid.

JULIA, R. y SANTANACH, P. (1983). Las fosas neógenas del litoral catalán. IGME, Libro Homenaje a J.M. Ríos, 2: 449-456.

JULIA, R. y VILALTA, J.F. (1974).- El Ampurdán. *Col. Intern. Biostr. Cont. Neog. Sup. Quant. Inf.*, Guía 28.9, pp. 3-9.

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), pp. 1-3.

KROMM, F. (1968).- Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et la Cordillère pré-littorale catalagne (Province de Gerone et Barcelona -Espagne). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 105, B, 2, pp. 2-12.

LIESA, M. (1988).- El metamorfisme del vessant sud del Massís del Roc de Frausa (Pirineu oriental). Tesis doctoral (inédita), Fac. Geol., Univ. Barcelona, 233 pp.

LOMPART, C. y PALLI, L. (1984).- Serie estratigráfica de Liásico de la provincia de Girona. *Acta Geol. Hispànica*, 19, (3), pp. 167-170.

LLOPIS, N. (1942).- Sobre la estructura de la Garrotxa y la estructura del borde occidental del Ampurdán. *Anales Univ. Barcelona*, pp. 213-246.

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

MAGNE, J. (1978).- Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée Nord Occidentale. Les bassins Néogènes catalans. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse, C.N.R.S., 260 p.

MARQUES, M y JULIA, R. (1986).- Características geomorfológicas y evolución del medio litoral en la zona de Empúries (Girona). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 5, pp. 155-165.

MARTINELL, J. (1973).- Algunos datos paleoecológicos y tafonómicos de un yacimiento pliocénico del Ampurdán. *Acta Geol. Hispanica*, 8, (1), pp. 16-20.

MARTINELL, J. (1976).- Estudio de la fauna malacológica (Gastropoda) del Plioceno del Empordà, Girona. Tesis doctoral (inédita), Fac. Geol., Univ. Barcelona, 525 p.

MARTINELL, J. (1985).- El Pliocè marí català. Breu síntesi paleontològica. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 50, 213 p., Barcelona.

MARTINELL, J. (1987).- Síntesi del Pliocè marí català. Serv. Geol. de Catalunya, (Informe inédito), 45 p.

MARTINELL, J. (1988).- An overview of the marine Pliocene of NE Spain. *Géologie Méditerranéenne*, XV, 4, pp. 227-233.

MARTINELL, J. y DOMENECH, R. (1982).- El Plioceno marino de la margen derecha del río Fluvià (Alt Empordà). *Est. Geol.*, 38, pp. 379-384.

MARTINELL, J. y DOMENECH, R. (1983).- Estat actual dels coneixements sobre el Pliocè marí de l'Empordà. In: Aspectes biològics i geològics de l'Empordà (J. Serra ed.). *Inst. Cat. Hist. Nat./Soc. Catal. Biol.*, 33 p.

MARTINELL, J. y DOMENECH, R. (1985).- Característiques tafonòmiques i paleoecològiques del Pliocè marí de l'Empordà. *Centre Invest. Arqueol. Girona, Ser. monog.*, 6, 66 p. Girona.

MARTINELL, J. y VILLALTA, J. (1978).- Nuevas aportaciones al conocimiento de las formaciones pliocénicas de l'Alt Empordà (Girona). *Act. Geol. Hisp.*, 13, (1), pp. 23-25.

MARTINELL, J. y DOMENECH, R. y MARQUINA, I. (1989).- EL Pliocè marí català. Dades paleocològiques. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat. Sc. Geol.*, 56, (5), pp. 31-34.

MARTÍNEZ, A., VERGES, J. y MUÑOZ, J. (1988).- Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hispanica*, 23, (2), pp. 119-128.

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

MARTÍNEZ, A., VERGÉS, J., PUJADAS, J., FLETA, J., ESCUER, J. (1993).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 257 (Olot) del mapa geológico de España. E. 1:50.000. I.T.G.E.

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

MATO, E., SAULA, E., MARTÍNEZ, A., MUÑOZ, J.A., VERGÉS, J. y ESCUER, J. (1993).- Memoria explicativa y cartografía geológica de la Hoja 293 (Berga) del mapa geológico de España. E. 1:50.000. I.T.G.E.

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

MOPU (1985).- Plan hidrológico del Pirineo Oriental. Zona 1, Empordà-Olot. Informe técnico (inédito).

MUÑOZ, J.A. (1985).- Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. Tesis doctoral, Fac. Geol., Univ. Barcelona, 305 p.

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

PALLI, L. y BACH, J. (1987).- Itinerari geològic pel Baix i Alt Empordà. I.C.E. UB., 94 p.

PALLI, L., MAS, J. y BRUSI, D. (1988).- Dos nous afloraments volcànics a l'Alt Empordà (Girona). *Scientia gerundensis*, 14, pp. 151-160.

PUJADAS, J., CASAS, J.M., MUÑOZ, J.A. y SABAT, F. (1989).- Thrust tectonics and Paleogene syn-tectonic sedimentation in the Empordà area, Southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3, (3), pp. 195-206.

RIBA, O. (1981a).- Canvis de nivell i de salinitat de la Mediterrània occidental durant el Neogen i el Quaternari. *Trab. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 9, pp. 45-62.

RIBA, O. (1981b).- Aspectes de la Geologia marina de la Conca Mediterrània balear durant el Neogen. *Mem. Reial Acad. Ciències i Arts de Barcelona*, VXLV, (1), 115 p.

RIBERA FAIG, J. (1945).- Sobre el Plioceno continental del Alto Ampurdán. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, p. 41-64, ill lám. Madrid.

SOLER, R., MARTINEZ, W., MEGIAS, A.G. y ABEGER, J (1983).- Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. *Mediterranea Ser. Geol.*, 1, pp. 71-82

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

SOLE SABARIS, L. (1948).- Observaciones sobre el Plioceno de la Selva (Gerona). *Est. Geol.*, 8, pp. 287-307. Barcelona.

SOLE SABARIS, L. (1962).- Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense. *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barc.*, XXXIV, 12. Barcelona.

TOURNON, J. (1968).- Le volcanisme de la province de Gerona (Espagne). Thèse 3.er cycle. Laboratoire de Petrographie de la Faculte des Sciences de Paris.

VILLALTA, J.F. (1958).- Le Neogene de l'Ampurdan. *Bull. Soc. Geol. France*, 6, VIII, pp. 947-948, París.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA