

PALEOTAXODONTA Y PTERIOMORPHIA
DEL
EOCENO
DEL MARGEN SUR DE LA
DEPRESIÓN CENTRAL CATALANA

Volumen 1/3
(Partes I, II, III)

Antonio ABAD GARCÍA

I - PRELIMINARES

1 - OBJETIVOS

Afirma Pomerol (1973) que, históricamente, los moluscos acompañaron desde sus primeros balbucesos, a principios del siglo XIX, a la estratigrafía del Terciario o era de las conchas. Aunque su papel es menor hoy en día frente a otros organismos fósiles, la recogida y reconocimiento de los moluscos proporciona grandes satisfacciones y permite al observador, por poco conocedor que sea, identificar inmediatamente la posición estratigráfica de la capa que los contiene.

La gran mayoría de países en los que se encuentran moluscos eocenos (especialmente Francia e Italia) poseen un cierto número de obras de carácter monográfico sobre este grupo animal.

Se han realizado muchos estudios sobre el Eoceno de Cataluña. Tienen su inicio en el siglo XIX. La calidad de los afloramientos catalanes hizo, por ejemplo, que Vezian (1857) creara cuatro pisos para dividir al Eoceno, cuyos nombres proceden de los alrededores de Manresa e Igualada: Montserriense, Castelliense, Igualadiense y Manresiense, pero que no fueron aceptados por la comunidad científica. En Paleontología han sido bien estudiados algunos grupos: Foraminíferos, Corales, Crustáceos Decápodos o Mamíferos. A excepción de las tesis de De Renzi (1971, inédita, aunque se han publicado algunas notas: De Renzi, 1972, 1975) y de Llompart (1977), ambas centradas en el Ilerdiense pirenaico, los moluscos han quedado algo descuidados, salvo algunas publicaciones y artículos, como los de Cossmann (1898, 1906), Farrés & Staid-Stadt (1964, 1967), Llompart (1989), Calzada & Urquiola (1994), Carrasco (1994), Calzada (1997), entre otros. La mayoría de los trabajos, sobre todo antiguos, se reducen a listados más o menos extensos en los que suelen predominar los moluscos; las determinaciones suelen hacerse a partir de moldes internos mal conservados, por lo que adolecen de precisión. Este es un campo relativamente poco trabajado y que puede aportar conclusiones interesantes.

Esta tesis se centra en el estudio de los bivalvos Paleotaxodonta y Pteriomorphia de las unidades del Terciario inferior marino del margen S de la Depresión Central Catalana. Sus fósiles tienen la ventaja sobre otros grupos de moluscos de preservar, en la mayoría de especímenes, su concha y no estar reducidos al estado de moldes. Este hecho, facilita su determinación específica.

Los objetivos planteados han sido los siguientes:

- Recopilación de la bibliografía y análisis crítico de los trabajos sobre estas subclases de bivalvos.

- Localización, estudio y revisión de los diversos yacimientos en que se encuentran.

- Revisión de las faunas depositadas en el Museu Geològic del Seminari de Barcelona y en algunas colecciones particulares. Posterior localización de las mismas en las columnas y esquemas estratigráficos.

- Todos estos objetivos parciales se han tenido que alcanzar para llegar al objetivo final:

El estudio sistemático de los Paleotaxodonta y Pteriomorphia y alcanzar las conclusiones sobre las características ambientales de las rocas que los contienen, su cronología y su distribución en el espacio.

2 - METODOLOGÍA

Para su realización se ha dispuesto del abundante material depositado en el Museu Geològic del Seminari de Barcelona, recopilado desde 1939 hasta la actualidad. También se han podido consultar algunos ejemplares pertenecientes a varias colecciones particulares que se señalan en el apartado de Sistemática.

No obstante, ha sido imprescindible la visita a los yacimientos de procedencia de los fósiles coleccionados para completar sus características estratigráficas. Todos los yacimientos han sido situados geológicamente en esquemas estratigráficos generales. En gran número de ellos, han sido elaboradas columnas estratigráficas de cierto detalle para ser ubicados en las capas correspondientes. Estas visitas al campo han permitido un cierto muestreo, sobre todo de cara a la sistemática. Un handicap a este apartado lo ha representado la sobreexplotación de los yacimientos por parte de gran número de pseudoaficionados a la Paleontología. Muchos de los lugares clásicos, otrora abundantes en fósiles, actualmente son casi estériles; este hecho hace que algunos de los fósiles de las colecciones, afortunadamente pocos, no hayan vuelto a ser encontrados en campo.

La determinación de los fósiles se ha realizado mediante la consulta a los fondos de la biblioteca de Museu Geològic del Seminari, la cual posee una notable lista de títulos sobre el tema de esta tesis, recopilados desde tiempos del Dr. Almera. También han sido consultadas otras bibliotecas que también poseen bibliografía, especialmente la de la Reial Acadèmia de Ciències i Arts de Barcelona y la de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona - Institut Jaume Almera del CSIC. Para elaborar aquellas partes sobre moluscos actuales, se han consultado las bibliotecas de la Facultat de Ciències de la Universitat Autònoma de Barcelona; Instituto de Investigaciones Pesqueras de Barcelona; Museu de Zoologia de Barcelona; la de la Facultat de Biologia de la Universitat de Barcelona.

También se realizó un catálogo de citas bibliográficas de moluscos del Terciario inferior marino de Cataluña, que fue el tema del Treball de Recerca, presentado a finales de septiembre de 1999 y que ha permitido conocer todas las citas y estudios anteriores, los cuales se exponen de manera sucinta en el apartado de antecedentes.

Han sido reproducidos fotográficamente una representación de los ejemplares mejor conservados de todas las especies estudiadas, gracias a la labor técnica de los Srs. Francesc Farrés y Manel Pablo, de Vic.

3 - AGRADECIMIENTOS

Esta tesis no hubiera podido ser realizada de no haber sido por el esfuerzo adicional de muchas personas.

Del Dr. Sebastián Calzada, Director del Museu Geològic del Seminari de Barcelona, quien la ha dirigido y ha permitido la consulta de sus colecciones y biblioteca.

A la Dra. Carme Llompart, Profesora de Paleontología de la Facultat de Ciències, de la UAB, quien la ha coodirigido.

Al Dr. Joan Rosell, Profesor de Estratigrafía de la Facultat de Ciències, de la UAB, por algunas sugerencias al manuscrito original.

Al Dr. Josep M. Pons, Profesor de Paleontología de la Facultat de Ciències, de la UAB, por algunas sugerencias sobre la distribución temporal y geográfica de los fósiles.

A D. Francesc Farrés por sus conversaciones sobre la Geología de la Plana de Vic y el acceso a sus colecciones. También, por su valioso y desinteresado apoyo en la

parte de reproducción gráfica de los fósiles, junto con D. Manel Pablo y Jacint Altimiras.

A los Sres. D. Àngel Cañigüeral, D. Sergi Falguera, D. Zenó Gàsser, D. Josep Llansana, D. Ramon Mañé y D. Joan M. Viader, por su desinteresada ayuda de campo y el acceso a sus colecciones particulares.

A los Dres. Eudald Maestro, Eduard Remacha, Profesores de Estratigrafía de la UAB por sus indicaciones sobre la Estratigrafía secuencial. A ellos y a D. Albert Bosch, por sus orientaciones del programa Freehand de diseño gráfico.

Al Dr. Pere Busquets por la visita y comentarios al Molí de les Farreres (St Bartomeu del Grau) y del banco de ostras del Castell d'Orís (Orís).

A los Dres. Germán Álvarez, Alexandra Bittner, Àngel López-Buendía, Hans P. Luterbacher, Andrej Pisera, Salvador Reguant, Julio Seguí y María del Mar Urquiola por su apoyo en la obtención de bibliografía.

Al Dr. Josep F. de Villalta por su interés constante en el transcurso de realización de la presente tesis.

A D. Juan Francisco Carrasco sus indicaciones sobre el género *Spondylus*.

A D. Antoni Riera, por sus orientaciones sobre Sant Julià de Vilatorca y Folgueroles.

A D. José M. Asensi por algunas pruebas fotográficas.

A D. Baldomer Colldeforns por sus sugerencias del Paleógeno de la Conca de Barberà y del Anoia y sobre algunos bancos de ostreidos de aquellas comarcas.

A D. Enric Sunyer por sus indicaciones geológicas.

A los Amics del Museu Geològic del Seminari por su vivo interés en estos trabajos.

A Can Cuspineda (Sant Martí de Sobremunt), por su ocasional apoyo logístico.

A título póstumo, al Dr. Lluís Vía, por sus reflexiones acerca de la conveniencia del estudio de los moluscos eocénicos. También, por igual motivo, al Dr. Valentí Masachs, de Manresa.

A aquellas personas a quien haya podido omitir involuntariamente, pero a las que no olvido.

II - SITUACIÓN Y EVOLUCIÓN DEL PALEÓGENO CATALÁN

La redacción del presente apartado se ha realizado a partir de la síntesis de los trabajos de Via (1966); Reguant (1967); Gich (1969, 1973); Ferrer (1971); Mutti *et al.* (1972); Pallí (1972); Rosell *et al.* (1973); Anadón (1978); Busquets *et al.* (1979); Anadón *et al.* (1979); Riba *et al.* (1983); Anadón *et al.* (1985b); Puigdefàbregas *et al.* (1986); Barnolas (1992); Muñoz *et al.* (1992); Anadón *et al.* (1992b); Burbank *et al.* (1992); Costa *et al.* (1996); Vergés & Burbank (1996); Barnolas & Gil-Piña (2000).

Los terrenos terciarios inferiores en Cataluña ocupan la Depresión Central y la vertiente meridional de los Pirineos (Fig. 1).

La llamada Cuenca, Depresión o Cubeta Terciaria del Ebro, constituye una extensa zona de la Península Ibérica, morfológicamente deprimida y drenada en gran parte por el río Ebro. Posee una forma sensiblemente triangular, y está limitada por tres alineaciones montañosas: los Pirineos, al Norte; la Cordillera Ibérica, por el Sudoeste; y el Sistema Catalán, Cadena Costera Catalana o Catalánides por el Sudeste. No obstante, la Depresión del Ebro es más pequeña que la propia cuenca hidrográfica. En su parte oriental, se observa que los ríos catalanes desde el Muga al Francolí no son tributarios del Ebro, si no que desembocan directamente en el Mediterráneo, motivo por el cual aquella parte recibe también el nombre de Depresión Central Catalana. En el presente trabajo, se asimilan como sinónimos los términos de Cuenca del Ebro y Depresión Central Catalana.

Las sucesiones que actualmente se encuentran en las unidades alóctonas pirenaicas enlazan con las que se encuentran al S de los mantos más meridionales. La cuenca del Ebro tiene la posición de una cuenca de antepaís respecto al orógeno de los Pirineos y ambas unidades han tenido una evolución paralela durante su desarrollo en el Terciario. Por encima de los terrenos terciarios que iban rellenando la Cuenca del Ebro se emplazaron diversos mantos de corrimiento de origen pirenaico, empujados hacia el S como consecuencia de la colisión de la placa ibérica y la placa europea, iniciada a finales del Cretácico y que seguirá durante el Paleógeno hasta el Mioceno medio.

Las diferencias de estructura de las unidades tectónicas que limitan la cuenca -al N los Pirineos y al S la Cadena Ibérica- influirán en la configuración de los dispositivos sedimentarios en las diferentes partes de la cuenca eocena. En los Pirineos, el emplazamiento de los mantos da lugar a zonas de subsidencia muy acusada. Este proceso es mucho más limitado en la Cadena Ibérica, con tasas de subsidencia bajas y con acumulaciones de sedimentos, aunque importantes, inferiores a los Pirineos.

Como consecuencia de estas diferencias, de origen principalmente estructural, la influencia de las transgresiones marinas ilerdiense, luteciense y bartoniense, es diferente en el registro del margen S de la Depresión Central con respecto a los Pirineos. Generalmente, las condiciones de sedimentación marina se desarrollan mejor en los Pirineos y parte N del margen S de la Depresión Central con respecto a la parte meridional de dicho margen, donde la sedimentación marina es poco importante y de naturaleza más somera.

Ciclo Ilerdiense - Luteciense inferior

Es el primer ciclo deposicional de la zona pirenaica y de su antepaís meridional. Incluye facies terrígenas, carbonatadas y evaporíticas depositadas aproximadamente durante unos 7 a 8 millones de años. En los Pirineos, las unidades sedimentarias de este

ciclo se depositaron en medios aluviales, de transición marina-continental y marinos someros a profundos, claramente influidos por el emplazamiento de los mantos de corrimiento. En la Cuenca del Ebro, el ciclo se caracteriza por una sedimentación fluvial, lacustre y marina somera, en una región que subsidía suavemente y con unos márgenes que comenzaban a deformarse. El ciclo se cierra con la sedimentación de la unidad evaporítica de Beuda que es común a los dos ámbitos y marca una etapa de restricción de la cuenca.

Durante el Ilerdiense se produce una importante transgresión marina. En la zona del Montsec tiene lugar la sedimentación de los materiales del Grupo de Ager encima de los materiales de facies “Garumniense” (Grupo de Tremp). Los materiales del Grupo de Ager son principalmente de tipo carbonatado (“calizas con alveolinas”), substituidos por arcillas y limolitas de carácter transicional del Grupo de Roda-Oroel, con abundantes ostras, lucinas y otros moluscos, y localmente facies arrecifales. Hacia el S (Os de Balaguer), los carbonatos del Grupo Ager abarcan hasta el Eoceno medio y tienen un carácter de plataforma protegida; la base se encuentra representada por calizas lacustres a salobres con *Microcodium*.

En la parte oriental del Pirineo se sedimentan importantes gruesos de calizas bioclásticas (“calizas con alveolinas” de la Fm. Cadí). que hacia el N pasan lateralmente a zonas de plataforma terrígena (Fm. Sagnari). Los depósitos carbonáticos han sido reconocidos en los sondeos de la Cuenca del Ebro y afloran en diferentes sectores de las Cadenas Costeras Catalanas (Fm. Orpí): S. de Igualada, Conca de Barberà, Cap de Salou y Guillerics.

Durante el tránsito Ilerdiense-Cuisiense tiene lugar una regresión. En el Montsec y Serres Marginals se produce la sedimentación detrítica (areniscas y conglomerados) del Grupo Campodarbe-Montañana, de tipo deltaico y fluvial, según secuencias progradantes. En la Conca de Tremp se localizan delante de dos paleovalles importantes que se encuentran en las Serres de Gorp y de Cis. Al final del Cuisiense, en el área de Montanyana se produce una incisión de la red fluvial encima de los materiales aluviales depositados previamente y se activan los procesos de captura en la vecina Conca d’Àger a través de los incipientes relieves del Montsec.

En la parte oriental del Pirineo, los depósitos de este episodio se incluyen en la Fm. Coronas (Cuisiense inferior), depositada predominantemente en medios fluviales y de transición marina-continental. En esta región la sedimentación marina profunda (Fm. Armàncies) y de plataformas carbonatadas (Calizas de la Peña) se retoma en el Cuisiense superior con un dispositivo parecido al Ilerdiense. El proceso regresivo en la Depresión Central es similar al pirenaico, pero sin retomar las condiciones de sedimentación marina; son activos los sistemas aluviales de etapas anteriores (Grupo de Pontils-Cornudella).

En el transcurso del Luteciense inferior la Cuenca del Ebro fue afectada nuevamente por una transgresión marina que se restringe a las partes más septentrionales. En los Pirineos orientales, el incremento de la profundidad de los surcos sedimentarios iniciados durante la sedimentación de la Fm. Armàncies, permite la sedimentación de depósitos turbidíticos marinos profundos en una cuenca relativamente confinada (Fm. Vallfogona); simultáneamente y/o posteriormente tiene lugar la sedimentación de la unidad evaporítica de Beuda. En el margen de la Depresión Central con la Cadena Costera Catalana, con una actividad tectónica muy ligera, prosigue la sedimentación continental, que hacia el N pasaría lateralmente a materiales carbonatados de plataforma hasta enlazar con los depósitos turbidíticos pirenaicos.

Ciclo del Luteciense superior - Bartoniense

Este segundo ciclo deposicional incluye una variedad amplia de facies terrígenas y carbonatadas de edad comprendida entre el Luteciense superior y la base del Priaboniense, la sedimentación se prolongó entre 9 y 10 millones de años.

En los Pirineos, los depósitos de este ciclo se sedimentarán bajo la influencia de los mantos de corrimiento más meridionales y otros que afectaban al zócalo herciniano. Los sedimentos se acumulan en medios deposicionales aluviales, transicionales y marinos de plataforma. El ciclo se cierra con la sedimentación de la unidad evaporítica de Cardona.

En el Luteciense superior, en los Pirineos orientales, sobre la secuencia evaporítica de Beuda, se deposita una unidad lutítica anóxica (unidad de Muntades) sobre la que sigue una potente serie de plataforma terrígena y de abanicos litorales progradantes agrupadas en la Secuencia Bellmunt (Fms. de Coubet, Bracons, Banyoles y Bellmunt). Hacia el S, pasan a una plataforma marina carbonatada y, aún más al S, a medios transicionales y aluviales que afloran a lo largo del margen con la Cadena Costera Catalana. Las partes más septentrionales de la cuenca de antepaís fueron afectadas por una transgresión que da lugar a los depósitos de abanicos aluviales retrogradantes y de plataforma carbonatada con nummulites (Fm. Tavertet) que se extiende hasta Taradell; coetáneamente prosigue la sedimentación aluvial más al S (St. Llorenç del Munt, Montserrat, etc.) y la del Gr. Pontils-Cornudella.

A finales del Luteciense superior y, sobre todo, durante el Bartonense, en los sectores más septentrionales de la Depresión Central fue aumentando la proximidad e influencia de los mantos de corrimiento surpirenaicos. Tiene lugar una nueva expansión marina que afecta la zona de antepaís próxima a los Pirineos (St. Llorenç de Montgai e Ibars de Noguera, Oliana, St. Llorenç de Morunys, Berguedà, Garrotxa, Vic) y en el margen con la Cadena Costera Catalana hasta la cuenca de Igualada y de Barberà, con potentes sucesiones terrígenas (Fm. Folgueroles y parte de las areniscas de Centelles, Fm. la Portella en Igualada) y plataforma mixta (Fm. Collbàs en Igualada). Una vez terminada la fase inicial de la transgresión, se produce una sucesión compleja de retrogradación y progradación de sistemas deltaicos que funcionarán hasta el Priaboniense superior (Milany, Rocacorba y Sant Martí Xic provienen de los Pirineos; Centelles, St. Llorenç y Montserrat, de la Cadena Costera Catalana). En los sectores más alejados lo hacen lutitas grises (Margas de Vic o de Igualada). Dentro de estas series terrígenas se producen pulsaciones durante las cuales se depositan materiales carbonatados de origen arrecifal (Fm Tossa, Calizas de Collsuspina, Calizas de Sant Bartomeu del Grau, Calizas de Coll d'Uria, St. Llorenç de Morunys, Oliana). Antes de la sedimentación de las evaporitas de Cardona, se depositan gran variedad de facies restringidas, tales como margas anóxicas, niveles oolíticos, calizas estromatolíticas, etc. En áreas no afectadas por la transgresión Bartonense, sigue la sedimentación continental (por ejemplo, en Sant Miquel de Montclar, Montsant, Gandesa - Horta de Sant Joan, etc.).

Ciclo Priaboniense - Oligoceno

Es el último ciclo deposicional del Terciario inferior en la parte oriental de la Cuenca del Ebro. Fue depositado casi exclusivamente cuando la cuenca de antepaís era afectada solo de una manera limitada por los cabalgamientos pirenaicos, ya hacia el fin de su emplazamiento. La característica más importante es el descenso progresivo de la tasa de acumulación de sedimentos. A partir del Priaboniense, la Depresión Central deviene una cuenca no marina, seguramente endorreica y las facies son de origen aluvial

y lacustre de tipo terrígeno, carbonatado o evaporítico durante unos 10 a 12 millones de años.

III - ÁMBITO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DEL PRESENTE ESTUDIO

1- ÁMBITO GEOGRÁFICO

Via, en sus trabajos sobre los crustáceos decápodos eocenos (1966, 1969), empleó una serie de zonas geográficas y regiones dentro de cada zona de distribución de estos organismos, las cuales le permitieron definir las diferentes biocenosis carcínicas y su localización en el terreno. Dentro de la zona denominada del NE de España, Via la dividió en las siguientes regiones, con expresión de la numeración que empleó en sus cuadros:

- "Región de Igualada" (Cuadro 7)
- "Región de Manresa" (Cuadro 8)
- "Región de Vic" (Cuadro 9)
- "Región de Gerona" (Cuadro 10)
- "Región de Berga" (Cuadro 11)
- "Región del Montsec"

En el presente estudio sobre el margen sur de la Depresión Central Catalana interesan la "región de Igualada", la "región de Manresa", la "región de Vic" y la parte meridional de la "región de Gerona".

Via (1966) define a la región de Igualada como la franja comprendida entre Castellolí y Bellprat, correspondiendo a los depósitos marinos de la parte sur-occidental terminal del Eoceno catalán, separada del resto de la serie eocénica por el macizo de Montserrat y cruzada de N a S por el río Anoia. En el presente estudio se añade, además, el municipio de Barberà de la Conca, perteneciente al área de Montblanc, en el cual afloran materiales marinos continuación hacia el SW de los anteriores.

La región de Manresa comprendería los afloramientos eocenos de las hojas geológicas del IGME números 363 (Manresa) y 364 (Sant Feliu de Codines, actualmente de La Garriga). Via recoge las palabras de Masachs en la hoja de Manresa, para definir que se trata de una extensa zona situada entre la región de Igualada y la región del Congost, al S. de la Plana de Vic.

La región de Vic comprendería la subcomarca denominada Plana de Vic, la cual incluye los acantilados situados al W, con los yacimientos de Gurb, Vespella y can Floriac (Collsuspina); por la parte del S Hostalets de Balenyà, Centelles y Aiguafreda; por la parte del N Vidrà; al E, con el acantilado de Eoceno "lacustre" que limita con las Guillerries.

La región de Girona (=Gerona) abarca los afloramientos eocenos comprendidos en las hojas del mapa topográfico nacional: núm. 219, Massanet de Cabrenys; 220, Agullana; 225, Pobla de Lillet; 256, Ripoll; 257 Olot; 258, Figueras; 293, Berga; 294, Manlleu; 295, Banyoles; 296, Verges; 297, Estarlit; 333, Sta. Coloma de Farnés; 334, Gerona y 335, Palafrugell.

1.1- REGION DE IGUALADA

Municipios que comprende:

Aiguamúrcia, Barberà de la Conca, Bellprat, parte meridional de El Bruc, Carme, Castellolí, Igualada, La Llacuna, Mediona, Òdena, Orpí, La Pobla de Claramunt, Pontons, Querol, St. Martí de Tous, Sta. Margarida de Montbui, Sta. Maria de Miralles, Sta. Perpetua de Gaià, La Torre de Claramunt, Vilanova del Camí.

1.2- REGION DE MANRESA

Municipios que comprende:

Artés, Bigues i Riells, parte septentrional de El Bruc, Castellgalí, Calders, Caldes de Montbui, Castellar del Vallès, Castellbell i el Vilar, Castellcir, Castellfollit del Boix, Castellterçol, Collbató, Esparreguera, Gallifa, Granera, Manresa, Marganell, Matadepera, Moià, Monistrol de Calders, Monistrol de Montserrat, Mura, Navarces, Olesa de Montserrat, Rocafort i Pont de Vilomara, Sant Feliu de Codines, Sant Fruitós de Bages, Sant Llorenç Savall, Sant Quirze Safaja, Sant Salvador de Guardiola, Sant Vicenç de Castellet, Talamanca, Terrassa, Vacarises, Viladecavalls.

1.3- REGION DE VIC

Municipios que comprende:

El Brull, Calldetenes, Centelles, Collsuspina, Folgueroles, Gurb de la Plana, Hostalets de Balenyà, Malla, Manlleu, Masies de Roda, Masies de Voltregà, Muntanyola, Orís, Roda de Ter, Rupit i Pruit, St. Bartomeu del Grau, St. Boi de Lluçanès, St Hipòlit de Voltregà, St. Julià de Vilatorrada, St. Martí de Centelles, St. Pere de Torelló, St. Vicenç de Torelló, Sta. Cecília de Voltregà, Sta. Eugènia de Berga, Sta. Eulàlia de Riuprimer, Sta. Maria de Corcó, Sobremunt, Seva, Taradell, Tavèrnoles, Tavertet, Tona, Torelló, Vic, Vilanova de Sau.

1.4- REGION DE GIRONA

Municipios que interesan al presente estudio:

Amer, la Bisbal d'Empordà, Bordils, Canet d'Adri, Celrà, Corçà, Cruïlles-Monells-St Sadurní de l'Heura, Flaça, Fontanilles, Forallac, Girona, Gualta, Juià, Madremanya, Palafrugell, Palau-Sator, Palol de Revardit, Pals, Les Planes d'Hostoles, Quart d'Onyar, Regencós, St. Aniol de Finestres, St. Feliu de Pallerols, St. Gregori, St. Julià de Ramis, St Martí de Llemana, St. Martí Sacalm, St. Martí Vell, Sarrià de Ter, Susqueda, Ullastret, Vall d'En Bas (sector de Coll d'Uria).

Algunos de estos municipios quedan incluidos en los mapas geológicos que recientemente ha publicado el Institut Cartogràfic de Catalunya: nº 295-1-2, Amer (1997); nº 295-2-2, Canet d'Adri (1997b); nº 296-1-2, Sarrià de Ter (1997c); nº .

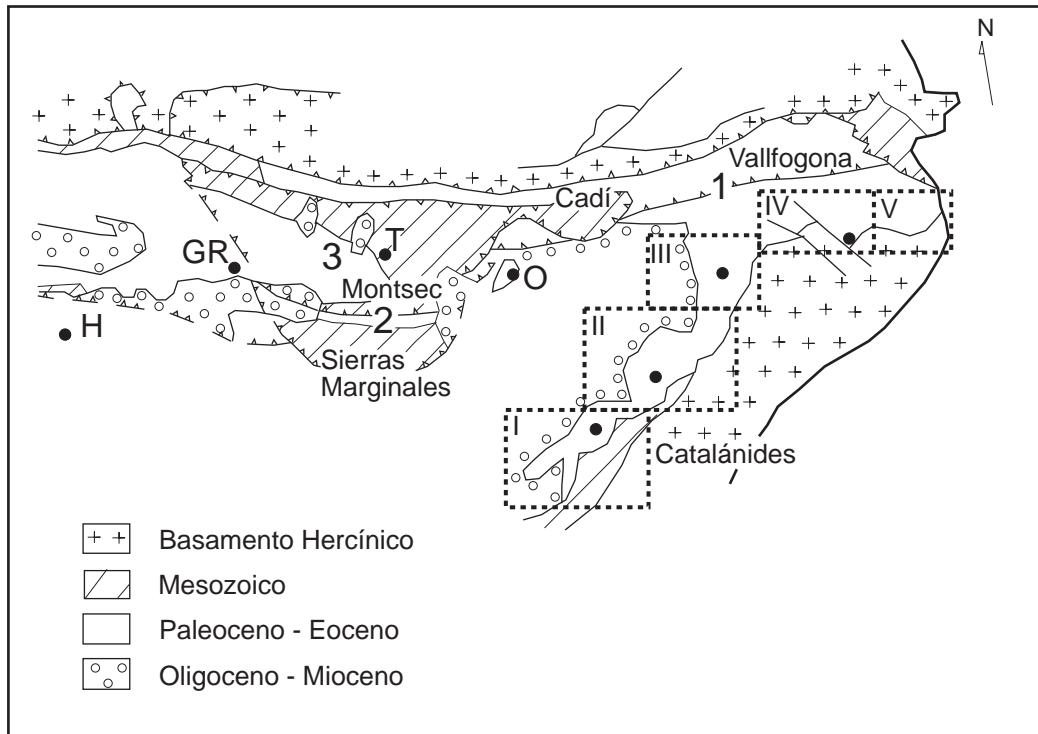


Figura 1- Esquema geológico de la vertiente surpirenaica y Depresión Central Catalana (inspirado en Barnolas, 1992) con la situación de las regiones en que se ha dividido el área estudiada. 1- Cuenca Surpirenaica Oriental; 2- Cuenca de Àger; 3- Cuenca de Trep - Graus. H- Huesca; G- Graus; T- Trep; O- Oliana. Área estudiada: I Región de Igualada; II- Región de Manresa; III- Región de Vic; IV y V- Región de Girona.

2 - UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS QUE COMPRENDE CADA REGIÓN

2.1 - REGIÓN DE IGUALADA

La situación de las unidades estratigráficas que se sintetizan a continuación, puede verse en las figs. 3, 4, 5 y 12.

2.1.1 - Formación Mediona

Fue mencionada por Ferrer (1967, 1971), a la que denomina como "Nivel de Mediona". Posteriormente, fue elevada al rango de formación por Anadón (1978).

Está formada por lutitas rojas con ocasionales intercalaciones de areniscas y de conglomerados. También presenta niveles de paleosuelos con caliche y de *Microcodium*; estos últimos pueden afectar al sustrato calcáreo en que se apoya (principalmente Triásico en esta región). Aflora de un modo discontinuo; su potencia es variable: desde menos de 3 m hasta más de 35 m (Anadón & Marzo, 1986)

En cuanto al contenido paleontológico, se caracteriza por presentar el gasterópodo terrestre *Vidaliella gerundensis* Vidal, 1882 (véase Plaziat, 1973) y carófitas (Anadón, 1978; Anadón & Feist, 1981; Anadón & Marzo, 1986; Anadón *et al.*, 1992).

Esta unidad se entiende depositada en una llanura aluvial con episodios lacustres someros e intensa edafización.

Su edad es Paleoceno superior o Thanetiense, según se desprende del contenido paleontológico.

2.1.2 - Formación Orpí

Fue descrita por Ferrer (1967, 1971). Su sección tipo se encuentra en los alrededores del pueblo de Orpí (Can Freixes o Feixes). También son conocidas desde antiguo como "Calizas de Alveolinas".

La formación Orpí aflora ampliamente al S de la Región de Igualada, extendiéndose hacia el W, en la Conca de Barberà y hacia el S, hasta el cabo de Salou (Colombo & Caus, 1984). Según Ferrer (1971), fue cortada por algunos sondeos (pozos Puig-reig y Castellfollit), pero no en otros situados más al NW (pozo Guissona).

Descansa sobre la Fm. Mediona o sobre el Triásico y es recubierta por el Gr. Pontils. En su base se encuentran dolomías o carniolas y brechas que pasan a *wackestones* a *grainstones* de foraminíferos (miliólidos, rotálidos, *Orbitolites* y *Alveolina*; véase Ferrer, 1971). A techo se encuentra un tramo dolomítico de poco espesor. Su potencia alcanza los 100 m en su sección tipo (Ferrer, 1971) y oscila entre 30 y 100 m (Anadón & Marzo, 1986).

Para Anadón & Marzo (1986), la Fm. Orpí constituye un ciclo deposicional transgresivo-regresivo y sus depósitos corresponden a un ambiente de plataforma somera carbonatada.

Por el contenido paleontológico se le atribuye una edad Ilerdiense inferior y medio (Ferrer, 1971), Ypresiense inferior para Anadón & Marzo (1986).

2.1.3 - Grupo Pontils

Esta unidad fue creada por Ferrer (1967, 1971) con el rango de formación para caracterizar los sedimentos continentales y fluvio-lacustres que descansan sobre la Fm. Orpí y son recubiertos por las primeras capas marinas de la Fm. Santa María. Posteriormente, Anadón (1978), desglosó esta unidad en diversas formaciones y elevó la Fm. Pontils, de Ferrer, a rango de grupo.

2.1.3.1 - Formación Santa Càndia

Fue creada por Anadón (1978). Recibió este nombre por aflorar extensamente en este agregado del municipio de Orpí, pero su sección tipo se encuentra al NE de Sant Magí de Brufaganya.

Aflora ampliamente en la región, desde las cercanías de la Poble de Claramunt hasta adentrarse en la Conca de Barberà (Colldeforns *et al.*, 1994b; aunque no la individualizan, la incluyen dentro del Complejo Ulldemolins).

Descansa sobre la Fm. Orpí y en la parte superior por la Fm. Carme. Se trata de niveles margosos y lutíticos, con niveles pedogénicos y de oncolitos (ocasionalmente), y de calizas (con moldes de evaporitas) y dolomías, con intercalaciones de delgados niveles de areniscas. Su potencia es de 50 m en la sección tipo

Según Anadón & Marzo (1986), al NE abundan los *grainstones* de miliólidos (cercanías de Carme, según Anadón, 1978) y niveles margosos con fauna de moluscos salobres y alternancias de micritas con carófitas y ostrácodos. En el sector SW abundan los niveles de calizas con carófitas (para éstas, véase Anadón & Feist, 1981, Anadón *et al.*, 1992).

Siguiendo a Anadón & Marzo (1986), en cuanto al ambiente deposicional, las primeras parecen corresponder a un *lagoon* carbonatado, mientras que hacia el SW presentan un carácter más lacustre.

Su edad, según Anadón (1978), es Ilerdiense superior - Cuisiense basal. Según Anadón & Marzo (1986) es Ypresiense superior (Cuisiense).

2.1.3.2 - Formación Carme

Fue creada por Anadón (1978). Recibe el nombre de la villa de Carme, donde aflora ampliamente, pero su sección tipo se encuentra al NE de Sant Magí de Brufaganya.

Aflora desde la Poble de Claramunt y en dirección SW se adentra en la Conca de Barberà (Colldeforns *et al.*, 1994b). Según Marzo & Anadón (1986), ha sido reconocida en los sondeos de Castellfollit del Boix y de Santpedor, donde constituye gran parte de la sucesión correspondiente al Gr. Pontils.

Descansa sobre la Fm. Santa Càndia y en la parte superior, por las Fms. Valldeperes, Fontanelles y Poble de Claramunt. Está constituida por lutitas rojas con niveles de arenisca, yeso y, en menor proporción, paleosuelos en la mitad inferior de la unidad. Su potencia en la sección tipo es de 310 m (Anadón, 1978), oscilando entre 250 y 400 m (Anadón & Marzo, 1986)

El ambiente deposicional de esta unidad para Marzo & Anadón (1986) es el de una llanura lutítica (*mud-flat* terrígeno), procedentes de inundaciones con carga en suspensión predominante. Durante largos períodos de exposición subaérea, tendría lugar el enrojecimiento de los materiales y la formación de nódulos evaporíticos sobre el nivel

freático. También se desarrollarían pequeñas cuencas lacustres con escasos cursos fluviales, de tipo meandriforme.

Contiene algunas carófitas (para éstas, véase Anadón & Feist, 1981, Anadón *et al.*, 1992).

Su edad es aproximadamente Cuisiense (Anadón, 1978) y Cuisiense superior?-Luteciense (Anadón & Marzo, 1986).

2.1.3.3 - Formación Pobra de Claramunt

Esta unidad fue creada por Anadón (1978). Su sección tipo fue levantada en las inmediaciones de Carme, aunque recibe el nombre de la Pobra de Claramunt, localidad en la que no puede observarse su parte más inferior.

Aflora en la Pobra de Claramunt; hacia el SW alcanza Santa Maria de Miralles.

Su base se encuentra en la Fm. Carme y parte de la Fm Fontanelles; lateralmente, hacia el SW, pasa a aquella última y a la Fm la Portella; la parte superior esta limitada con dicha Fm. la Portella. Está formada por una sucesión de lutitas rojizas y niveles delgados de areniscas y conglomerados predominantemente calcáreos, con desarrollo a techo de tapices criptalgales. En su sección tipo posee más de 400 m de potencia.

Anadón & Marzo (1986) interpretan esta unidad como las facies distales de abanicos aluviales. Los conglomerados representan rellenos de canales de funcionamiento efímero que, después, se encharcaban, con la formación de las laminaciones algales y oncolitos.

2.1.3.4 - Formación Fontanelles

Esta unidad fue creada por Anadón (1978). Su sección tipo fue levantado en las cercanías del barranc de Fontanelles, en las inmediaciones del Castell de Miralles.

Aflora entre Sant Magí de Brufaganya y Santa Maria de Miralles.

Descansa sobre la Fm. Carme. Lateralmente, hacia el SW, pasa a las Fms. Valldeperes y Bosc d'En Borràs; hacia el NE a la Fm. Pobra de Claramunt. Se trata de una alternancia de lutitas rojas y versicolores, con bancos de caliza y, en menor proporción, de areniscas, dolomías y yeso nodular. Su potencia en la sección tipo es de 300 m (Anadón, 1978; Anadón & Marzo, 1986).

Las calizas contienen carofitas, ostrácodos y gasterópodos (para las carófitas, véase Anadón & Feist, 1981).

En cuanto a su ambiente deposicional, Anadón & Marzo (1986) interpretan esta unidad como un conjunto de episodios lacustres someros o palustres, desarrollados en una llanura lutítica marginal o distal con respecto al sistema fluvial representado por la Fm. Pobra de Claramunt.

Su edad es Luteciense superior - "Biarritziense" basal, según Anadón (1978) o Luteciense superior - Bartoniense inferior, según Anadón & Marzo (1986).

2.1.3.5 - Formación Valldeperes

Fue creada por Anadón (1978). Su sección tipo se encuentra en la población de Valldeperes.

Aflora desde el área de Carme hasta las proximidades de Sant Magí - les Colomines. Vuelve a reencontrarse en la Conca de Barberà (Colldeforns *et al.* 1994).

Descansa sobre la Fm. Carme. Pasa lateralmente a parte de la Fm. Fontanelles. A techo, está limitada por la Fm. Bosc d'En Borràs. Está formada por dos tramos de lutitas rojas que alternan con dos tramos de dolomías blancas con silix. En amplias zonas se caracteriza por la presencia de yesos nodulares. Su potencia es de 120 m, la cual se mantiene en todo el área.

El ambiente deposicional, según Anadón (1978) y Anadón & Marzo (1986) es el de una llanura lutítica y de *playa-lakes* (sebjas).

Su edad es Luteciense, probablemente medio-superior (Anadón, 1978), o Luteciense superior - Bartoniense inferior (Anadón & Marzo, 1986)

2.1.3.6 - Formación Bosc d'En Borràs

Fue creada por Anadón (1978). Su sección tipo se encuentra en las inmediaciones del pueblo de Pontils.

Aflora desde el NE de Valldeperes hasta más allá de Vallespinosa. Continúa en la Conca de Barberà (Colldeforns *et al.*, 1994b).

Yace sobre la Fm. Valldeperes. Hacia el NE, pasa lateralmente a la Fm. la Portella y en parte a la Fm. Fontanelles, hacia el SW, a la Fm. de l'Illa. Su equivalente lateral es la Fm. Morera del Montsant (Colombo, 1986). A techo está limitada por el Gr. Santa Maria. Está constituida por calizas rosadas, grises y pardas, con intercalaciones delgadas de margas y lignitos, organizados en dos tramos, separados por uno intermedio de lutitas rojas. Su potencia es de unos 100 m.

Contienen abundantes gasterópodos, cocodrílidos, mamíferos (para los roedores, véase Anadón *et al.*, 1983) y carófitas (para éstas, véase Anadón & Feist, 1981; Anadón *et al.*, 1992).

El ambiente deposicional (Anadón, 1978; Anadón & Marzo, 1986) es palustre, con abundantes emersiones y trazas de edafización.

Su edad es Biarritziense inferior y quizá de Luteciense terminal (Anadón, 1978) o Bartoniense inferior (Anadón *et al.*, 1983; Anadón & Marzo, 1986).

2.1.3.7 - Formación l'Illa

Esta unidad fue señalada bajo las siglas "N.D." por Anadón (1978) y "sin nombre" por Anadón & Marzo (1986). Colldeforns *et al.* (1994b) la denominan de este modo, pero no señalan sección tipo.

Aflora a partir de Pontils y sigue hacia la Conca de Barberà (Colldeforns *et al.*, 1994b).

Yace bajo la Fm. Bosc d'En Borràs, a la que pasa lateralmente. A techo está limitada por el Gr. Santa Maria. Se trata de lutitas rojizas bioturbadas y con delgadas intercalaciones de calizas. Su potencia es de 100 a 150 m pero disminuye rápidamente hacia de SW a NE, hecho que sugiere la existencia de una discontinuidad a techo.

El ambiente deposicional sería el de una llanura lutítica en el que coexistirían lagos someros.

Su edad sería análoga al de la Fm. Bosc d'En Borràs.

2.1.3.8 - Formación la Portella

Fue creada por Anadón (1978). Su sección tipo se encuentra en las cercanías del Coll de la Portella, en la Serra de Collbàs.

Aflora desde Carme hasta Sant Magí de Brufaganya.

Yace sobre las Fm. Pobla de Claramunt, Fontanelles, Bosc d'En Borràs y Valldeperes. Pasa lateralmente, al NE a la Fm. Pobla de Claramunt, al SW a la Fm. Bosc d'En Borràs. La parte superior está limitada por el Gr. Santa Maria. Se trata e niveles de lutitas gris-verdosas, amarillentas y en menor proporción rojas que alternan con niveles de areniscas de hasta 10 m. de potencia y, localmente, de conglomerados. La potencia es muy variable, llegando a superar los 105 m en su sección tipo.

El contenido paleontológico está formado por ostreidos y organismos litorales asociados a los niveles de conglomerados, y en los niveles de lutitas grises, ostrácodos y foraminíferos de ambientes lagunares. Según Teixell & Serra-Kiel (1988) se encuentran escasos rotálidos, discórbidos y foraminíferos microbentónicos hialinos indeterminables con crecimientos aberrantes que caracterizan medios probablemente hiposalinos.

Su ambiente deposicional ha sido interpretado por Anadón (1978) y Anadón & Marzo (1986), como los depósitos de un sistema de *lagoon* con sedimentación siliciclástica, conectado lateralmente con zonas fluviales y áreas lacustres y parálidas con sedimentación carbonatada. Para Teixell & Serra-Kiel (1988), las lutitas corresponden a depósitos de suspensión en partes subacuáticas del lagoon, mientras que los niveles arenosos pueden representar partes distales de cuerpos deposicionales procedentes de los márgenes del *lagoon*. Las intercalaciones de ostreidos y cantos son interpretadas como resultado del transporte desde la costa al interior del lagoon durante episodios de tormenta. Las lutitas y areniscas rojas sugieren deposición subaérea en pequeñas desembocaduras fluviales en el *lagoon*

Su edad es considerada Biarritiense inferior por Anadón (1978) y Bartoniense por Anadón & Marzo (1986).

2.1.4 - Grupo Santa María

Esta unidad fue descrita como formación por Ferrer (1971), y dividida en tres miembros: Collbàs, Igualada y Tossa. La Fm. Santa María fue elevada al rango de grupo y los miembros al rango de formación por Pallí (1972). Hay que añadir el Complejo Deltaico de Castellolí y la Fm. Riudeboix, unidades creadas posteriormente.

2.1.4.1 - Formación Collbàs

Su sección tipo está situada en la serie de Orpí a Sant Martí de Tous, empezando a unos 1000 m al N del pueblo de Santa Càndia.

Los afloramientos se distribuyen desde las proximidades del cementerio de la Pobla de Claramunt hasta el meridiano de Pontils. En el interior de la cuenca fueron atravesados 100 m en el sondeo de Castellfollit y más de 100 m en el de Guissona (Ferrer, 1971).

Se apoya sobre el Gr. Pontils. Lateralmente, al NE, pasa a la Fm Igualada y al Complejo Deltaico de Castellolí; al SW, pasa a la Fm. Vallespinosa. A techo pasa a la Fm. Igualada. Se trata de una asociación compleja de niveles de areniscas, a veces conglomeráticas, calizas organógenas, calizas detríticas, lutitas y margas grises. Anadón & Marzo (1986) dividen a esta unidad en tres tramos: inferiores, medios y superiores. Los tramos inferiores de esta unidad están constituidos por areniscas y conglomerados

(nivel de la ermita de Collbàs). Los tramos intermedios constan de una alternancia de margas y niveles de calizas nodulares organógenas con escasas intercalaciones de areniscas. Los tramos superiores están constituidos por potentes paquetes de margas con macroforaminíferos (*Nummulites*, *Discocyclina*) y corales solitarios con intercalaciones de calizas (*packstones* con diversos organismos y colonias coralinas, y de algas rodofíceas). Modernamente, Travé *et al.* (1999) designan el primero y el segundo de estos tramos como Collbàs inferior, mientras que el tercero se ha desglosado en Collbàs medio y superior. La potencia total de estos materiales es muy variable: en la sección tipo es de 430 m (Ferrer, 1971); en la zona de Santa Maria de Miralles, de 380 m (Ferrer, 1971; Anadón & Marzo, 1986).

El contenido paleontológico de estos materiales es muy numeroso. Los foraminíferos han sido estudiados e interpretados por Ferrer (1971), Serra-Kiel (1984), Teixell & Serra-Kiel (1988) y Romero & Caus (1999, 2000). Es destacable la presencia de *Alveolina fragilis* Hottinger, *Alveolina fusiformis* Sowerby y *Orbitolites* sp. en los tramos más calcareníticos. *Nummulites perforatus* De Montfort forma un banco muy continuo que aflora entre el castillo de la Pobla de Claramunt hasta más allá de les Colomines, en Santa Maria de Miralles, con un espesor muy constante de varios metros. En las lutitas amarillentas del tramo medio aparece el *Nummulites hottingeri* Schaub, *Nummulites striatus* Bruguière, operculinas y discocyclinas (Teixell & Serra Kiel, 1988). El tramo superior es rico en corales (Solé, 1942; Alvarado *et al.*, 1947).

La fauna de crustáceos decápodos fue estudiada por Via (1969), caracterizando los hallazgos dentro de esta formación caracterizan una asociación de especies que denomina "Fauna carcínica de Collbàs" (que no es exclusiva de ella, ya que aparecen en otras formaciones; la denominación Collbàs utilizada por Via no es equivalente a la unidad litostratigráfica): *Portunus catalaunicus* (Via), *Montezumella amenosi* Via y *Retrocypoda almelai* Via, principalmente.

Los conglomerados y areniscas basales (Nivel de la Ermita de Collbàs) son interpretados por Anadón & Marzo (1986) como depósitos de playa y *shoreface* ligados a los episodios iniciales de la transgresión "biarritziense" y, cuando estos tramos se localizan sobre la Fm. la Portella, corresponden a depósitos de complejo de isla barrera que transgredían sobre la facies de *lagoon*. Teixell & Serra-Kiel (1988) interpretan estos materiales como sedimentos erosionados de una isla-barrera y transferidos al *lagoon* durante tormentas, formando abanicos. De la coalescencia de estos abanicos se originó el nivel de la Ermita de Collbàs. Faltarían depósitos propiamente dichos de isla-barrera o playa; solamente el paquete arenoso existente en Santa Maria de Miralles representaría un resto de isla-barrera. Según aquellos autores, existe una disconformidad entre los sedimentos transicionales y los marinos.

Los tramos medios son interpretados como facies asociadas al desarrollo de bancos de nummulites, acumulaciones *in situ* de barras paralelas a la costa. Teixell & Serra-Kiel (1988) las interpretan como pertenecientes a un medio de plataforma interna fangosa donde se ubicaban una serie de barras o bajíos sublitorales y bancos de carácter arrecifal o paraarrecifal. Las barras arenosas y bioclásticas y los bancos de nummulites se disponían paralelos a la costa, con un ligero relieve positivo.

Los tramos superiores constituyen depósitos de plataforma más abierta con desarrollo de parches arrecifales.

Para Anadón & Marzo (1986) la sucesión completa de esta formación registra una secuencia transgresiva.

La edad de la Fm. Collbàs es Bartonense.

2.1.4.2 - Formación Igualada

Su sección tipo se sitúa en las inmediaciones del cementerio de la Poble de Claramunt, junto a la vía férrea (Km 5,6) y en un pequeño torrente que desemboca al río Anoia; a partir de aquí, sigue el torrente del Marqués y finaliza en Peña Aguilera, al N de Can Quim y Can Riera y al E del pueblo de Òdena (Ferrer, 1971).

Se halla ampliamente distribuida en toda la Región de Igualada, desde Castellolí hasta Pontils. En el interior de la cuenca, fueron atravesados unos 650 m en Castellfollit del Boix, 700 m en el de Guissona y de 400 m en el de Pinós, donde se abandonó (Ferrer, 1971).

Su límite inferior es la Fm. Collbàs, a la cual pasa también lateralmente; hacia el NE lo hace hacia el Complejo Deltaico de Castellolí y los Conglomerados de Montserrat, y al SW lo hace a la Fm. Vallespinosa. A techo encuentra a la Fm. Tossa, los Yesos de Òdena y la Fm. Artés.

Está constituida por una potente sucesión de lutitas calcáreas azules o margas, con esporádicas intercalaciones, poco potentes, de margocalizas y más raramente de arenisca. En la sección tipo, su potencia es de 450 m; en Santa Maria de Miralles, 265 m (Ferrer, 1971); en las cercanías de Igualada es superior a 500 m; disminuyen rápidamente hacia el S, donde está representada sólo por 200 m (Anadón & Marzo, 1986).

Estos materiales son pobres en fauna. Los nummulítidos son raros y algo más abundante *Discocyclina* (Teixell & Serra-Kiel, 1988).

En ellas, se encuentra la "Fauna carcínica de Gurb" de Via (1969), caracterizada sobre todo por la presencia de *Harpactocarcinus punctulatus* Desmarest.

Esta unidad ha sido interpretada como depósitos de plataforma y prodelta de los complejos fluvio-deltaicos de borde de cuenca (Rosell *et al.*, 1973). Según Anadón & Marzo, 1986, corresponde a depósitos de plataforma más abierta que los de la Fm. Collbàs y registra el momento culminante de la transgresión "biarritziense". Para Teixell & Serra-Kiel (1988) representan las zonas más profundas de la plataforma (máximo transgresivo), aunque siempre por encima de la zona afótica; los depósitos aislados calcareníticos o de acumulación de foraminíferos los interpretan como depósitos de tormenta.

A partir de Ferrer (1967, 1971) estos materiales fueron considerados con una edad comprendida entre el Biarritziense medio y el Priaboniense medio. Anadón & Marzo (1986) los consideran pertenecientes al Bartonense medio - Priaboniense inferior. Actualmente, según Romero (1999, 1999b) y Romero *et al.* (1999), pertenecen al Bartonense medio y superior, con el límite Bartonense - Priaboniense dentro de los materiales continentales superiores.

2.1.4.3 - Formación Tossa

Su sección tipo, según Ferrer (1971) es una parte determinada de la columna medida desde Orpí a Sant Martí de Tous. Como base de la misma tomó el escarpado calizo en gruesos bancos que se encuentra al N de Can Vidal y termina con la última capa de facies marina en contacto con la serie continental roja suprayacente, al N de Can Amigó. Un corte complementario es el que realizó Salas (1979) a lo largo de la carretera de acceso al santuario de la Tossa de Montbui.

La Fm. Tossa aflora ampliamente en la Región de Igualada, a excepción de su parte central, entre l'Espelt y las afueras de Òdena. Según Ferrer, no ha sido hallada en el centro de la cuenca.

Esta unidad yace sobre la Fm. Igualada. Lateralmente, pasa a dicha formación; a los Conglomerados de Montserrat al NE; al SW, a la Fm. Vallespinosa. En su parte superior, está en contacto con la Fm. Artés. Está constituida fundamentalmente por calizas, en las que abundan las bioconstrucciones coralinas, y por intercalaciones de conglomerados y areniscas. Al NE de la Región de Igualada, en la zona de contacto con la Cordillera Costera Catalana, presenta un carácter más detrítico, con intercalaciones de areniscas y conglomerados. Esta unidad es de espesor muy variable, siendo en su sección tipo de unos 155 m.

Contiene, entre otros, una abundante fauna de foraminíferos (estudiados por Ferrer, 1971; Serra-Kiel, 1985; Teixell & Serra-Kiel, 1988; Romero, 1999; Romero *et al.*, 1999); corales (conjuntamente con los de las demás formaciones por Felix, 1910; Solé, 1936, 1942; Alvarado *et al.*, 1947; Reig, 1988, 1990; modernamente han sido objeto de la tesis doctoral de Álvarez, véase Álvarez, 1997).

Esta unidad presenta un marcado carácter regresivo con respecto a las infrayacente Fm. Igualada (Anadón & Marzo, 1986). Salas (1979) distingue hasta tres episodios arrecifales superpuestos.

Ferrer (1971) ha considerado estos materiales como pertenecientes al Priaboniense por la existencia de *Pellatispira* sp. cf. *madarazi* (Hantken), *Chapmanina gassinensis* (Silvestri) y *Heterostegina* sp. y también *Clavulina angularis* d'Orbigny. Romero (1999, 1999b), Romero *et al.* (1999), Romero & Caus (2000), colocan a estos materiales dentro del Bartonense superior por la presencia de *Assilina schwagei* Silvestri, *Operculina roselli* Hottinger y *Nummulites ptukiani* Prever (*sensu* Schaub).

2.1.4.4 - Formación Vallespinosa

Fue creada por Colldeforns *et al.* (1994). Su sección tipo es la zona al N de Vallespinosa. También aflora al S de Barberà de la Conca (torrent del Pont de Fusta o la Bàanima); en esta zona, fue designada por Colombo *et al.* (1995) como Unidad de la Bàanima.

Además de aflorar en Vallespinosa, también lo hacen 500 m al S de Barberà de la Conca.

Se apoya sobre el Grupo Pontils y al SW, en la zona de Barberà, sobre la Fm. Montblanc, a la cual también pasa lateralmente y a techo. Al NE, pasa lateralmente a las Fms. Collbàs, Igualada y Tossa. A techo se encuentra, además de la Fm. Montblanc ya citada, la Fm. Riu Boix y, en disconformidad, la Fm. Sant Miquel de Montclar. Se trata de areniscas bioclásticas (biocalcarenitas) y margas gris amarillentas que intercalan algún nivel de areniscas conglomeráticas. Su potencia es de 120 m. en su sección tipo.

Contienen foraminíferos, moluscos, ostrácodos y dientes de peces (Colldeforns *et al.*, 1994; Colombo *et al.*, 1995).

En cuanto al ambiente deposicional, Colldeforns *et al.* (1994) la consideran como muy litoral.

Su edad es considerada por Colombo *et al.* (1995) como Priaboniense basal o quizás al tránsito Bartonense-Priaboniense.

2.1.4.5 - Complejo deltaico de Castellolí

Bajo esta denominación son agrupadas por Travé *et al.* (1999), las unidades informales creadas por Anadón (1978b) y por Anadón & Marzo (1986) en la zona de els Brucs (entre Igualada y Montserrat). Estas unidades fueron incluidas por Ferrer (1971) dentro de la Fm. Collbàs.

2.1.4.5.1 - Conglomerados del Turó d'En Tort

Esta unidad informal fue creada por Anadón (1978b). Designa a una potente serie conglomerática de más de 100 m (los 300 m que señalaba Anadón, 1978, fueron rectificadas por Anadón & Marzo, 1986). Yace sobre los niveles de la Fm. Collbàs en la zona del Maset del Mabres. Lateralmente, hacia el NW, pasa a las Areniscas de la Roca Cagadera; hacia el SE, está limitada por la escama de tectónica dels Brucs (o de la Fembra Morta). Ha sido dividida en tres tramos: el inferior, formado por una serie granocreciente que aflora ampliamente en el Maset del Mabres y Can Tort; tramo medio de conglomerados poligénicos con intercalaciones de areniscas, tramo superior de brechas poligénicas rojas con lutitas de igual color.

El tramo inferior es interpretado por Anadón & Marzo (1986) como una secuencia de *fan-delta*. El resto, corresponde a depósitos proximales de un sistema de abanico aluvial - *fan-delta* que transportaba carga muy gruesa procedente del desmantelamiento de la cobertera y parte de zócalo de la escama de els Brucs.

2.1.4.5.2 - Areniscas de la Roca Cagadera

Esta unidad informal fue creada por Anadón & Marzo (1986). Designa un nivel de hasta 30 m de potencia de areniscas, localmente masivas (Cingle de la Roca Cagadera), pero que, al S de Castellolí, consta de 3 niveles de areniscas de hasta 7 m de potencia con intercalaciones margosas. Presentan estratificación cruzada de gran escala, con *foresets* de hasta más de 7 m de altura. Los canales indican dirección de transporte NW-SW a NNE-SSE. Unos 400 m al W del afloramiento situado al S de Castellolí, al ESE de les Cases de l'Alzina, está formado por margas con intercalaciones de delgados niveles de arenisca y que culminan a techo con un nivel de conglomerados. Lateralmente, pasa a la Fm. Igualada. A techo, parte a la Fm. Igualada y parte a la Fm. Tossa.

Estos autores interpretan esta unidad como depósitos de lóbulo de *fan-delta*, cuyas facies proximales corresponden a los conglomerados del Turó del Tort.

Estos materiales, junto con las Conglomerados del Turó d'En Tort, son considerados como pertenecientes al Bartonense medio-superior (Anadón & Marzo, 1986).

2.1.4.5.3 - Margas y Calizas de Castellolí

Esta unidad informal es empleada por Travé *et al.* (1999) para designar el techo del Complejo Deltaico de Castellolí, aunque estos autores lo hagan de manera independiente a dicho Complejo. Constituiría la parte basal de la unidad designada por Anadón & Marzo (1986) como Fm. Tossa, *pro parte*, osea "los niveles de origen marino que yacen sobre los Conglomerados del Turó d'En Tort y las Areniscas de la Roca Cagadera".

Estos materiales se formaron en áreas someras (a techo de las facies deltaicas) con calizas ricas en ostreidos de gran tamaño y por *packstones* y *grainstones* constituidos por grandes foraminíferos y, localmente, corales y rodofitas coralinas, alterando con intervalos de margas con grandes foraminíferos, briozoos, gasterópodos, etc. El máximo espesor de esta unidad es de 42 m. Hacia el centro de cuenca, pasa lateralmente a un intervalo de más de 220 m de potencia de margas con fósiles marinos (que ha se incluye en la Fm. Igualada).

Su edad es Bartonense medio a superior.

2.1.5 - Formación Riu Boix

Fue creada por Ramírez *et al.* (1991) para designar los materiales eminentemente lutíticos que se disponen encima de la Fm. Tossa (véase también el apartado correspondiente a esta unidad en la memoria explicativa de la Hoja de Cervera, ITGE, 1998). En realidad, estos fueron incluidos por Ferrer a techo de su Fm. Tossa, puesto que en la sección tipo corresponden a los "30 m de arcillas arenosas rojo-ladrillo con rapidísimos cambios laterales de facies y que en su techo hay una intercalación de arcillas arenosas gris-amarillentas que son el último vestigio marino". El Complejo Terminal que citan Travé *et al.* (1999) corresponde en parte a la Fm. Riu Boix. Su sección tipo se encuentra paralelo al Riu Boix, a lo largo de la pista que conduce al pueblo de Bellprat.

Esta formación aflora desde Sant Martí de Tous hasta más allá del SW de Bellprat.

Se apoya sobre la Fm. Tossa y pasa a techo a la Fm. Artés. La Fm. Sant Miquel de Montclar reposa encima suyo en disconformidad. Se trata de lutitas amarillentas y rojas con intercalaciones de calizas bioclásticas y arenosas en la parte inferior; el resto de la sucesión está formada por intercalaciones centi a decimétricas de areniscas de grano fino y algún lecho lignífero de grosor centimétrico. Su potencia es de unos 110 m en la sección tipo.

Según Ramírez *et al.* (1991), contienen abundantes foraminíferos, algas rodofíceas, briozoos, radiolas de equinodermos, algún bivalvo y ostrácodos.

El medio en el cual se sedimentó esta formación fue el de un *lagoon*, con subambientes que van desde marjales costeros hasta las facies de *back-reef*, pero con aportes de procedencia continental.

Ramírez *et al.* (1991), por el contenido faunístico, consideran a esta formación como Priabonense. Según las determinaciones de Romero (1999), Romero *et al.* (1999) y Romero & Caus (2000), la colocarían dentro del Bartonense superior.

2.1.6 - Formación Montblanc

Fue creada por Colombo (1986). Su sección tipo se encuentra entre el Molí de Vent (municipio de Montblanc) hasta la partida de la Coma Estreta (l'Espluga de Francolí).

Aflora entre la Serra de Prades y la Serra de Miramar.

Se apoya sobre los materiales del Gr. Pontils (Fm. Morera en Colombo, 1986). Al SW está limitado por la Serra de Prades; al NE pasa lateralmente a la Fm. Vallespinosa. Reposan a techo los materiales carbonatados de la Fm. Sarral y, parcialmente en disconformidad, la Fm. Sant Miquel de Montclar. Se trata de lutitas rojas con esporádicos niveles de areniscas, con aumento de las intercalaciones de

conglomerados hacia el E. En la parte superior, menos terrígena, se encuentran niveles de yeso (Yesos de Pira). Su potencia es de 220 m. en la sección tipo.

El contenido paleontológico se restringe a carófitas, ostrácodos y gasterópodos.

Según Colombo, representa la expansión hacia el SW de los sistemas aluviales inferiores a la implantación de la Unidad Montclar. Corresponde a una sedimentación de partes muy distales de abanicos aluviales que llegarían hasta una zona de *mud-flat* bien desarrollada, con encharcamientos esporádicos.

Su edad es Bartonense-Priabonense (Colombo *et al.*, 1995).

2.1.7 - Yesos de Òdena

Esta unidad informal es una parte del cinturón sulfatado de la cuenca evaporítica que representa la Fm. Salina de Cardona (Riba, 1967), la cual solo aflora en la Montaña de Sal de Cardona. Constituye un macrociclo sedimentario que empieza y termina por facies sulfatadas. Los Yesos de Òdena pasan en profundidad y hacia el centro a sales sódicas y potásicas. Su potencia está alterada por la halocinesis (Riba, 1967; Ortí *et al.*, 1985). Se apoyan sobre la Fm. Igualada. A techo, están recubiertos en disconformidad por la Fm. Artés.

Según Burbank *et al.* (1992) y Verges & Burbank (1996) mediante datos magnéticos, las evaporitas de Cardona fueron depositadas hacia 37,2 Ma al comienzo del Priabonense. Una datación radiométrica reciente (Taberner *et al.*, 1999) de las silvinitas de la mina de Suria dentro de la Fm Salina de Cardona, da para aquellos materiales una edad de $37,06 \pm 0,8$ Ma y para las anhidritas intercaladas entre las sales potásicas sugieren una edad más reciente ($35,1 \pm 0,4$ a $33,8 \pm 0,2$ Ma). Estas dataciones rejuvenecerían las formaciones marinas más altas y entran en contradicción con las dataciones indicadas en el apartado de las Fms. Igualada y Tossa.

Existen diversos afloramientos de los Yesos de Òdena entre Sant Martí de Tous y Òdena (Hoja de Igualada del IGME, 1975).

2.1.8 - Formación Artés

(Véase apartado 2.2.17)

Esta unidad aflora a desde el meridiano de Pontils hasta más allá de Castellfollit del Boix, ocupando el ángulo NW de esta región.

Yace sobre la Fm. Riudeboix, Yesos de Òdena y Fm. Igualada. La Fm. Artés pasa lateralmente a la parte superior de los Conglomerados de Montserrat.

Según Romero (1999) el límite Bartonense-Priabonense se halla en esta formación.

2.1.9 - Unidad les Morelles

Con esta unidad informal, denominada por Anadón (1978) como "Conglomerados de les Morelles" y por Anadón & Marzo (1986) como "Brechas de les Morelles", culmina la sucesión paleógena adosada a la escama cabalgante de els Brucs. Se trata de brechas con intercalaciones de lutitas rojas.

Estos depósitos fueron originados en conos de deyección que hacia el N pasan a los materiales de la Fm. Artés.

2.1.10 - Formación Sant Miquel de Montclar

Fue creada por Colombo (1986). Su sección tipo se encuentra en la Serreta de Valldosera desde su articulación con la Serra de Comaverd hasta las colinas situadas en las inmediaciones de Montbrió de la Marca.

Esta unidad aflora entre Cabra del Camp y el meridiano de Pontils.

Yacen discordantemente sobre los materiales triásicos y terciarios basales muy inclinados; en el sector de Pontils, en concordancia aparente sobre la Fm. Riu Boix. Son, en parte, equivalentes laterales de la Fm. Montblanc. A techo, pasan a los materiales carbonáticos de la Fm. Sarral. Principalmente, son materiales conglomeráticos, con intercalaciones areniscosas en la parte media y areniscosas y lutíticas en la superior. Su potencia es variable, pero en su sección tipo es de 325 m.

Fueron depositados por corrientes acuosas con marcado carácter tractivo. El conjunto responde a la construcción de abanicos aluviales al pie de un escarpe con una importante ruptura de pendiente y que esporádicamente se expansionaban hacia una zona de *mud-flat*, en el que las condiciones de encharcamiento eran cada vez más evidentes.

Su edad parece ser Priaboniense (Colombo, 1986; Colldeforns *et al.*, 1994; Colombo *et al.*, 1995) o Priaboniense superior-Estampiense inferior (Hoja de Cervera del ITGE, 1998).

2.1.11 - Ciclos Sedimentarios

Para el Bartonense marino, Serra-Kiel *et al.* (1997), Travé *et al.* (1999), distinguen un primer ciclo que corresponde a la Fm. Collbàs, cuya base es el contacto con el techo de los sedimentos continentales del Gr. Pontils. En el sector SW, la base transgresiva está formada por conglomerados, areniscas y lutitas que forman parte de un *lagoon* siliciclástico y complejo de isla-barrera; siguen barras bioclásticas con bancos de *Nummulites perforatus* y parches arrecifales. El techo de este sistema transgresivo estaría formado por margas con abundantes corales solitarios y *Nummulites striatus* que indicarían el máximo de la transgresión. Al NE, el sistema transgresivo es mucho más detrítico y estaría formado por conglomerados y areniscas en la base, seguidos por areniscas y niveles calcáreos construidos por corales y algas calcáreas.

El sistema regresivo de este primer ciclo esta representado en el sector SW por construcciones debidas a parches arrecifales, que alternan con margas con abundantes *Nummulites* y *Assilinas*. En el NE por niveles calcáreos coralinos y algales, alternantes con niveles ricos en *Nummulites* y *Discocyclina*; en la parte superior, se encontrarían depósitos aluvio-deltaicos (Conglomerados del Turó d'En Tort, Areniscas de Roca Cagadera), progradantes hacia el NNW y pasando lateralmente a margas y también algún olistolito (Mollons).

El segundo ciclo bartoniense empezaría con un sistema transgresivo formado por conglomerados, areniscas y calizas coralinas y algales en la parte inferior, pasando progresivamente a margas con abundantes *Discocyclina* y *Assilina*; el resto estaría formado por margas con grandes foraminíferos, briozoos y bivalvos. El punto máximo de la transgresión vendría representado por un nivel lumaquélico con grandes *Discocyclina*.

El sistema regresivo corresponde con la Fm. Tossa. En el sector NE por sedimentos deltaicos representados por conglomerados y areniscas alternantes con episodios arrecifales. En el sector SW por construcciones arrecifales sobre las cuales se

depositaron los sedimentos evaporíticos de la Fm. Cardona. La Fm. Igualada sería el equivalente lateral de los dos sistemas regresivos (Collbàs superior y la Tossa) y las margas de los sistemas transgresivos.

2.2 - REGIÓN DE MANRESA

La situación de las unidades estratigráficas que se sintetizan a continuación, puede verse en las figs.

2.2.1 - Formación Mediona

Esta unidad ya fue tratada en la Región de Igualada.

En esta región se extiende desde Collbató hasta el valle del Congost.

Su base es variable (granitoides, materiales paleozoicos y triásicos). Su techo es variable; en el área de Montserrat - St. Llorenç de Munt es la Fm. Cairat, excepto en Collbató que lo hace la Fm. la Salut; en el área de Sant Feliu de Codines-Congost lo hacen los Conglomerados de Riells del Fai. Su potencia varia de 10 a 60 m.

En varios puntos (Montserrat, St. Feliu del Racó, Bigues i Riells y Congost) presenta el gasterópodo continental *Vidaliella gerundensis* (Vidal) y *Microcodium*.

2.2.2 - Formación Cairat

Esta unidad fue creada por Anadón (1978). Su sección tipo se encuentra en las inmediaciones de la presa del Cairat, sobre el río Llobregat.

Se extiende desde un Km al E de Collbató hasta más allá del río Ripoll. Desaparece hacia el centro de cuenca, ya que el sondeo de Santpedor no la corta (Anadón & Marzo, 1986).

Se apoya sobre la Fm. Mediona. Está formada por brechas de cantos calcáreos y dolomíticos, alternando con niveles lutítico-arenosos rojos, sometidos a calichificación. Ocasionalmente, contiene olistolitos. Su potencia es variable: 78 m. en el Cairat y 200 m en la riera de Sant Jaume (Olesa de Monserrat) y río Ripoll.

Anadón & Marzo (1986) la interpretan como depósitos de conos de deyección, adosados al pie de un relieve con fuertes pendientes, en el que predominaban los transportes en masa.

Su edad es imprecisa. Para Anadón (1978) es posterior al Ilerdiense inferior y anterior al Luteciense; Anadón & Marzo (1986) la atribuyen al Ypresiense inferior.

2.2.3 - Formación la Salut

Fue creada por Anadón (1978). Su sección tipo se encuentra a lo largo del río Llobregat, desde el Cairat hasta la zona del puente del Aéreo de Montserrat.

Se extiende desde las proximidades de Collbató hasta la Serra de les Pedritxes.

Yace sobre la Fm. Cairat y, en las proximidades de Collbató, sobre la Fm. Mediona; el límite superior son los Conglomerados de Montserrat. Está formada por niveles de areniscas que alternan con bancos poco potentes de lutitas rojas y con conglomerados hacia la parte superior; esporádicamente carbonatos con huellas de

edafización (riera de Sant Jaume). Su potencia es de unos 350 m en el Llobregat; según Anadón & Marzo (1986), oscilaría entre 170 y 350 m.

Contiene diversos restos de gasterópodos lacustres y carófitas (Anadón, 1978).

Se trata de depósitos distales de amplios abanicos aluviales dominados por procesos fluviales. El cambio operado respecto a la Fm. Cairat, sugiere un mayor grado de jerarquización y encajamiento de la red fluvial que alimentaba dichos abanicos, como resultado de la progresiva acentuación de los relieves del borde de la cuenca del Ebro.

Su edad es Cuisiense-Luteciense.

2.2.4 - Areniscas y conglomerados rojos (Fm. Vilanova de Sau)

(Véase apartado 2.3.2). Forman parte de los Conglomerados de S. Miquel del Fai (Reguant, 1967). Son incluidos en la Secuencia de Rellinars (Maestro, 1991), dentro del Complejo deltaico de St. Feliu de Codines-Gallifa (Capdevila & Remacha, 1994).

Aflora al E de esta región, desde las inmediaciones de St. Feliu de Codines, S. Miquel del Fai hacia el Congost.

Se apoyan sobre la Fm. Mediona y a techo encuentran la Fm. Romagats.

Su edad en esta región comprende el Ilerdiense y el Luteciense.

2.2.5 - Conglomerados y areniscas rojas (Fm. Romagats)

(Véase apartado 2.3.3). Forman parte de los Conglomerados de S. Miquel del Fai (Reguant, 1967). Son incluidos en la Secuencia de Rellinars (Maestro, 1991), dentro del Complejo deltaico de St. Feliu de Codines-Gallifa (Capdevila & Remacha, 1994).

Aflora al E de esta región, desde las inmediaciones de St. Feliu de Codines, St. Miquel del Fai hacia el Congost.

Se apoyan sobre la Fm. Vilanova de Sau y a techo encuentran los primeros horizontes marinos que constan de areniscas grises de la unidad de Calizas del Cerdà.

Su edad en esta región comprende el Luteciense y la base del Bartonense.

2.2.6 - Niveles de Brechas de Pizarra

Son así denominados por Anadón (1978), una serie de niveles con características muy semejantes entre sí (cantos angulosos, mal seleccionados, constituidos por materiales paleozoicos casi exclusivamente) y en posición estratigráfica diversa. Todos tienen nombres informales: Nivel de can Sabater (sobre la Fm. Cairat y bajo los Conglomerados de Sant Llorenç de Munt, entre Matadepera y el Ripoll), niveles de Can Ferrés (que se indentan en la Serra de l'Obac, con los Conglomerados de Sant Llorenç de Munt), Niveles de la Torre (en Vacarisses). Según Anadón (1978), representan depósitos de conos o de taludes, recibiendo aportes de relieves paleozoicos.

2.2.7 - Complejo deltaico de Sant Llorenç de Munt

En este apartado se incluyen una serie de unidades informales creadas por Anadón (1978), de naturaleza continental y de transición y que hacia el centro de cuenca pasan a los materiales del Grupo Santa Maria. son las siguientes:

Conglomerados de Sant Llorenç de Munt - Designa diversas facies conglomeráticas y arenosas depositadas en áreas proximales de abanicos aluviales. Lateralmente pasan a la Facies de Vacarisses, facies de Sant Llorenç Savall y niveles del Grupo Santa Maria

Facies de Vacarisses - Transito lateral de los Conglomerados masivos de Montserrat y de Sant Llorenç de Munt y que ocupan la depresión geográfica de este nombre. Están constituidos por areniscas y lutitas rojas, con algún banco conglomerático, correspondientes a facies distales y marginales de abanicos aluviales.

Facies de Sant Llorenç Savall - Yacen sobre tramos de conglomerados de Sant Llorenç de Munt, pasando lateralmente a niveles altos de los mismos. Ocupan las proximidades de Sant Llorenç Savall. Está formada por potentes tramos arenosos rojos que intercalan hiladas lutíticas y niveles de conglomerados.

2.2.8 - Complejo de abanico deltaico de Montserrat

Según Anadón & Marzo (1986) comprende tres cinturones de facies originadas por la interferencia de varios sistemas deposicionales localizados a lo largo de un margen tectónicamente activo que registró sucesivos episodios transgresivos durante el Bartonense. De S a N son las siguientes:

a)- Conglomerados masivos. Fueron depositados en las partes subaéreas más proximales del sistema de abanico deltaico de Montserrat. Este sistema progradante hacia el N-NW, se localiza entre el río Llobregat y la escama cabalgante de els Brucs. Al E del Llobregat pasan a la Facies Vacarisses, citada más arriba, que a su vez y también hacia el E, se relaciona con los Conglomerados de St. Llorenç del Munt. Su potencia es de más de 1.300 m. Fue depositada entre el Luteciense superior y el Priabonense, cubriendo un área de 5 Km de longitud por 10 Km de anchura.

Anadón & Marzo (1986) distinguen 8 niveles conglomeráticos separados por intercalaciones de areniscas rojas que constituyen niveles fotogeológicos relativamente continuos. De abajo a arriba las denominan: les Bruixes, Pas de la Barra, la Valentina, Mullapans, la Trona, S. Benet, Santa Creu y Sant Jeroni. Cada una de estas unidades constituye secuencias negativas de 75 a 250 m de potencia, con conglomerados de cantos bien rodados, carbonatados (triásicos, cretácicos), aumentando a techo el porcentaje de clastos paleozoicos.

b)- Cuerpos canaliformes de conglomerados intercalados entre areniscas y lutitas rojas que sustituyen a los anteriores. Las paleocorrientes de los canales se orientan hacia el N-NE y NW-WNW; estas últimas pueden atribuirse, en parte, a la influencia del Complejo de Sant Llorenç de Munt, acrecentada a medida que se aleja del borde de cuenca.

c)- Conglomerados, areniscas, biocalcarenitas, calizas y lutitas transicionales y marinas. Hacia el N, estos materiales sustituyen a las facies aluviales distales anteriores.

Según Anadón & Marzo (1986), algunos sondeos localizados 20 a 30 Km al N del actual borde de cuenca muestran el paso lateral de este tipo de materiales a una sucesión esencialmente margosa similar a la descrita en la zona de Igualada.

En su parte más proximal, estos depósitos transicionales y marinos constituyen cinco cuñas que onlapan los depósitos subaéreos, reflejando otros tantos episodios transgresivos principales que pueden relacionarse con diferentes niveles de conglomerados masivos. Son denominadas: A o Monistrol; B o Bogunya; C y D o la Calsina; y E o Marganell. Cada una de estas cuñas marinas presenta una ordenación secuencial que registra un primer episodio de elevación relativa del nivel del mar, posteriormente compensado por los aportes detríticos, aunque esta fase de progradación posterior engloba a su vez varios episodios transgresivos de menor rango que se traducían en el abandono o destrucción de los lóbulos deltaicos o de abanico deltaico. Los depósitos que constituyen las dos cuñas inferiores reflejan un predominio de aportes procedentes del Complejo de Sant Llorenç de Munt, mientras que las tres superiores muestran un predominio de aportes procedentes del *fan delta* de Montserrat.

El conjunto de los depósitos transicionales pasa lateralmente a sedimentos subacuáticos originados en un *fan-delta front*, dominado por la acción del oleaje. Predominan las areniscas en la base y conglomerados a techo, de hasta 15 m de potencia. Se originaron por la progradación de barras de desembocadura, cuyo abandono se registra por perforaciones en los cantos de los pavimentos.

Las facies más distales de estos lóbulos, están representadas por secuencias negativas de lutitas y areniscas, de hasta 10 m de potencia. Contienen abundante fauna marina. Estas secuencias pasan lateralmente a lutitas de mar abierto

2.2.9 - Conglomerados de Gallifa

Esta unidad informal ha sido citada escuetamente por Anadón *et al.* (1979) para designar la unidad conglomerática que conforma los cantiles del N. de Gallifa y que ocupan una posición estratigráfica y ambiente de sedimentación similar a los Conglomerados de St. Llorenç de Munt.

2.2.10 - Caliza del Cerdà

(Véase apartado 2.3.11). Fueron incluidas por Ferrer (1971) dentro de su Mb. Collbàs. Forman parte del Complejo deltaico de Sant Feliu de Codines-Gallifa (Capdevila & Remacha, 1994).

Sustituyen los cantiles por encima de St. Miquel del Fai y St. Feliu de Codines.

Se apoyan sobre la Fm. Romagats, pasando gradual y lateralmente una a la otra. A techo, encuentran a la Fm. Igualada y a las Areniscas de Centelles. En esta región adquieren un carácter muy detrítico, formadas por potentes paquetes de areniscas calcáreas, pero con algunas intercalaciones de calizas arrecifales y lutitas gris amarillentas. Reguant (1967) en la serie 2 que va desde l'Unyó a Riells del Fai, pasando por l'Ollar, señala una potencia para esta unidad de 252,4 m. Al E de St. Miquel del Fai supera los 400 m (Capdevila & Remacha, 1994).

Contienen macroforaminíferos (principalmente nummulites), moluscos y equinoideos.

Su edad es Bartonense inferior. Una datación radiométrica reciente (Taberner *et al.*, 1999) para la glauconita de las margas por encima los conglomerados transgresivos del sector de Aiguafreda, da para estos materiales una edad de $46,8 \pm 0,8$ Ma, es decir, Luteciense.

2.2.11 - Formación Igualada

Afloran entre Moià y Artés (riera de Mal-rubí, Vilaplana, 1977). No se observa su base. Lateralmente hacia el S pasan a las Areniscas de Centelles y materiales del Complejo de St. Llorenç de Munt. Encima, reposan los Yesos de Artés y la Fm. Artés.

2.2.12 - Caliza del Mas Blanc

(Véase apartado 2.3.14)

Afloran en los alrededores de St. Quirze Safaja, intercaladas entre los materiales lutíticos de la Fm. Igualada.

2.2.13 - Areniscas de Centelles

(Véase apartado 2.3.15)

Afloran desde Calders hacia el E, en Moià, Castellterçol y en la zona de Castellcir.

Fueron reconocidas por Vilaplana (1977) en la zona de Calders, quien las considera un equivalente marino de los Conglomerados de St. Llorenç de Munt. Constan de areniscas, lutitas y conglomerados grises o amarillentos y ordenados formando secuencias de grano y estratocrecientes. Se apoyan en parte sobre los anteriores y sobre la Fm. Igualada. Pasan lateralmente y a techo a las Calizas de Collsuspina.

Vilaplana (1977) identifica ambientes de playa, *shoreface*, *fan-deltas* y barras litorales. En realidad se reconocen los ambientes señalados por Maestro (1991) para el Complejo deltaico de St. Llorenç de Munt (ver apartado 2.2.18).

Su edad es Bartonense superior.

2.2.14 - Calizas de Collsuspina

(Véase apartado 2.3.16).

Afloran entre Calders y Moià y forman la parte alta de los relieves tabulares ligeramente inclinados al N de la zona de Castellcir, E de Moià y Collsuspina, de donde reciben su nombre.

Fueron estudiadas en los alrededores de Calders por Vilaplana (1977). Maestro (1991) las coloca dentro de su Secuencia Peramola (ver apartado 2.2.18).

Al S pasan lateralmente a las areniscas de Centelles y al N a la Fm. Igualada. A techo están limitadas por el Complejo de Calders y el Complejo transicional (en el sentido de Travé *et al.*, 1996).

Su edad es Bartonense superior.

2.2.15 - Complejo de Calders

Esta unidad informal fue dado por Vilaplana (1977) a aquellos materiales que tienen como límite inferior la Caliza de Collsuspina y como superior la Fm. Artés. El Complejo terminal en el sentido de Travé *et al.* (1996) es asimilable a esta unidad.

Consta de una alternancia de areniscas amarillas de grano fino bioturbadas, con *ripples* de oscilación y estratificación cruzada de bajo ángulo. Más arriba se intercalan

cuñas de areniscas y lutitas rojas con alguna pasada de conglomerados. Siguen niveles carbonatados de miliólidos y *algal-mat*. Su espesor es de unos 25 m.

Según Vilaplana constituye un sedimentos de *nearshore* muy proximal que evoluciona a un ambiente de condiciones restringidas.

2.2.16 - Yesos de Artés

Esta unidad informal representa el cinturón sulfatado de la cuenca evaporítica materializada en la Fm. Salina de Cardona (Riba, 1967), la cual solo asoma en la Montanya de Sal de Cardona. Como en el caso de los Yesos de Igualada, aflora de manera dispersa entre Artés y Moià, encima de lutitas grises de la Fm. Igualada y se hallan recubiertos por la Fm. Artés.

2.2.17 - Formación Artés

Fue creada por Ferrer (1967, 1971). Su sección tipo se encuentra a lo largo de la carretera que va de Artés a Cabriana.

Aflora de NE a SW de esta región, desde Collsuspina hasta más allá de Manresa.

En su parte inferior está limitada por los materiales del Gr. Santa Maria, los cuales pasan a esta de manera progresiva (cuñas marinas de Manresa a St. Fruitós de Bages), con los complejos de Sant Llorenç de Munt y de Montserrat y con los Yesos de Artés (López Blanco *et al.*, 1994 hacen más bajo su límite inferior e incluyen en esta formación las facies rojas que afloran entre Manresa y Rellinars). A techo pasa a otras formaciones continentales. Esta compuesta por lutitas continentales rojas y grises, junto con intercalaciones de areniscas y conglomerados. En su sección tipo tiene un espesor de unos 1000 m.

Algunas intercalaciones calizas y lutíticas han suministrado carófitas, gasterópodos (*Brotia iberica* Staid-Staadt), reptiles y mamíferos.

Estos materiales fueron sedimentados en una cuenca endorreica, relacionada con abanicos aluviales, mientras que en las zonas alejadas los depósitos se originaron en medios fluviales y llanuras lutíticas que flanqueaban lagos con sedimentación carbonatada o evaporítica (Anadón & Marzo, 1986).

Antiguamente, estos materiales eran atribuidos al Oligoceno. Pero, tras la determinación de los vertebrados hecha por Masachs (1954) en el yacimiento de Costa de la Vila (Santpedor), se han venido atribuyendo al Eoceno superior. Según Romero (1999), en estos materiales se encontraría el límite entre el Bartonense y el Priabonense.

2.2.18 - Secuencias deposicionales

Maestro (1989, 1991) ha definido una serie de secuencias deposicionales en el sentido de Vail (1987); posteriormente, Capdevila *et al.* (1996) la extienden al área de St. Feliu de Codines. López Blanco & Marzo (1993a, 1993b) y López Blanco *et al.* (1994), también han intentado definir una serie de secuencias para el Complejo de Sant Llorenç de Munt.

Según Maestro (1991), cada unidad estaría formada por una sucesión de capas deltaicas proximales y distales de plataforma, limitadas entre sí por disconformidades. Siguiendo la nomenclatura de Posamentier *et al.* (1988), designa con las iniciales:

LST - *lowstand systems tracts* o cortejo de mar bajo, desde frente deltaico a prodelta;

TST - *transgressive systems tracts* o cortejo transgresivo, desde conglomerados calcáreos a facies carbonatadas de plataforma

HST - *highstand systems tracts* o cortejo de mar alto, consiste en depósitos de medios proximales aluviales, de frente deltaico y de prodelta.

Distingue cuatro secuencias a las que denomina: Secuencia Rellinars (o *lower fan delta*); Secuencia Mura (o *middle fan delta*); Secuencia Manresa (o *upper fan delta*); y Secuencia Peramola (estudiada en Oliana y comparable en edad en Sant Llorenç de Munt).

Secuencia Rellinars

Consiste en sedimentos deltaicos proximales, de composición conglomerática que se reducen al frente deltaico y prodelta. Hacia la cuenca, pasan a facies de plataforma.

LST está representada por una mal expuesta progradación deltaica al SW de St. Llorenç de Munt cerca del pueblo de Rellinars. En el área de St. Feliu de Codines está formada por 80 m de depósitos de brechas aluviales continentales coalescentes (Fms. Vilanova de Sau y Romagats). En Gallifa está representada por un sólo cuerpo aluvial bien caracterizado, con facies de llanura aluvial sobre los que se disponen conglomerados de relleno de canal.

TST se distingue en áreas proximales con unidades de conglomerados transgresivos, son los típicos conglomerados de St. Llorenç que lateralmente pasan a depósitos carbonatados de plataforma. En la zona de St. Feliu de Codines y de Gallifa está representada por diversos ciclos de aluvial fan que pasan lateralmente a conglomerados y en la parte superior por areniscas y lutitas depositados en medio *shoreface* distal - *offshore* con fauna marina.

HST consiste en una asociación progradacional de conglomerados canaliformes sobre lutitas, bien representado en St. Llorenç de Munt i St. Feliu de Codines.

Secuencia Mura

Está bien expuesta en el área central y proximal de St. Llorenç de Munt. En St. Miquel del Fai, según Capdevila & Remacha (1994), se reproducen los ambientes deltaicos de la secuencia Rellinars a base y techo, encontrando en la parte media materiales de la transición *shoreface-offshore* y arrecifes coralinos. Alcanza una potencia de 150-200 m

LST se reconoce también en la vecina Montserrat. Esta formada por depósitos de bahía interdistributaria con parasecuencias agradacionales-progradacionales

TST en las áreas proximales conglomeráticas como una segunda unidad encima de TST de la Secuencia de Rellinars.

HST en las áreas proximales consiste en una secuencia conglomerática progradacional; al N y NE con depósitos rojos de llanura deltaica, se desarrolla al NW con secuencias de barra de boca de distributario; aquellas son retrabajadas en las facies deltaicas distales por las olas y las tormentas, en el *shoreface* se encuentran carbonatos arrecifales y en los depósitos finos de prodelta se encuentran algunas estructuras de deformación.

Secuencia Manresa

Está separada de la Secuencia Mura por una disconformidad erosiva claramente manifiesta en las áreas marinas por inestabilidades sedimentarias de escala kilométrica que prueban la erosión ocurrida en la parte superior de los depósitos HST de las Secuencia Mura. En las áreas continentales se reconoce como una superficie erosiva. LST está representada por lutitas grises que contienen canales de areniscas interpretadas como turbiditas, situándose en el prodelta y frente deltaico. TST en las áreas continentales es un tercera unidad de conglomerado y en la transición marino-continental se encuentran alguna facies de *patch reefs*. HST consiste en una gruesa secuencia progradacional en que la llanura deltaica se sitúa al NE del abanico; los depósitos de frente deltaico consisten en secuencias de boca de canal distributivo progradando hacia el prodelta; calizas arrecifales y su equivalente calcarenítico de tormentas forman los depósitos de techo de HST.

Secuencia Peramola

Representa los últimos depósitos deltaicos en el complejo de Sant Llorenç y está bien expuesto en el área N (Navarces-Calders). La secuencia consiste en sistemas tractivos de margen de plataforma y sistemas tractivos progradantes.

Maestro (1991) distingue, de más proximal a más distal, las siguientes asociaciones de facies:

1)- Cono aluvial - Consiste en asociaciones de conglomerados *clast* o *matrix-supported* con estratificación inclinada o subhorizontal y bases erosivas. Distingue entre las facies de cono proximal y distal.

2)- Llanura deltaica (*Delta plain*) - Estos depósitos tienen continuidad lateral con la facies de cono distal. Distingue tres tipos de depósitos:

a)- Canales conglomeráticos - Con morfologías de canal intercalados con lutitas y areniscas rojas. Representan distributivos menores en la llanura deltaica.

b)- Canales distributivos mayores - Muestran una facies parecida a los conglomerados de cono aluvial. Se disponen de manera tabular, con estratificación horizontal y cantos imbricados.

c)- Depósitos de *overbank* - Están formados por lutitas y areniscas rojas alternantes. Las areniscas son masivas, en capas de unos 20 cm de grueso y base erosiva.

d)- Depósitos de *crevasse* - Consisten en areniscas de grano grueso, de unos 70 cm de potencia con bases erosivas y con grava dispersa. En el techo hay desarrollo de paleosuelos y marcas de desecación.

3)- Barra en boca de canal distributivo (*distributary mouth bar*) en el frente deltaico - Estos sedimentos se depositaron entre la *strand line* y el *shoreface*. Están formados por ciclos grano y estratocrecientes de potencia métrica a decamétrica. Pueden distinguirse *mouth bars* de distributivo, proximales y distales. Estas últimas son retrabajadas por el oleaje de tormenta. Las arenas son erosionadas del frente deltaico y resedimentadas en el prodelta.

4) Plataforma - Se encuentran lutitas y calizas. Las lutitas son carbonatadas o calcareníticas y contienen una rica fauna de nummulites, corales, moluscos y equinoideos. Las calizas son *grainstones* o *boundstones* (arrecifes o *patch reef*). En las áreas más proximales incluyen cantos.

a)- Prodelta - Se distinguen lutitas grises, en las que a menudo se encuentran capas turbidíticas.

b)- Talud - Se manifiesta con capas turbidíticas.

5)- Facies destructivas deltaicas - Se manifiesta con movimientos en masa sindeposicionales debidos a la gravedad. En medios sedimentarios pelíticos, estas inestabilidades causan *gullies*, fallas lístricas, *mudlumps*, deslizamientos rotacionales y *balls and pillows*, etc. Las inestabilidades sedimentarias aparecen desde la llanura deltaica al prodelta y talud superior, pero las más importantes ocurren en estos últimos.

2.3 - REGIÓN DE VIC

La situación de las unidades estratigráficas que se sintetizan a continuación, puede verse en las figs.

2.3.1 - Formación Mediona

Esta unidad ha sido descrita más arriba, en la Región de Igualada (apartado 1.2.1). Junto con las unidades conglomeráticas superiores, fue denominada por Gich. *et al.* (1967) y Gich (1969) como Fm. Sant Martí Sacalm

En esta región, aflora desde el Congost hasta las inmediaciones de Centelles, donde desaparece, Vuelve a aflorar a la altura de Seva y de manera amplia en el área de Tavertet y riera Major.

Yace sobre un sustrato variable (granitoides, diversos materiales paleozoicos y triásicos). A techo pasa gradualmente al Fm. Vilanova de Sau. Está constituida por lutitas rojas con algunas intercalaciones de conglomerado y diversos niveles con caliche. Su potencia es variable, entre 10-15 m (Hoja de Vic del IGME, 1983).

Presenta *Celtis eocenica* Reid, los gasterópodos continentales *Vidaliella gerundensis* (Vidal) y *Macrophysa columnaris* Des., y *Microcodium*, el cual llega a afectar el sustrato carbonatado.

Al igual que en las demás regiones, se le atribuye una edad Thanetiense superior (Hoja de Vic del IGME, 1983).

2.3.2 - Areniscas y Conglomerados rojos (Fm. Vilanova de Sau)

Bajo este epígrafe, la explicación de la hoja de Vic, publicada por el IGME (1983) recoge la unidad descrita por Colombo como Formación Vilanova de Sau en su tesis doctoral leída en 1980 (inérita), autor que participa en la redacción de la susodicha hoja de Vic. Esta unidad sería una parte de las formaciones Guilleries y Riells del Fai, de Reguant (1967), y de la Formación Pontils (Ferrer, 1967, 1971; Pallí 1972).

Aflora desde las inmediaciones de San Feliu de Codines hasta cerca de Amer (Hoja de Vic del IGME, 1983)

Yace sobre la Fm. Mediona. En su parte inferior predominan los niveles lutíticos rojos con un notable contenido arenoso y trazas de bioturbación. En la parte media empiezan a hacerse abundantes los niveles arenosos de grano grueso y conglomeráticos hasta predominar a techo estos últimos. Estos conglomerados son poligénicos y polimodales, con clastos provenientes de la Cordillera Costera Catalana (paleozoicos e ígneos). La potencia de esta unidad es bastante constante (260 m, 270 m), reduciéndose bruscamente en el área de Seva (40 m).

Su ambiente deposicional corresponde a facies medianas y distal-laterales de un sistema de conos de deyección coalescentes.

Su edad en relación a otras formaciones es claramente heterócrona en su base y quizá también en su techo. En el Coll de Romagats abarca posiblemente desde el Thanetiense superior al Cuisiense-Luteciense, mientras que en el área de Tavertet empieza sobre el Ilerdiense medio.

2.3.3 - Conglomerados y areniscas rojas (Fm. Romagats)

Bajo este epígrafe, la explicación de la hoja de Vic, publicada por el IGME (1983) recoge la unidad descrita por Colombo como Formación Romagats en su tesis doctoral leída en 1980 (inédita). Esta unidad formaría parte de las Fms. Guilleries y Riells del Fai, de Reguant (1967), Brechas de Taradell (Kromm, 1967) y de la Fm. Pontils (Ferrer, 1967, 1971; Pallí 1972).

Se extiende desde el Congost hacia Seva, W de la Riera Major hasta llegar al Ter donde sigue hacia el Far y Girona.

Se apoya sobre la Fm. Vilanova de Sau. A techo pasa a la Fm. Folgueroles (área de Taradell-San Julià de Vilatorca) y Fm. Tavertet (al N de Vilanova de Sau). Es una formación predominantemente conglomerática con pasadas arenosas y lutíticas, muy parecidas a las de la Fm. Vilanova de Sau. Los conglomerados presentan estratificación cruzada a gran escala y bajo ángulo, con clastos de hasta 2 m de diámetro. Se observan frecuentes bases erosivas y niveles edáficos poco desarrollados. La potencia es de unos 225 m (excepto en el área de Seva que solo alcanza unas decenas de metros), pero donde subyace a la Fm. Tavertet su potencia es sólo de 90 m.

Se interpretan (Hoja de Vic, IGME, 1983) como fácies proximales en sistemas de conos de deyección. El contacto con los materiales marinos suprayacentes se efectúa por medio de un tránsito gradual, con materiales de origen continental retrabajados en un medio de transición tipo playa y un cambio irregular en la coloración de los materiales.

Esta formación es heterócrona. En su techo, en el área de Tavertet sólo llega al Luteciense inferior y, hacia el SW, el Luteciense superior (Hoja de Vic, IGME, 1983).

2.3.4 - Formación Tavertet

Esta unidad fue creada por Reguant (1967) como Calizas de Tavertet, aunque no señaló sección tipo. Gich *et al.* (1967) denominan Formación Tavertet a las areniscas y calizas arenosas con nummulites en varios tramos de la sección del Far, que Pallí (1972) incluye dentro de la Fm. Girona. Gich (1969) redujo esta formación a miembro, agrupada dentro de la Fm. el Far, junto a los miembros Malla, "Barcons", Vallfogona, Sagnari, Coronas y Campdevàdol.

Aflora desde las Masies de Roda hasta más allá de Tavertet, donde forma los cantiles (*cingles*) que se siguen hacia el Far.

Esta formación yace sobre la Fm. Romagats. Lateralmente, hacia el N y a techo, se encuentra la Fm. Banyoles. Se distinguen tres tramos. El inferior es de naturaleza siliciclástica con alineaciones de cantos en disposición horizontal sobre una matriz de arena; su potencia es de 35 m en Tavertet. El tramo medio, está formado por un paquete de calizas nummulíticas que en algunos puntos lumaquéticas; su potencia es de 15 m en Tavertet. En el tramo superior alternan niveles margosos, areniscas y *grainstones* bioclásticos en estratificación cruzada; su potencia es de unos 15 m. Según Taberner & Bosence (1985) y Taberner (*In Anadón et al*, 1992b), en St. Julià de Sabassona y en las cercanías de Taradell, en el tránsito entre los depósitos continentales y marinos, aparecen pequeños cuerpos de calizas arrecifales.

Contienen abundantes foraminíferos, anélidos, moluscos y equinoideos. En Tavertet, se reconoce *Nummulites crusafonti* Reguant & Clavell, *Nummulites tavertetensis* Reguant & Clavell, *Nummulites variolarius* (Lamarck) y *Assilina spira planospira* (Boubée) (Reguant, 1967; Hoja de Vic, IGME, 1983; Serra-Kiel, 1984).

El tramo inferior es interpretado como depósitos de abanicos aluviales y de barras arenosas, retrabajados por el oleaje (Serra-Kiel *et al.* 1997). El tramo medio se interpreta como barras de nummulites, de morfología poco acusada, los cuales vivían directamente sobre el fondo en zonas medianamente agitadas del tránsito a la zona de *offshore* (Hoja de Vic, IGME, 1983; Taberner & Santisteban, 1984). En el tramo superior, las areniscas se interpretan como barras arenosas y las lutitas como facies de plataforma interna (Serra-Kiel *et al.*, 1997).

Su edad se considera Luteciense medio (Hoja de Vic, IGME, 1983; Serra-Kiel *et al.*, 1997). Según Burbank *et al.* (1992) y Verges & Burbank (1995) mediante datos magnéticos, el techo de esta formación tendría unos 45,5 Ma (Luteciense medio) (Chron 20N).

2.3.5 - Formación Banyoles (Coll de Malla)

Almela & Ríos (1943) dieron el nombre de "Margas de Bañolas" a las lutitas y margas que afloran en los alrededores de Banyoles. Gich *et al.* (1967) elevan al rango de formación a los materiales margosos que en la sección del Far afloran por encima de la Fm. Tavertet y por debajo de la Fm. Folgueroles. Gich (1969), a lo que los autores anteriores denominaron Fm. Banyoles, pasa a denominarlo Mb. Malla. Clavell *et al.* (1970) separan las Margas del Coll de Malla de las Margas de Banyoles, como dos formaciones distintas, esencialmente por su edad y por supuestas diferencias faunísticas. Pallí (1972) incluye las Margas de Coll de Malla dentro de la Fm. Banyoles.

Esta unidad aflora desde las inmediaciones de St. Julià de Vilatorca hasta Tavertet, y sigue hacia el Far y Girona.

En la Región de Vic, su límite inferior es la Fm. Tavertet. Lateralmente, hacia el N, pasa a la Fm Bracons y, hacia el S, a la Fm. Romagats. Su techo es la Fm. Folgueroles. En el contacto con la Fm. Tavertet, existe un nivel de arenisca de grano grueso, muy calcáreo, a menudo lumaquético, que raramente alcanza el metro de espesor; a techo suele observarse un horizonte ferruginizado, interpretado como un *hard-ground*. La Fm. Banyoles esta formada por lutitas y margas grises o gris amarillentas con pasadas limolíticas o de arenisca de grano fino. En los niveles margosos la fauna es abundante. En la zona de St. Julià de Vilatorca las facies lutíticas son substituidas por niveles detríticos ricos en fauna y ocasionalmente niveles carbonatados (Taradell) e incluso de niveles detríticos (conglomerados y areniscas) y lutíticos de color rojo en la zona de Puigsec

(Farrés, 1963, Reguant, 1966). Gich *et al.* (1967) atribuyen a esta unidad 118 m de potencia en el Far, 126 m en el Coll de Terrades; sólo tiene unos pocos de metros en Sant Julià de Vilatorça, donde desaparece (véase cuadro de la p. 22 en Barnolas, 1992).

El contenido paleontológico es muy variado: foraminíferos, anélidos, briozoos, moluscos, crustáceos decápodos, equinoideos y sirénidos. La de los alrededores de Sant Julià de Vilatorça fue recopilada por Almera (1906). Los foraminíferos han sido estudiados por Reguant & Clavell (1967), Reguant (1967), Serra-Kiel (1984), entre otros. En el Castell (Tavertet), Serra-Kiel *et al.* (1997) citan *Nummulites variolarius* (Lamarck); la explicación de la hoja de Vic del IGME (1983) cita que, entre Tavertet y l'Esquirol, fueron encontrados, además del anterior, *Nummulites crusafonti* (Reguant & Clavell) y *Assilina spira planospira* (Boubée). En Puigsec, *Nummulites puigsecensis* Reguant & Clavell. En los niveles indentados en la Fm. Romagats, así como en los ya claramente marinos inmediatamente superiores en la zona del Coll de Romagats se ha encontrado: *Alveolina fragilis* Hottinger, *Alveolina fusiformis* Sowerby in Dixon y *Alveolina cf. elliptica* (Sowerby). Entre los crustáceos decápodos, son abundantes: *Callianassa fraasi* Noetling, *Colneptunus hungaricus* (Lorentz), *Eocalcinus eocenicus* (Via), *Montezumella amenosi* Via, etc. integrados por Via (1969) en la "Fauna carcínica de Collbàs". Entre los equinoideos son abundantes los géneros *Opissaster* y *Coelopleurus*.

Según Barnolas (1992) estos materiales son de procedencia septentrional. Corresponden a las facies más distales de un sistema deltaico de procedencia pirenaica formado por la Fm. Bellmunt, Fm. Bracons y Fm. Banyoles (explicación Hoja de Manlleu del ITGE, 1994). No obstante en la zona de Sant Julià de Vilatorça, las influencias meridionales y continentales son claras, con una profundidad muy somera.

Su edad es Luteciense medio a superior. Según Burbank *et al.* (1992) y Verges & Burbank (1995) mediante datos magnetoestratigráficos, esta unidad estaría comprendida entre unos 45,5 Ma y 44,5 Ma (Luteciense medio y superior) (Chron 19 y 20).

2.3.6 - Formación Bracons

Almera & Ríos (1943) designaban como Maciños a los materiales que se apoyaban sobre las Margas de Bañolas o sobre el Tramo Rojo intermedio. Esta unidad fue creada por Gich (1969) como miembro Barcons de la Fm. el Far, de este mismo autor. Pallí (1972) lo incluye como miembro junto con el Mb Puigsacalm, en una formación de su creación denominada Fm. Rocacorba. Posteriormente, ha sido elevada al rango de formación. Su sección tipo, según Gich (1969), está en el Coll de Barcons (modernamente grafiado Bracons), en el anticlinal de Bellmunt (véase Pallí, 1972). La enmienda Barcons por Bracons se debe a Riba *et al.* (1983).

Aflora en el área situada al E de Vic y N del Ter (flanco S del anticlinal de Bellmunt y zona de Tavertet - el Far).

Yace sobre la Fm. Banyoles. Pasa lateralmente a la Fm. Igualada y otras formaciones arenosas (Fm. Folgueroles). A techo encuentra la Fm. Puigsacalm y Fm. Bellmunt. Está constituida esencialmente por areniscas gris azuladas de grano fino a grueso con tránsitos insensibles a arenisca margosa o marga en lechos delgados (y que Barnolas, 1992, denomina Margas de Còdol Dret). Su potencia en las áreas más meridionales de la hoja de Manlleu del ITGE (1994) es de 5 a 10 m, mientras que en los más meridionales es de 100 a 120 m.

Contiene alveolinas y secciones de ostreoides.

Según la memoria explicativa de la hoja de Manlleu (1994), constituye las facies de prodelta y de frente deltaico situadas entre la Fm. Banyoles y la Fm. Bellmunt.

Esta unidad es heterócrona desde un Luteciense medio en sus afloramientos más septentrionales y Luteciense medio a superior en los más meridionales.

2.3.7 - Formación Bellmunt

Esta unidad era denominada por Almela & Ríos (1943) como "Tramo rojo intermedio". Gich (1969) la eleva a rango de formación. Su sección tipo se sitúa en el flanco N del anticlinal de Bellmunt, siguiendo el camino que va desde la casa de la Vall a Vidrà (Pallí, 1972).

En la Región de Vic aflora en el núcleo del anticlinal de Bellmunt.

Yace sobre la Fm. Bracons. Lateralmente y a techo pasa a la Fm. Puigsacalm. Hacia el S, esta formación se adelgaza progresivamente hasta desaparecer. Al NW, en el alto Lluçanès y Berguedà, contienen intercalaciones marinas con nummulites y alveolinas (Busquets *et al.*, 1979). Esta formada por margas, areniscas y conglomerados rojos. En la sección tipo su potencia es de 148 m.

Se trata de facies aluviales con predominio de los depósitos de llanura aluvial y facies de canales efímeros anastomosados pertenecientes a un sistema de abanicos aluviales coalescentes de ambientes húmedos que, procedentes del margen pirenaico, progradaban hacia el margen meridional de la cuenca.

Su edad en esta región comprende del Luteciense superior al Bartonense inferior.

2.3.8 - Formación Puigsacalm

Almela & Ríos (1943) la incluían dentro de los Maciños. Esta unidad fue creada por Gich (1969) como miembro de la Fm. Ripollés, junto con el Mb. Vidrà, Mb. Milany y Mb. Santa Magdalena. Pallí (1972) coloca al Mb Puigsacalm junto al Mb Bracons dentro de una Fm. a la que denomina Puigsacalm. Posteriormente, ha sido elevado al rango de Fm. Su sección tipo se encuentra en el camino de la Vall a Vidrà (flanco N del anticlinal de Bellmunt), junto al río Ges (Pallí, 1972).

Aflora en el flanco S del anticlinal de Bellmunt, desde el Ter hacia la Garrotxa.

Yace sobre la Fm. Bellmunt y sobre la Fm. Folgueroles (según Barnolas, 1992). Lateralmente y a techo pasa a la Fm. Igualada. Está formada por areniscas de grano fino a medio, masivas y compactas de color gris azulado (antiguos Maciños), con glauconita en la base, a veces muy calcáreas y con alguna intercalación margosa. Su potencia en la sección tipo es de 933 m. adelgazándose hacia el S hasta desaparecer en las Masies de Roda (Barnolas, 1992).

Son el producto de la sedimentación de una serie de sistemas deltaicos provenientes del E y dominados por la acción de las olas y de las mareas. Los aportes de la Fm. Puigsacalm proceden del E, a diferencia de los infrayacentes que son de procedencia septentrional. La glauconita indicaría una tasa de sedimentación lenta, ligada a la subida relativa del nivel del mar que se produjo durante la denominada "transgresión Biarritziense" (Hoja de Manlleu ITGE, 1994).

Su edad es Bartonense.

2.3.9 - Formación Folgueroles

Fue designada por Reguant (1966) como nivel M o de "Folgaroles" y por Reguant (1967) como Areniscas de Folgueroles. Su nombre deriva de los niveles areniscos consistentes que afloran alrededor de Folgueroles, donde se aprovecha como piedra de construcción. Gich *et al.* (1967) señalan su sección tipo en la serie del Far, para aquellas areniscas con tramos de calizas arenosas con Alveolina que quedan por encima de la Fm. Banyoles. Posteriormente, Gich (1969), denominó a los materiales detríticos en ese punto como Mb. Barcons de la Fm. el Far. Pallí (1972) considera a esta unidad como sinónima del Mb. Puigsacalm de la Fm. Rocacorba. La memoria explicativa de la hoja de Vic del IGME (1983) la considera como una unidad independiente, así como Serra-Kiel (1984), Barnolas (1992) y Serra-Kiel *et al.* (1997).

Aflora al N del río Ter. Hacia el S disminuye de potencia, desapareciendo en los alrededores de Seva (Molí del Sorts).

Según la hoja de Vic del IGME (1983), esta formación es discordante cartográficamente sobre las formaciones infrayacentes: de N a S se apoya sucesivamente sobre las Fms. Bellmunt, Barcons, Banyoles-Coll de Malla y Romagats. Hacia el N pasa a la Fm. Puigsacalm; al S a las areniscas de Seva. A techo está limitada por la Fm. Igualada y la Fm Puigsacalm. Según la hoja de Vic del IGME (1983), el límite inferior de esta unidad dentro de dicha hoja coincidiría con el nivel de areniscas de color rojo que Reguant reconoció como RM y que se caracteriza en el Parador de Vic. Este nivel, pierde su color rojo hacia el S, constituyendo a partir de Folgueroles un primer cantil de areniscas glauconíferas que llegan a ser transgresivas sobre la Fm. Romagats. Siguen lutitas con algo de glauconita, y finalmente se presenta un potente paquete arenoso, masivo o con estratificación cruzada a gran escala, con frecuentes cicatrices de acanalamiento. La potencia es de unos 120 m.

Esta unidad se depositó a consecuencia de la denominada "transgresión biarritziense". Barnolas (1992) considera a esta unidad sedimentada en un gran estuario al E de Vic, cuyo relleno lo constituyen barras maréales amalgamadas.

Su edad se considera Luteciense superior (Hoja de Vic, IGME, 1983) y Luteciense superior o Bartonense inferior (Serra-Kiel *et al.* 1997) (Taberner *et al.*, 1999). Según Burbank *et al.* (1992) y Verges & Burbank (1995), mediante datos paleomagnéticos, esta unidad tiene una edad entre 44,5 Ma y 44 Ma (Luteciense superior) (Chron 19).

2.3.10 - Formación Collbàs

Al S de Centelles hasta el Castell de Montmany, sobre los materiales continentales de la Fm. Romagats y debajo de las Calizas del Cerdà, aparecen unas lutitas con intercalaciones margosas grises y amarillentas con un banco de *Nummulites perforatus* (de Montfort) en su parte media. Ferrer (1971) señala una potencia de 215 m en la serie de los Cingles de Bertí al Coll d'Olena y también en la de Aiguafreda a Collsuspina, si bien, por las columnas que adjunta, incluye en ellos a las Calizas del Cerdà y otros niveles superiores. Este mismo criterio es seguido por Barnolas (*in* Hoja de Barcelona 1:200.000, ITGE, 1985).

Su edad es Bartonense inferior.

2.3.11 - "Calizas" del Cerdà

Esta unidad informal fue creada por Reguant para designar al nivel "A" que forma una pequeña capa de arenisca o limolita que se sigue con dificultad a lo largo de Centelles a Taradell, no lejos de la vía férrea. Pero al S de Centelles, adquiere una gran potencia y forma el cantil más inferior de materiales eocénicos (Cingle del Pla de la Garga). En su parte superior es una caliza lumaquélica y sirve para designarla genéricamente. En su parte inferior reposa sobre las lutitas y margas de la Fm. Collbàs. Lateralmente pasan a las Areniscas de Seva y Fm. Igualada y a techo a la Fm. Igualada. Su potencia en un corte frente a Aiguafreda es de unos 80 m (Reguant, 1967, serie 7).

Su edad es Bartonense, aunque una datación radiométrica para la base de estos materiales en el sector de Aiguafreda (Taberner *et al.*, 1999) sitúa ese punto dentro del Luteciense.

2.3.12 - Areniscas de Seva

Con este nombre, los autores de la hoja de Vic del IGME (1983), designan a los materiales detríticos que entre Seva y Centelles se disponen sobre la Fm. Romagats e incluso directamente sobre el zócalo triásico y que quedan por debajo de la Fm. Igualada. Hacia el N están en contacto con la Fm. Folgueroles.

Se trata de areniscas carbonatadas y lutitas grises, con un banco de ostreidos. Su potencia es de unos 20 m.

Citan haber encontrado en la ermita de Sant Jaume, cerca de Balenyà: *Assilina exponens* (Sowerby) y *Nummulites beaumonti* D'Archiac & Haime, por lo que les atribuyen una edad Luteciense superior. Serra-Kiel *et al.* (1997) las colocan en la base del Bartonense.

2.3.13 - Formación Igualada

En esta región son también conocidas como Margas de Vic.

Sobre ellas se modela la Plana de Vic y la loma del resalto que limita dicha llanura hacia el W, desde St. Martí de Centelles hasta el flanco S del anticlinal de Bellmunt.

Reposan sobre la Fm. Folgueroles, Areniscas de Centelles y Fm. Puigsacalm. Hacia el S. pasan lateralmente a las Areniscas de Centelles y hacia el N a la Fm. St. Martí Xic. A techo, encuentran los Yesos de la Noguera y la Fm. Artés. Al N del anticlinal de Bellmunt, de naturaleza mucho más detrítica, pasan a la Fm. Puigsacalm y a la Fm. Vidrà (designadas por Gich, 1969, como miembros dentro de la Fm. Ripollés). Forman un potente paquete de lutitas calcáreas y margas en las que se intercalan numerosos bancos de areniscas y limolitas de potencia diversa. En su parte media son muy fosilíferas. Su potencia máxima alcanza del orden de 600 m si bien se reducen notablemente hacia el N y hacia el S.

Esta formación se considera depositada en la zona de prodelta de los sistemas deltaicos de Centelles y Sant Martí Xic y también en la zona de plataforma, más o menos profunda.

Su edad abarca el conjunto del Bartonense, pero Taberner *et al.* (1999) indican que dentro de estos materiales se sitúa el límite Bartonense - Priabonense. Según Burbank *et al.* (1992) y Verges & Burbank (1995) mediante datos paleomagnéticos, la base de esta unidad (Margas de Manlleu) se encuentra aún en el Luteciense superior y abarcaría desde unos 44,5 Ma hasta 40 Ma; su techo (Margas de Vespella) se encuentra en el límite Bartonense-Priabonense (Chron 19 a 17).

Reguant (1967) distingue varias unidades o "formaciones": Margas de Manlleu, Margas de la Guixa, Margas de Gurb y Margas de Vespella. Posteriormente, la explicación de la hoja de Vic del IGME (1983) eleva estas unidades al rango de miembros y últimamente se les ha dado la categoría de formaciones (Serra-Kiel *et al.*, 1997; Reguant & Amblàs, 2000).

Margas de Manlleu - Este nombre fue dado por Almela (1946) para designar a las lutitas carbonatadas que afloran en los alrededores de dicha población, pero Reguant (1967) señaló que dichas Margas de Manlleu solo representaban la parte alta del nivel que designa como "m2" y que titula Margas de Vic, sobre las cuales se modela la Plana. Los autores de la hoja de Vic del IGME (1984) preservaron el nombre dado por Almela y prefirieron reservar el nombre informal de Margas de Vic para designar a la Fm. Igualada en la Plana de Vic.

Margas de la Guixa - El nivel designado como "m3" por Reguant (1967) recibe el nombre de Margas de la Guixa. Donde esta mejor definido es en la región centro de la Plana de Vic, sobre todo paleontológicamente, por su gran variedad y abundancia de esponjas. Se puede estudiar bien en la zona de Múnter-Fontarnau. En la zona de Manresa a Vic presentan el polípero *Dendrophyllia*.

Las Margas de la Guixa están limitadas en su base por un nivel denominado "B" o Areniscas de Tona, las cuales forman el rellano del Pla de Tona, el Pla del Fabrè y la zona de Múnter, desapareciendo al N de Malla. En la zona de La Gleva-Sant Hipòlit de Voltregà aparece un nivel denominado "PB", de arenisca o limolita margoso-calcàrea que forma relieves sin cantiles agudos y pasa gradualmente a los niveles "m2" y "m3". En su techo, se encuentra un nivel de areniscas, denominado nivel "C" que hacia el S queda absorbido por las Areniscas de Centelles.

La hoja de Vic del IGME (1983) las atribuye una potencia de 60 m.

Margas de Gurb - El nivel designado como "m4" por Reguant (1967) y que a partir de Fontarnau y hacia el N se individualiza del nivel "m5" (Margas de Vespella), recibe el nombre de Margas de Gurb. Es la "Facies fosilífera de Gurb" de Farrés & Staid (1964). Son de naturaleza lumaquèlica con intercalaciones detríticas más duras. Cartográficamente es muy difícil de representar. El principal criterio para caracterizar a esta unidad es paleontológico; uno de sus fósiles más característicos es el crustáceo decápodo *Harpactocarcinus punctulatus* Desmarest, que se presenta junto con lumaquelas de briozoos, macroforaminíferos (*Discocyclina*, *Actinocyclina*, etc.), equinoideos, moluscos, braquiópodos y restos de mamíferos marinos y *Paleotherium*.

La hoja de Vic del IGME (1983) las atribuye una potencia máxima de 106 m.

Margas de Vespella - El nivel designado como "m5" por Reguant (1967) y que separa la Caliza de Collsuspina de la Arenisca de Centelles, recibió el nombre de Margas de Vespella, en especial para las margas azul grises que contienen los diversos niveles duros que forman el escalonado de la carretera de Tona a Collsuspina (los tramos medios y superiores) y las margas que coronan junto con el nivel "sy" la serie marina desde Tona a Sant Bartomeu del Grau. Es en la hoya de Vespella donde aflora con mayor extensión.

En general, no son tan fosilíferas como las Margas de Gurb. Dentro de ellas se situa el "Nivel de *Dentalium*" de Farrés & Staid (1964), donde se encuentra una

interesante fauna de foraminíferos, corales solitarios braquiópodos, briozoos y moluscos, entre otros.

La hoja de Vic del IGME (1983) las atribuye una potencia media de 110 m.

2.3.13.1 - Biofacies

Serra-Kiel & Reguant (1991), Busquets *et al.* (1991), Álvarez *et al.* (1993), Álvarez *et al.* (1995), Busquets *et al.* (1997) reconocen diversas biofacies en las Margas de la Guixa y Margas de Gurb.

Biofacies de Plataforma Eufótica profunda (Gurb)

Se encuentra dentro de las Margas de Gurb. Se caracteriza por la existencia de margas calcáreas con briozoos (caídos pero no re TRABAJADOS, en terminología de los autores arriba citados), esponjas silíceas (en posición de vida o tumbadas), foraminíferos (*Operculina*, *Discocyclina*, *Asterocyclina*, *Actinocyclina*), braquiópodos, moluscos, crustáceos decápodos y equinoideos. Se supone que los foraminíferos citados tenían actividad simbiótica con algas unicelulares y que indicarían el carácter eufótico de la plataforma. Otras capas margosas son menos diversificadas en fauna y solo contienen briozoos.

En ésta, se produce una alternancia entre sedimentación y no sedimentación. La sedimentación era lenta permitiendo la vida de los organismos filtrantes. En los momentos de no sedimentación se produce una intensa colonización del fondo, manifestado por el carácter lumaquéllico de las margas calcáreas.

Biofacies de Plataforma Afótica

Se localiza en las Margas de la Guixa y se caracteriza por la baja diversidad de la fauna bentónica y por la ausencia de organismos en simbiosis con las algas unicelulares. Se consideran isocronas en el tiempo. Se reconocen cuatro biofacies; de posición más proximal a más distal son las siguientes:

1)- Biofacies con Protuberancias de Briozoos (Orís) - Formada por briozoos de morfología redondeada o elíptica, con diámetros de unos 20 cm, en posición de vida y separadas entre sí de decímetros a metros.

2)- Biofacies de montículos de fango con briozoos (Serratosa) - Corresponde a una zona más externa que la anterior. Se caracteriza por la presencia de niveles más duros, de carácter lumaquéllico, constituidos por briozoos que forman colonias de pequeñas dimensiones, caídas pero no re TRABAJADAS. Configuran relieves positivos de talla métrica con pendientes suaves. Se interpretan como montículos de barro formados por efecto pantalla de colonias erectas de briozoos durante intervalos de sedimentación muy lenta; en los momentos de no sedimentación se desarrollan superficies intensamente colonizadas que se preservan como horizontes lumaquéllicos.

También se localizan cicatrices de avalancha en forma de cuchara.

3)- Biofacies de montículos de fango con esponjas (Santa Cecilia de Voltregà) - Fue ya descrita por Barnolas & Serra-Kiel (1983) y se caracteriza por la presencia

exclusiva de esponjas silíceas (*Pseudoguettardia*, de forma cónica estrellada; *Craticularia*, de forma cónica; *Plocoscyphia* y otras meandrospongidas, de forma lamelar laberíntica). La colonización del fondo se produjo en momentos de no sedimentación. Su formación es difícil de interpretar por la ausencia de organismos preservados que por efecto pantalla retuvieran el sedimento durante los episodios de sedimentación. Localmente, los montículos se ven truncados por capas de base irregular y espesor centimétrico constituidos por fragmentos de briozoos y de esponjas retrabajadas.

4)- Biofacies de esponjas silíceas y flujos arenosos con corales ahermatípicos (Múnter) - Los sedimentos anteriores se encuentran recubiertos por sedimentos limoso-arenosos con abundantes corales ramosos pertenecientes al orden Scleractinia y a la especie *Dendrophyllia reguanti* Álvarez & Busquets. Se interpretan como la desestabilización de fondos arenosos sobre los que se desarrollaron praderas constituidas por esos corales

2.3.14 - Calizas del Mas Blanc

Esta unidad informal fue creada por Reguant (1967) para designar al nivel "BL" formado por un amplio lentejón de caliza y arenisca que forma rellanos tabulares que caracterizan toda la zona de Sant Miquel Sesperxes-Mas Blanc hasta Bertí. Está limitado en su parte inferior y superior por la Fm. Igualada. En la serie 4 de Reguant (1967) señala que el nivel BL tiene en la base una limolita margosa amarillenta de 5,5 m que reposa sobre la Fm. Igualada; los restantes 38,5 m están formados por caliza coralina y lumaquélica con corales y *Nummulites*.

2.3.15 - Areniscas de Centelles

Reguant (1967) designa bajo este nombre al nivel BC, muy detrítico hacia el S de la Plana de Vic, donde tiene abundantes tramos de conglomerados y forma la parte inferior de los cantiles que se encuentran al W de Centelles y de Sant Martí de Centelles. Han sido estudiadas por Taberner & Santisteban (1979, 1984), Busquets *et al.* (1986). Estos materiales forman la parte de un sistema deltaico que se extiende al S de Vic hasta St. Feliu de Codines, en posición marginal con respecto al Complejo deltaico de St. Llorenç de Munt. Se distinguen las siguientes facies:

1)- Barras de boca de canal distributivo - Están compuestas por areniscas de grano grueso y conglomerados en secuencias estrato y granocrecientes con *ripples* de corriente en niveles continuos de la base, y *megaripples* y estratificación cruzada planar o *festoon* a techo. La potencia total media de esta secuencia es de 2-3 m. Fueron interpretados por Taberner & Santisteban(1979) como barras maréales.

2)- Lóbulos de frente deltaico - Se han interpretado así, los grandes cuerpos de areniscas y microconglomerados que se encuentran inferiormente y en sentido distal a los considerados como barras de boca de canal distributivo. Dichas areniscas y microconglomerados disminuyen progresivamente su granulometría hasta alcanzar el tamaño pelítico, organizados en secuencias estrato y granocreciente. En la parte proximal presentan estratificación plano-paralela que pasa a estratificación cruzada planar y convexa en la zona media y nuevamente plano-paralela o ligeramente inclinada en la

distal (Busquets *et al.*, 1986, lo interpretan respectivamente como el *top-set*, *fore-set* y *bottom-set*). Taberner & Santisteban (1979) interpretaron estos materiales como complejo de *fan-delta*.

3)- Cuerpos arrecifales asociados - Que serán tratados más abajo.

4)- Montículos de barro asociados - Están formados por calizas nodulosas (*wackestones-packstones*) de extensión lateral hectométrica y espesor de 3 o 4 m que se desarrollan sobre los lóbulos deltaicos y que posteriormente sirven de sustrato para la instalación de un parche arrecifal (Taberner & Bosence, 1995). Distinguen tres facies: (a) un núcleo de calizas nodulosas con corales; (b) niveles de calizas con corales y macroforaminíferos en el lado orientado hacia la línea de costa; (c) margas con foraminíferos que se acuñan con las dos facies anteriores. Es observable especialmente en el afloramiento del Morro de Porc (Centelles).

2.3.16 - Calizas de Colluspina

Bajo este nombre, Reguant (1967) designa el nivel "K" de calizas arenosas con tramos de areniscas y de conglomerados en su base, en los que se encuentran bancos de corales, además de nummulites en algunas zonas. La zona donde mejor pueden ser estudiadas es en la parte alta de los acantilados al W de Centelles.

Forman parte de los Complejos arrecifales de Busquets *et al.* (1986), y del epígrafe "Arrecifes coralinos" de Busquets *et al.* (1991), basándose en Santisteban & Taberner (1979, 1981, 1988), para designar los diversos arrecifes coralinos tanto de la zona de Centelles como las del N de la Plana de Vic. Estos arrecifes se desarrollaron en estrecha relación con cuerpos siliciclásticos que representan las Areniscas de Centelles. Los arrecifes barrera se desarrollaron sobre lóbulos deltaicos abandonados con una cierta consolidación. Delimitarían una zona de *lagoon*, en la que la sedimentación terrígena era contemporánea con el desarrollo de parches arrecifales.

En los primeros distinguen tres facies principales, que no siempre están presentes, de zona proximal a distal:

1)- Calizas nodulosas con corales - Constituida por nódulos carbonáticos rodeados por margas. Cada nódulo suele ser una colonia coralina; oscilan entre 5 y 50 cm de ancho y 2 y 60 cm de altura, dependiendo del tamaño de la colonia. Corresponderían al *back reef*.

2)- Calizas masivas con corales en posición de vida - Se encuentran grandes colonias en posición de vida (de hasta 80 cm de ancho por 1 m. de alto) y entre ellos se encuentra una matriz de *wackestone-packstone*. Las algas coralinas son muy frecuentes. la extensión lateral de estos cuerpos es de unos 120 m y su espesor de unos 50-60 cm. Corresponden al armazón arrecifal. La parte basal de las secuencias corresponden a la pared arrecifal (*Porites*) o a la estabilización de sustratos fangosos (*Cyathoseris castroi*). La sustitución de géneros coralinos en la vertical puede interpretarse como el registro de somerización del arrecife.

3)- Rudstones, grainstones y packstones de bioclastos - Se encuentran interdigitados con las calizas masivas con corales. En las partes proximales suelen

presentar contactos netos en la base y contactos graduales a techo. En sentido distal los cuerpos se acuñan progresivamente y entran en contacto con margas.

En las zonas proximales son *rudstones* de fragmentos de corales, rodolitos, ostreidos y otros restos esqueléticos, rodeados de *packstones-grainstones* de foraminíferos, bioclastos de rodofíceas, etc. Estos últimos predominan en las zonas distales. Se encuentran en el almacén arrecifal, *back reef* y *lagoon*.

En los parches arrecifales se reproducirían las facies anteriores, pero a menor escala y con predominio de las calizas nodulosas.

2.3.17 - Areniscas de Sant Martí Xic

Reguant (1967) denomina Caliza de Sant Martí Xic al nivel "CA" constituido por el extremo meridional de las calizas y areniscas que describió Almela (1946) en la hoja de Manlleu. Lateralmente, hacia al S, pasan a diversos niveles de margas y areniscas de cemento calizo. El nivel "G", formado por la arenisca que se extiende desde el S de Gurb hasta el N de Vespella, queda absorbido por estos materiales.

Los autores de la hoja de Vic del IGME (1983), las denominan Areniscas de St. Martí Xic, por ser aquélla la litología predominante. Los de la hoja de Manlleu del ITGE (1994), las incluyen dentro de la Fm. Vidrà (antiguo Mb. Vidrà, de Gich, 1969).

Farrés & Staid (1964) atribuyeron estos materiales al Ludicense (actualmente equivale al Priabonense inferior). Según Burbank *et al.* (1992) y Verges & Burbank (1995) mediante datos magnetoestratigráficos, estos materiales pertenecerían al Priabonense inferior (Cron 17 y 16). Son de edad Bartonense (Serra-Kiel *et al.*, 1997).

Se desarrollan sobre las Margas de la Guixa y Gurb y pasan lateralmente a las Margas de Vespella. A techo se encuentra la Fm. Artés y Fm. Berga. Barnolas *et al.* (1988) distinguen las siguientes facies:

1)- Barras transgresivas - Formadas por areniscas finas a muy gruesas, granocrecientes, formadas por un solo set de estratificación cruzada a gran escala y con base erosiva sobre los materiales infrayacentes. Son muy poco potentes. Se interpretan como el resultado de la migración hacia cuenca del material siliciclástico de la llanura deltaica, removilizado durante una fase transgresiva.

2)- Lumaquelas de macroforaminíferos - Se sitúan sobre las anteriores y son poco potentes y discontinuas. Están formadas casi exclusivamente por macroforaminíferos de plataforma abierta (*Nummulites*, *Discocyclina*, etc.). Representan un máximo transgresivo con una baja tasa de sedimentación.

3)- Arrecifes - Sobre las facies anteriores se encuentran abundantes construcciones arrecifales de dimensiones variables, desde pocos metros de espesor y anchura, hasta valores de 40 m x 1,5 Km x 4,5 Km para el arrecife de St. Bartomeu del Grau. Se desarrollan sobre la superficie de máxima inundación. Su muerte se produce por la llegada de aportes deltaicos.

Álvarez *et al.* (1994), Serra-Kiel *et al.* (1997), Alvarez *et al.* (1999) interpretan que el arrecife de la Trona se encuentra directamente sobre depósitos de lóbulo deltaico abandonado en el que, de abajo a arriba, se suceden sobre una facies bioclástica de

fragmentos de corales, foraminíferos y ostreidos. Primero corales laminares (*Cyathoseris castroi*); luego siguen corales ramosos y masivos (*Cereiphyllia tenuis*, *Actinacis cognata*); a techo se presentan calizas arrecifales más consistentes con corales (abundancia de *Actinacis cognata*) incrustados por algas coralinas rojas.

El arrecife de St. Bartomeu del Grau corresponde a la última barrera arrecifal del margen N en este sector de la cuenca, desarrollada sobre depósitos de lóbulo deltaico. Existen varias cuñas de talud, entre margas con turbiditas siliciclásticas, las cuales son controladas por las pendientes del armazón arrecifal (Busquets *et al.* 1991).

4)- Facies siliciclásticas progradacionales - Corresponden a las facies de prodelta, frente deltaico y llanura deltaica. Las facies de prodelta vienen representadas por las Margas de Vespella. Las facies de frente deltaico corresponden a barras de desembocadura de canal distributivo que se caracterizan por secuencias negativas que distalmente son más finas y bioturbadas al diluirse en el prodelta. Lateralmente, estas facies evolucionan a barras de oleaje; hacia zonas más proximales, a facies de llanura deltaica, en las que se reconocen canales distributivos, lóbulos de *crevasse* y lagunas interdelticas con niveles carbonosos y fauna salobre.

2.3.18 - Construcciones de algas coralinas y ostreidos

Esta unidad es distinguida por Busquets *et al.* (1986) y Busquets *et al.* (1991) para referirse a los desarrollos arrecifales de algas rojas que se encuentran por encima de los últimos complejos arrecifales tanto en la parte N (Molí de les Ferreres en St. Bartomeu del Grau) como en la parte S (Centelles-Colluspina, estudiadas por Travé *et al.* 1996). Generalmente, se encuentran sobre las facies de talud arrecifal y arrecife externo del arrecife barrera y aislados entre sí. También se encuentran niveles de ostreidos en posición de vida.

2.3.19 - Complejo terminal

La memoria explicativa de la hoja de Vic del IGME (1983) describe bajo este epígrafe aquellos materiales de características litológicas y significado dispar que se relacionan con la formación y relleno de la Cuenca Potásica Catalana. Según Busquets *et al.* (1986) responden a las siguientes características: (1) se disponen de forma solapante sobre las plataformas arrecifales y deltaicas previas; (2) son comunes las superficies de erosión; (3) el área de sedimentación fue mucho menor que la de los sedimentos marinos previos.

Su edad es Bartoniense superior- Priaboniense inferior? (Busquets *et al.*, 1997), aunque Taberner *et al.* (1999) los sitúan plenamente en el Priaboniense.

2.3.19.1 - Areniscas y margas

Esta unidad informal es descrita dentro del Complejo terminal, en la memoria explicativa de la hoja de Vic del IGME (1983). Son denominadas "Margas finamente laminadas" por Taberner & Santisteban (1984) y "Margas anóxicas" en Busquets *et al.* (1986), (1991).

Ofrecen un buen afloramiento en la cantera Casacoberta (St. Bartomeu del Grau).

Se disponen sobre las Margas de Vespella e inmediatamente por debajo de los Yesos de la Noguera. Se trata de un tramo de areniscas tabulares con base erosiva, con huellas de corriente, granodecrecientes y con estructuras tractivas a techo. Presentan numerosas pistas orgánicas. Su potencia total es de unos 10 m en la Noguera y 30 m en St. Bartomeu del Grau; se disponen en ciclos de 0,5 a 1 m de espesor.

Fueron depositadas en su mayoría por corrientes de turbidez, en ambientes marginales someros de una cuenca cerrada y con poca energía interna.

2.3.19.2 - Barras de oolitos y miliólidos y estromatolitos

Ha sido distinguida por Busquets (1975), Busquets *et al.* (1981), Taberner & Santisteban (1984), Busquets *et al.* (1986).

Se trata de *grainstones* que, además de oolitos, están formados por miliólidos y textuláridos que evolucionan hacia el centro del arrecife y son substituidos por una cicatriz; hacia el otro extremo son substituidos por un *algal-mat* en forma de domos, que alcanzan hasta casi 1 m de diámetro, y que incluyen progresivamente moldes de cristales de yeso.

Se interpretan como barras sedimentadas en aguas hipersalinas.

Su edad es Bartonense superior - Priabonense

2.3.19.3 - Yesos de la Noguera

Son denominados así en la memoria de la hoja de Vic del IGME (1983). Han sido estudiados por Ortí *et al.* (1984), Taberner & Santisteban (1984); Busquets *et al.* (1986). Como otros, están relacionados con los afloramientos de sales sódicas y potásicas de Súrria y Cardona.

Se disponen sobre las Areniscas y margas (apartado 2.3.19.1). Afloran en la parte más central del área de sedimentación, entre Collsuspina y Gurb. Se presentan en forma de yeso secundario que mimetiza la forma de cristales de yeso de gran tamaño y disposición radial, formando edificios semejantes a los superconos de selenitas del Messiniense (Taberner & Santisteban, 1984). En la zona de la Noguera, muestran varios niveles alternando con lutitas laminadas.

2.3.19.4 - Margas grises y Areniscas de St. Sebastià

Sobre los Yesos de la Noguera se disponen margas grises y azuladas a negras, muy características y sin fauna visible, cuya potencia no sobrepasa los 15 m. Corresponden al nivel "sH" de Reguant (1967).

Encima se disponen las llamadas Areniscas de St. Sebastià, cuyo nombre aparece en la memoria explicativa de la hoja de Vic del IGME (1983) para designar a un paquete de areniscas que forman un resalte morfológico en la Creu de Gurb, la Noguera, St. Sebastià y Muntanyola. Corresponde al nivel "H" (Areniscas de la Noguera) de Reguant (1967). Se trata de areniscas tabuladas, con cantos a techo, areniscas con *ripples* y niveles lutíticos. Forman cuerpos canaliformes con bases erosivas muy laxas, de amplio radio y que cortan cuerpos de la misma naturaleza. Su potencia no sobrepasa los 20 m. Los niveles areniscosos presentan huellas de pisadas de aves y moldes de cristales cúbicos de sal (Farrés & Staid, 1964)

Taberner & Santisteban (1984) interpretan estos materiales como asociaciones de facies fluvio-lacustres, formadas en los márgenes de la cuenca evaporítica, en la que se ha producido una emersión por desecación y quedaban expuestos periódicamente a condiciones subacuáticas.

Su edad es Bartonense terminal - Priabonense.

2.3.20 - Formación Artés

Esta formación aflora ampliamente entre Colluspina hasta más allá de Sant Boi de Lluçanès.

Reviste los mismos caracteres que los de las demás regiones: lutitas, areniscas y conglomerados rojos de origen fluvial con niveles de calizas lacustres (Muntanyola, St. Cugat de Gavadons).

2.3.21 - Ciclos sedimentarios

Dentro del Luteciense marino, Serra-Kiel *et al.* (1997) distinguen:

Primer Ciclo Sedimentario: En su parte inferior es siliciclástico y en la parte superior es carbonático. Dicha parte inferior se interpreta como facies de *lagoon* que representan la transición entre los sedimentos continentales de la Fm. Vilanova de Sau y la parte más inferior de las facies marinas lutecienses. Este ciclo es estratigráficamente equivalente a la parte inferior de la Fm. Tavertet y Fm. Girona.

Segundo Ciclo Sedimentario: Registra un aumento de profundidad. Está formado por areniscas, calizas siliclásticas y *grainstones-packstones*. La estratificación cruzada existente en las areniscas indica progradación hacia el N; son interpretadas como facies de *nearshore* con barras de *longshore* y con sedimentos aluviales retrabajados. Las capas calizas son ricas en *Nummulites* y se interpretan como barras y bancos formados en la plataforma interna. El límite superior es una capa biocalcarenítica con foraminíferos (*Alveolina*, *Orbitolites*, miliólidos), equinoideos, ostreidos y otros bivalvos, intensivamente bioturbadas y con concreciones ferruginosas a techo; representa la superficie transgresiva que corona el primer y segundo ciclo. Corresponde a la parte superior de la Fm. Tavertet y Fm. Girona.

Tercer Ciclo Sedimentario: Es principalmente una sucesión siliciclástica que registra una somerización general. Esta formada por una parte inferior margosa, interpretada como un sistema transgresivo, y una parte superior formada por margas azoicas, areniscas y conglomerados, interpretados como un sistema regresivo. La parte inferior contiene horizontes con fauna interpretados como horizontes de condensación; es equivalente a la parte inferior y media de la Fm. Coll de Malla y Fm. Banyoles.

La parte superior o sistema regresivo, se distinguen tres intervalos. El inferior formado por arcillas y margas azules azoicas se interpretan como facies de plataforma distal y prodelta y son el equivalente de la parte superior de la Fm. Coll de Malla y Fm. Banyoles. El intervalo medio esta formado por areniscas bioclásticas con *Nummulites*, interpretadas como facies de retrabajamiento en la plataforma media, entre las que se interstratifican secuencias que van desde margas a areniscas gruesas; son el equivalente de la parte baja de la Fm. Bracons. El intervalo superior esta formado por arcillas rojas,

areniscas y conglomerados interpretados como facies aluviales y fluviales, equivalentes de la Fm. Bellmunt.

Cuarto Ciclo Sedimentario: En las partes situadas más al S, está formado por una parte inferior carbonática u una parte superior siliciclástica, mientras que en partes situadas más al N, está formado por sedimentos siliciclásticos que se corresponden con la parte superior de la Fm. Bracons. Al S, empieza con capas de margas con *Nummulites puigsecensis* seguidos de packstones ricos en *Alveolina fusiformis*, sedimentos interpretados como facies de plataforma interna; estos sedimentos representan la máxima extensión de los sedimentos marinos lutecienses y pasan lateralmente a los sedimentos continentales de la Fm. Romagats.

Dentro del Bartonense marino (Taberner *et al.*, 1999, los consideran Bartonense-Priabonense):

Primer Ciclo: La base transgresiva está representada en el sector S por facies de playa (Areniscas de Seva), localizadas a techo de los materiales continentales lutecienses, a las que siguen las areniscas calcáreas agradacionales y lutitas correspondientes a las Calizas del Cerdà, correlacionables con la parte inferior de la Fm. Collbàs. En el centro y parte N, está representadas respectivamente por las *sand waves* de la Fm. Folgueroles y por las areniscas agradacionales de la parte inferior de la Fm. Puigsacalm, depositadas a techo de los sedimentos marinos lutecienses, a las que siguen margas y lutitas de la parte baja de las Margas de Vic.

El sistema regresivo está representado en el margen S por sedimentos detríticos progradantes, alternando con calizas y que constituyen la parte inferior de las Areniscas de Centelles y Calizas de Mas Blanc, correlacionables con la parte superior de la Fm. Collbàs. En la parte N, con areniscas progradantes de la parte superior de la Fm. Puigsacalm que pasan lateralmente a la parte media y superior de las Margas de Vic.

Segundo Ciclo: La parte inferior del segundo sistema transgresivo está representado en la parte central del área de Vic por margas con abundantes esponjas silíceas (Margas de la Guixa) que pasan lateralmente, hacia el N y hacia el S, a margas con briozoos y macroforaminíferos. El sistema transgresivo se completa con margas y lutitas calcáreas con abundante fauna (Margas de Gurb).

El sistema regresivo está formado en el margen S por la parte superior de las Areniscas de Centelles y Calizas de Collsuspina. En el margen N por las Calizas de Sant Martí Xic, representadas por facies deltaicas y arrecifales, correlacionables con la Fm. Tossa. Los materiales arriba señalados del margen N y S pasan lateralmente hacia el centro de la cuenca a las margas de Vespella, correlacionables con la parte superior de la Fm. Igualada. A techo del complejo deltaico arrecifal y antes de la sedimentación evaporítica de la Fm. Cardona, se encuentra un intervalo de sedimentos del Complejo Terminal que reflejan el cambio de la sedimentación continental a la marina.

2.4 - REGIÓN DE GIRONA

La situación de las unidades estratigráficas que se sintetizan a continuación, puede verse en las figs.

2.4.1 - Formación Mediona

Gich *et al.* (1967) y Gich (1969) la incluyen en la Fm. St. Martí Sacalm; Pallí (1972) lo hace dentro de la Fm. Pontils.

Aflora en la zona del Far y en los alrededores de Girona, localidad tipo del gasterópodo continental *Vidaliella gerundensis* (Vidal).

Esta formación yace sobre materiales paleozoicos. En el Far está limitada por una cuña de la Fm. Orpí; en Girona pasa lateralmente y hacia arriba a la Fm. Vilanova de Sau. Gich *et al.* (1967) y Pallí (1972) le atribuyen 32 m de potencia en el corte del Far, donde distinguen un tramo inferior de lutitas rojas y violáceas y un tramo superior de areniscas verde azuladas alternantes con lutitas y margas. También aparece hacia el N, pues fue cortada en los sondeos de St. Miquel de Campmajor-1 (25 m de potencia) y Ampurdán-2 (en las inmediaciones del Collell, en St. Miquel de Campmajor) (61 m de potencia).

La interpretación ambiental es la misma que la hecha más arriba.

Su edad es Thanetiense.

2.4.2 - Formación Orpí

Gich *et al.* (1967) la incluyen en la Fm. St. Martí Sacalm.

Aflora sólo de manera reducida en el área del Far.

Está limitado por la Fm. Mediona y por la Fm. Vilanova de Sau. Se trata de calizas arenosas y micríticas de color gris, de 3 m de potencia. Ha sido cortada en el sondeo de St. Miquel de Campmajor-1, donde presenta 81 m, y en el de Ampurdán " (el Collell, St. Miquel de Campmajor), presenta 106 m; en el de Joanetes 105 m.

Contienen miliólidos, *Orbitolites* y *Alveolina lepidula* Schwager, *Alveolina* cf. *moussoulensis* Hottinger (Hottinger, 1960).

La interpretación ambiental es la misma que la hecha más arriba.

Su edad es Ilerdiense.

2.4.3 - Formación Vilanova de Sau

Fue incluida dentro de la Fm. St. Martí Sacalm por Gich *et al.* (1967), Gich (1969) y de la Fm. Pontils por Pallí (1972).

En esta región aflora desde el Far hasta la Costa Brava.

Esta unidad yace sobre la Fm. Mediona, Fm. Orpí o directamente sobre el paleozoico. En la parte superior está limitada por la Fm. Romagats.

Su ambiente deposicional es el expresado más arriba.

Su edad va desde el Ilerdiense superior al Luteciense inferior.

2.4.4 - Formación Romagats

Fue incluida dentro de la Fm. St. Martí Sacalm por Gich *et al.* (1967), Gich (1969) y de la Fm. Pontils por Pallí (1972).

En esta región aflora desde el Far hasta la Costa Brava (Pals).

Yace sobre la Fm. Vilanova de Sau y en la parte superior está limitada por la Fm. Tavertet (Girona). Según Pallí (1972), al describir su Fm. Pontils (Vilanova de Sau más Romagats) disminuye de potencia hacia el E: en el corte del Far tiene 320 m de potencia,

en el de Sant Roc a Santa Elena, 247 m; en el de Costa Roja (St. Julià de Ramis), 110 m; en Pals, 15,5 m. Hacia el N su espesor también disminuye de potencia: en el sondeo de St. Miquel de Campmajor-1 es de 98 m y en el de Ampurdán-2, de 109 m.

2.4.5 - Formación Tavertet

Pallí (1972) la describió bajo el nombre de Fm. Girona. La sección tipo de dicha Fm. Girona se encuentra en St. Daniel. Es conocida vulgarmente como "Pedra de Girona".

En esta región aflora desde el Far hasta la Costa Brava (Pals). Por su resistencia a la erosión forma numerosos cantiles (cingleres).

Esta unidad yace sobre la Fm. Romagats. Lateralmente, hacia el N, y a techo pasa a la Fm. Banyoles. Reviste en esta región un carácter menos detrítico, con predominio de las calizas nummulíticas. A techo se encuentra una lumaquela microconglomerática con abundantes restos de fauna (macroforaminíferos, moluscos, crustáceos decápodos, equinoideos, seláceos y sirénidos). Según Pallí (1972), la potencia en St. Roc - Sta. Elena es de 124 m, 71 m en St. Daniel, 59 m en el cementerio de Girona, 121 m en Celrà y 33 m en els Masos de Pals. También han sido reconocidas en los sondeos de St. Miquel de Campmajor

Contienen entre los macroforaminíferos: *Alveolina* af. *fusiformis* Hottinger, *Alveolina stipes* Hottinger, *Nummulites verneuli* D'Archiac & Haime, *Nummulites crusafonti* Reguant & Clavell, *Nummulites tavertetensis* Reguant y Clavell, *Assilina spira* y otros (Serra-Kiel, 1984; Serra-Kiel *et al.*, 1997).

Estos materiales se depositaron en una rampa carbonatada de poca profundidad, con una fase de hundimiento generalizado representada por los materiales de la partes superior.

Su edad comprende el Luteciense inferior y medio.

2.4.6 - Formación Banyoles

Estos materiales afloran en esta región desde el Far hasta la Costa Brava (Pals). Reciben el nombre popular de "xalió". Su sección tipo se encuentra en el corte del Far, de Gich *et al.* (1967), donde actualmente recibe el nombre de Fm. Coll de Malla. Según Pallí (1972), serían los materiales lutíticos cortados por el sondeo realizado por el Servicio Geológico de Obras Públicas de 1958 al NW de Porqueres y desde este punto hasta Can Llutí, al pie del macizo de Sant Patllari.

Reposan sobre la Fm. Tavertet a la cual también pasan lateralmente. En la parte N de la Cuenca, en Banyoles, reposan sobre los Yesos de Beuda, donde fueron cortados en un sondeo (Pallí, 1972), aún más hacia el N pasa a la Fm. Vallfogona y a la Fm. Terrades. Su límite superior es la Fm. Bracons. En la zona del Far ha recibido el nombre de Coll de Malla (ver apartado 2.3.5). Está formada por lutitas y margas de color gris que hacia el N son de color más azulado. En Banyoles alcanzan su máximo espesor (entre 400 y 450 m), reduciéndose drásticamente en todas direcciones: Santa Elena (Amer), 106,5 m; Can Omedes-Montagut (St. Julià de Ramis), 271 m; Celrà, 230 m, Fonteta, 36 m, Masos de Pals, 22 m (datos de Pallí, 1972).

Contiene macroforaminíferos (*Nummulites tavertetensis* Reguant & Clavell, *N. crusafonti* Reguant & Clavell, etc.), braquiópodos, moluscos, crustáceos decápodos y equinoideos). Via (1966, 1969) sitúa en estos materiales a la "Fauna carcínica de Sarrià de

Ter" caracterizada por: *Colneptunus hungaricus* (Lorenthey), *Eocalcinus eocenicus* Via, *Typilobus boscoi* Via y *Ommatocarcinus zariquieyi* Via.

Constituye las facies distales de una secuencia de progradación deltaica, procedentes del margen pirenaico.

Esta unidad es heterócrona. La base y techo de la unidad son más antiguos en los afloramientos más septentrionales que en los afloramientos más meridionales. La presencia de *Alveolina fusiformis* y de *A. fragilis* en los más meridionales, permite situar el techo de la formación en el Luteciense superior.

2.4.7 - Formación Bracons

(Ver apartado 2.3.6). Fueron denominadas Areniscas de Sarrià de Ter por Pallí *et al.* (1972).

Aflora desde las inmediaciones del Far hasta la Costa Brava (Pals).

Yace sobre la Fm. Banyoles. A techo encuentra la Fm. Bellmunt, Fm. Rupit, Fm. Puigsacalm y Fm. Folgueroles. Su potencia en Rocacorba es de 140 m (Pallí, 1972). En la zona del Baix Empordà es difícil de evaluar, al quedar cubierta rápidamente al alcanzar el llano por terrenos neógenos y cuaternarios (21 m en els Masos de Pals, según Roqué & Pallí, 1991).

En los niveles de base de los afloramientos más meridionales contiene *Nummulites crusafonti*, *Assilina spira* y en la parte superior *Alveolina fusiformis* y *A. fragilis* (memoria explicativa de la Hoja de Banyoles del ITGE, 1994).

Su edad es Luteciense superior (si bien hacia el N alcanza el Luteciense inferior, Hoja de Banyoles del ITGE, 1994).

2.4.8 - Formación Rupit

Según los autores de la memoria explicativa de la Hoja de Banyoles del ITGE (1994) esta unidad equivaldría a parte de la Fm. Folgueroles (en la acepción de Gich *et al.*, 1967), del Mb. Puigsacalm (Gich, 1969) y Areniscas de Sarrià de Ter (Pallí *et al.*, 1972). No señalan sección tipo.

Yace sobre la Fm. Bellmunt, pasa lateralmente a la Fm. Bracons. Su límite superior es la Fm. Folgueroles. Se trata de areniscas frecuentemente rojizas con abundantes fragmentos bioclásticos, abundante glauconita. Forma secuencias granocrecientes que hacia el W de Rocacorba muestran abundantes estratificaciones cruzadas. Su espesor aumenta de N a S, al contrario que la Fm. Bracons. En Rocacorba tiene cerca de 90 m y en el corte del Far 70 m.

2.4.9 - Formación Bellmunt

(Ver apartado 2.3.7). Aflora en Rocacorba, donde tiene un espesor de 27 m (Pallí, 1972). Yace sobre la Fm. Bracons; a techo encuentra la Fm. Rupit.

2.4.10 - Formación Folgueroles

(Ver apartado 2.3.9). Según los autores de la hoja de Banyoles del ITGE (1994) aflora desde el corte de Rocacorba hacia el W, con una potencia oscilando entre 40 y 60 m. Pallí (1972) las asimiló dentro de su Mb. Puigsacalm de la Fm. Rocacorba.

2.4.11 - Formación Puigsacalm

(Ver apartado 2.3.8)

Afloran en la Serra del Corb y de Finestres y en Rocacorba. En el Baix Empordà existen algunos afloramientos aislados que tienen como techo la Fm. Igualada y asimiladas (Monells, Vullpellac, etc., Pallí, 1972).

Yace sobre la Fm. Folgueroles. Está formada por areniscas calcáreas y microconglomerados en secuencias granocrecientes y estratocrecientes. Según los autores de la hoja de Banyoles del ITGE (1994); en Rocacorba está formada por varias secuencias granocrecientes cuya potencia oscila entre los 15 y 50 m. Cada una de estas secuencias constituye un gran cuerpo con megaestratificación cruzada que progresa hacia el WSW e interpretado como barras (probablemente *tidal sands banks*) desarrolladas frontalmente a la desembocadura de un *fan-delta* progradante. El espesor de esta unidad es ligeramente superior a 200 m (Serra del Corb, Finestres y Rocacorba); en el Far no sobrepasa 50 m (hoja de Banyoles del ITGE, 1994).

Esta unidad es interpretada como el resultado de la denudación de materiales mesozoicos de los mantos superiores de la vertiente surpirenaica (Montgrí y Bac de Grillera).

Su edad es Bartonense inferior.

2.4.12 - Formación Igualada

En esta región yace sobre la Fm. Puigsacalm. Esta formada por lutitas grises que, con seguridad, afloran en la Bòbila Llena (Forallac) (Pallí, 1972). Pero lo que los autores asimilan a la Fm. Igualada, en realidad, son facies detríticas, predominantemente arenosas, análogas a las Areniscas de Centelles y Areniscas de Sant Martí Xic, de tipo deltaico, hecho señalado por Barnolas (1984). Afloran en el Coll d'En Bas; de manera dispersa y con afloramientos de superficie reducida en puntos del Baix Empordà (ver Pallí, 1972) y que, a techo, encuentran materiales continentales rojos asimilados a la Fm. Artés. En Coll d'En Bas, según Pallí (1972), tienen una potencia de 334 m, y en Ullastret, más de 237 m.

Su edad es Bartonense.

2.4.13 - Calizas de Coll d'Uria y otras asimiladas

Son equivalentes a la Fm. Tossa y otras análogas. Las que afloran en el Coll d'Uria y que corta la carretera de Olot a Vic, recibieron de Pallí (1972) este nombre con la categoría de miembro, dentro de la Fm. Tossa. Yacen sobre areniscas grises contemporáneas a dicha Fm. Tossa; a techo reposan materiales continentales que fueron atribuidos a la Fm. Artés. Están formadas por calizas masivas de aspecto noduloso, con abundantes restos de corales y algas rojas. Su potencia en ese punto es de 90 m.

En otros lugares del Baix Empordà, existen pequeños parches de calizas arrecifales con intercalaciones lutíticas y que reposan sobre areniscas, cuyo aspecto es muy parecido, pero más reducido en extensión, que los que afloran en el Eoceno superior de Vic.

Su edad es Bartonense superior.

2.4.14 - Formación Artés

Pallí (1972) atribuye a esta formación todos los materiales rojos continentales que afloran por encima de la Fm. Igualada y de las Calizas de Coll d'Uria. Afloran de manera dispersa en la zona del Coll d'Uria y en el Baix Empordà (Ullastret y Montgrí). Están formados por lutitas, con intercalaciones de areniscas y conglomerados rojos. Según dicho autor, afloran 180 m de esta unidad bajo el manto de corrimiento del Massís de Montgrí.

En comparación con las que afloran en otros lugares de la cuenca, se atribuyen al Eoceno superior.

2.4.15 - Ciclos Sedimentarios

Como Área del Empordà, Serra-Kiel *et al.* (1997) señalan para el Luteciense marino los siguientes ciclos:

Primer y Segundo Ciclo Sedimentario (no han podido diferenciarse ambos ciclos): Una parte inferior es siliciclástica y una superior es carbonática. En la parte SE se interpretan como facies continentales y de playa. A techo, se encuentra un intervalo biocalcarenítico bioturbado y con concreciones ferruginosas, interpretados como nivel de condensación que representa el contacto entre el Segundo y Tercer ciclo. En el área de Pals se desarrolla un paleokarst encima del intervalo calizo, sobre el que se depositan areniscas arcósicas atribuidas al Primer Ciclo Bartonense.

Tercer Ciclo Sedimentario: Esta formado mayoritariamente por margas. El sistema transgresivo abundan los Nummulites y se interpreta como bancos desarrollados en la plataforma interna. El sistema regresivo está formado por calizas con margas ricas en ostras y por calizas bioclásticas. Se interpretan depositados en una plataforma protegida, pero con aportes siliciclásticos.

Cuarto Ciclo Sedimentario: Está formado en la base por sedimentos carbonatados, que representan el sistema transgresivo, y a techo por materiales siliciclásticos, que representan el sistema regresivo y se hallan en contacto con el Primer Ciclo Bartonense. Los primeros se interpretan depositados en una plataforma protegida.