

Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno: cuenca de antepaís surpirenaica)

Miguel López Blanco

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

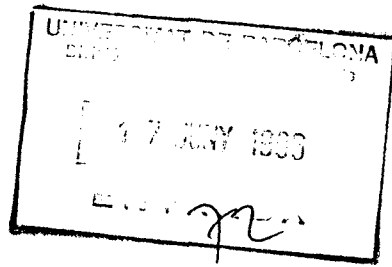
ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



UNIVERSITAT DE BARCELONA

Departament de Geologia Dinàmica,
Geofísica i Paleontologia



Facultat de Geologia
Zona Universitària de Pedralbes
Tel. 402 13 76
Fax 402 13 40
08071 Barcelona

ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL DE SISTEMAS DELTAICOS EN CUENCAS DE ANTEPAIS: EJEMPLOS DE SANT LLORENÇ DEL MUNT, MONTSERRAT Y RODA (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirenaica)

Memoria realizada por Miguel LÓPEZ BLANCO en el Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia de la Facultat de Geologia de la Universidad de Barcelona, dirigida por los doctores Mariano Marzo Carpio, del mencionado departamento y Luís Pomar Goma del Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears, para optar al grado de Doctor en Geología.

Barcelona, Junio de 1996

Los directores:

Mariano Marzo Carpio

Luis Pomar Goma

El doctorando, Miguel López Blanco

PARTE II

CAPITULO II:

SANT LLORENÇ DEL MUNT

Y

MONTSERRAT

1) SITUACION GEOGRAFICA

Los complejos de Sant Llorenç del Munt y Montserrat se sitúan en la provincia de Barcelona, a unos 30 kilómetros al NW de su capital (figura. S.1) y a caballo entre las unidades orográficas de la Cadena Prelitoral y la Depresión Central Catalana.

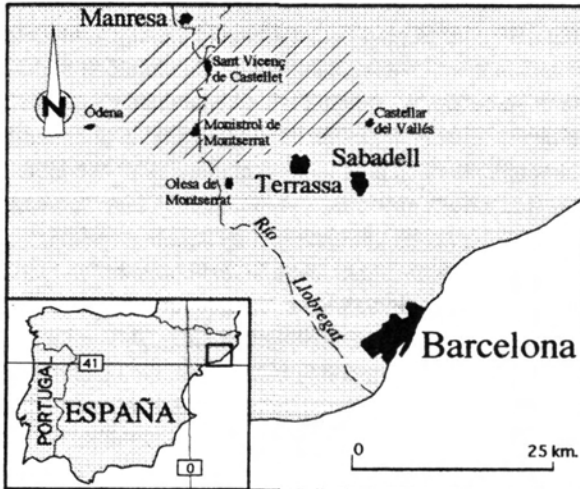


Figura S.1) Mapa de situación general del área estudiada.
General Location map of the study area.

La zona estudiada ocupa aproximadamente unos 270 kilómetros cuadrados limitados, al sur por la depresión del Vallès-Penedès entre Castellar del Vallés y Esparraguera; al oeste por una línea que uniría Collbató con el tunel del

Bruc, Maians y Sant Salvador de Guardiola; el límite norte sería una línea E-W que pasaría al sur de Manresa, al norte del Pont de Vilomara, al sur de Rocafort, al norte de Mura y al sur de Granera; el límite este pasaría ligeramente al este de Sant Llorenç Savall, llegando hacia el sur hasta Castellar del Vallés (figura S.2).

2) ENCUADRE GEOLOGICO

2.1) TECTONICA REGIONAL

En el sector nor-oriental de la Península Ibérica existe una superposición de varias unidades estructurales cenozoicas que afectan tanto al zócalo hercínico como a la cobertera sedimentaria en la que se encuentran depósitos de edades comprendidas entre el Pérmico y el Mioceno (Roca y Guimerà, 1992).

La deposición durante el Mesozoico, asociada a la apertura del océano Atlántico (Vergès, 1993), tuvo lugar en cuencas intracratónicas extensionales (Alvaro *et al.*, 1979), como el "brazo" pirenaico (Puigdefàbregas y Souquet, 1986), el "brazo" ibérico (Alonso *et al.*, 1982; Guiraud y Seguret, 1985) y el "Thetys" occidental (Salas, 1987; Roca, 1992), que estaban delimitados por fallas de zócalo (Esteban y Robles, 1976; Anadón *et al.*, 1979).

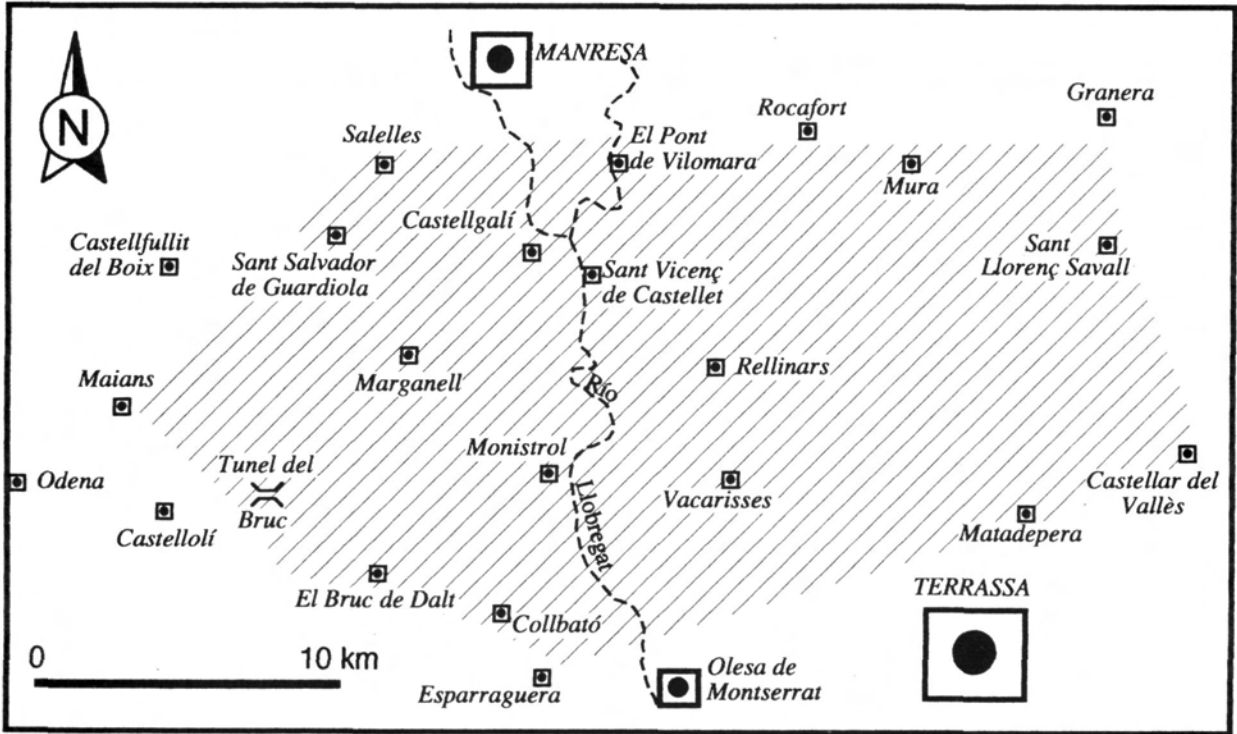


Figura S.2) Mapa local de situación del área estudiada.
Detailed Location map of the study area.

Desde el Paleógeno al Mioceno inferior este área fue sometida a un régimen compresivo, relacionado con la convergencia y colisión entre las placas Ibérica y Eurasiática (Guimerà 1984). Esta compresión N-S produjo la formación de los Pirineos, la Cadena Ibérica y las Cadenas Costeras Catalanas (figuras S.3 y S.4), donde la inversión tectónica de fallas mesozoicas (o anteriores) dió lugar al desarrollo de sistemas de cabalgamientos y fallas de desgarre de tipo levógiro (en las Cadenas Costeras Catalanas), que en la mayoría de los casos recuperaron el salto normal desarrollado durante el Mesozoico (Roca y Guimerà, 1992).

Durante el Mioceno se desarrollan esfuerzos de compresión y extensión en la zona oriental de la placa Ibérica. La actividad extensional generalizada estuvo relacionada con el salto del límite entre Iberia y Eurasia (formación de los Pirineos) a Iberia-Africa (formación de la cordillera Bética) (Roest y Srivastava, 1991) (figura S.4). El dominio catalán, en el que se encuentra la zona estudiada, se caracteriza por una tectónica extensional iniciada durante el Oligoceno superior, que persiste en todo el Neógeno. Durante este período extensional se produce la inversión de algunas de las fallas compresionales y de desgarre desarrolladas en el Paleógeno (Fontboté, 1954; Anadón *et al.*, 1985a).

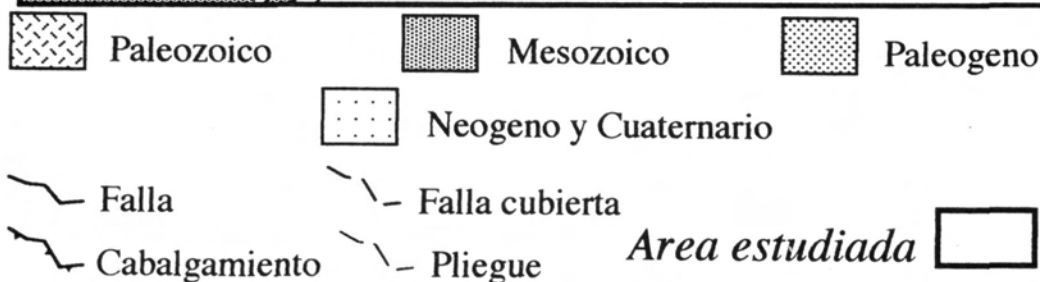
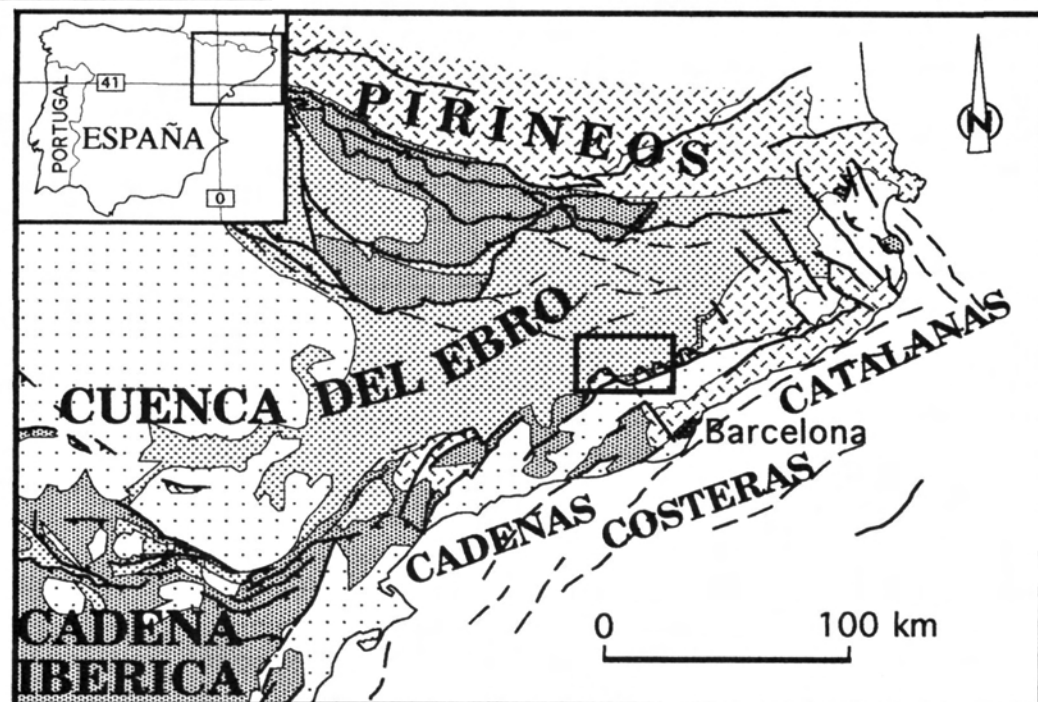


Figura S.3) Mapa de situación geológica del area estudiada en el NE de la Península Ibérica.
Geologicsetting of the study area in the NE of the Iberian Peninsula.



Figura S.4) Mapa geológico del Mediterráneo occidental con la situación de las principales cadenas alpinas, cuencas de antepaís y cuencas de rift.
Geological map of the western Mediterranean area with the location of the main alpine chains, foreland and rift basins.

El margen catalán muestra una estructura de "horsts" y "grabens" bien desarrollada, en relación con la reactivación de fallas de desgarre paleógenas de orientación NE-SW y ENE-WSW que afectan tanto al zócalo hercínico como a la cobertera mesozoica

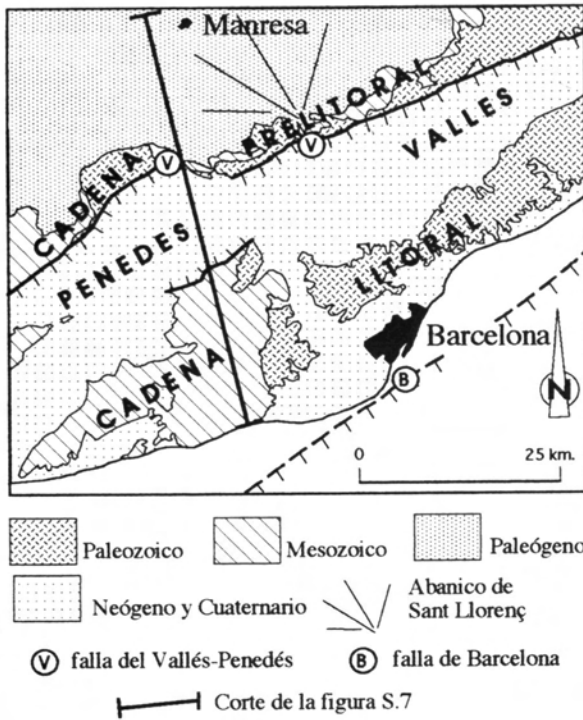


Figura S.5) Mapa geológico de las Cadenas Costeras Catalanas en los alrededores de la zona estudiada.
Geological map of the Catalan Coastal Ranges on the surroundings of the study area.

(Anadón et al., 1985b.; Bartrina et al., 1992). Debido a esta reactivación de las fallas paleógenas durante el neógeno, la estructura paleógena original de las Cadenas Costeras Catalanas o del "macizo catalán" ha sido obliterada, y hoy en día solo es observable en unidades tectónicas elevadas relativamente como las cadenas Litoral y Prelitoral (figuras S.5 y S.6).

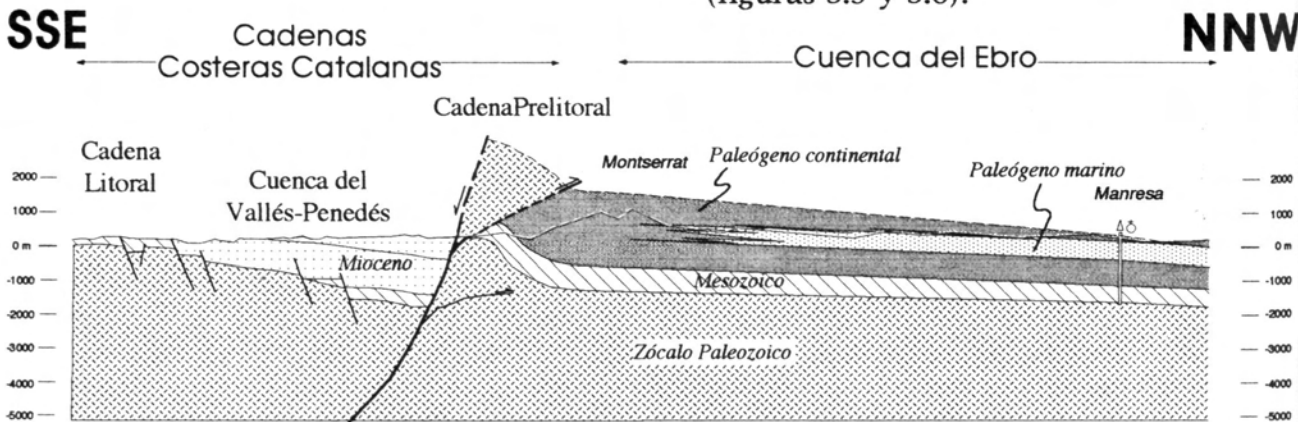


Figura S.6) Corte geológico de las Cadenas Costeras Catalanas y los depósitos estudiados del margen de la cuenca del Ebro (a partir de datos de Vergés (1993), Bartrina et al. (1992) y propios).

Cross section of the Catalan Coastal Ranges and the studied deposits of the Ebro basin margin.

La estructura de las Cadenas Costeras Catalanas se caracteriza por una serie de fallas de zócalo que han jugado durante el Paleozoico (Anadón et al., 1985a) y Mesozoico (Esteban y Robles, 1976), y se han reactivado durante el Terciario (Fontboté, 1954; Anadón et al., 1985a; Guimerà, 1988). El sistema principal de fracturas de las Cadenas Costeras Catalanas es un conjunto de fallas de zócalo y cobertera orientadas de NE a SW. Estas fracturas generalmente buzanan al SE y han dado lugar a un sistema bien desarrollado de "horsts" y "grabens" (Bartrina et al., 1992) orientados paralelamente a la costa mediterránea actual (Figuras S.3, S.4, S.5 y S.6).



Figura S.7 Localización de las principales fallas de las Cadenas Costeras Catalanas y los principales abanicos aluviales terciarios del margen de la cuenca del Ebro.
Sketch map of the main faults of the Catalan Coastal Ranges and their relation with the tertiary alluvial fans of the Ebro basin margin.

En las cercanías del área estudiada se pueden distinguir dos bloques elevados (cadenas litoral y Prelitoral) separados por uno intermedio deprimido (cuenca del Vallés-Penedés). Estas unidades estructurales están relacionadas con dos fallas lístricas extensionales mayores orientadas de NE a SW (fallas del Vallés-Penedés y de Barcelona) (figuras S.5 y S.6).

El "horst" del Garraf-Montnegre (Cadena Litoral) es un bloque tectónico relativamente elevado que presenta una estructura interna de "horsts" y "grabens". Esta unidad está limitada al SE por la falla de Barcelona, que tiene un salto vertical de unos 6 km (Roca y Guimerà, 1992) y separa la Cadena Litoral del "graben" de Barcelona. Esta cadena está formada principalmente por rocas del zócalo (áreas del Montnegre y Collserola) y de la cobertera mesozoica (Garraf).

El "semigraben" del Vallés-Penedés es un bloque tectónico hundido, limitado al NW por la falla del Vallés-Penedés (figuras S.5 y S.6). Esta estructura tiene un salto vertical de unos 4 km y es una falla lístrica mayor (Roca y Guimerà, 1992). El margen SE de este bloque hundido está relacionado con una serie de fallas normales menores (que buzan hacia el NW y muestran saltos del orden de 100 m, y máximos de 1 km) que lo separan del bloque del Garraf-Montnegre. Este semigraben ha funcionado como una cuenca sedimentaria, rellenándose durante el Neógeno.

Al noroeste de la falla del Vallés-Penedés se localiza un área que no ha sido afectada significativamente por la estructuración extensional neógena

(figuras S.5 y S.6). Justo al NW de esta falla podemos distinguir dos unidades estructurales desarrolladas durante el período compresivo (transpresivo) paleógeno, la Cadena Prelitoral y la cuenca del Ebro.

La Cadena Prelitoral es un bloque tectónico elevado, situado entre dos cuencas sedimentarias, la cuenca del Ebro (paleógena) al NW y la cuenca del Vallés-Penedés (neógena) al SE (figuras S.5 y S.6). Esta cadena se caracteriza por una serie de fallas de zócalo, casi verticales que constituyen un sistema "én-echelon" con una orientación media NE-SW (figura S.7). Se reconocen tres fallas principales Vallés-Penedés, El Camp y Pandols-Cavalls-El Montsant) que se relevan sucesivamente de NE a SW. Las zonas de deformación son estrechas y están asociadas a estas fallas, mientras que los bloques situados entre éstas sufrieron una deformación menos importante (Guimerà, 1988). Las fallas tuvieron un movimiento levógiro durante el Paleógeno y cuando estuvieron sometidas a condiciones de tipo transpresivo (relacionadas con una compresión regional N-S), generaron una serie de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el NW (Anadón *et al.*, 1985a; Guimerà, 1988) que involucran materiales del Paleozoico, Mesozoico y Terciario. Las evidencias del movimiento de desgarre de estas fallas principales son (Anadón *et al.*, 1985a):

- 1) estrías horizontales en planos de falla de orden kilométrico;
- 2) la existencia de bloques elipsoidales de venas de cuarzo dentro de la salbanda de falla del Vallés-Penedés, con orientación subvertical y estrías casi horizontales;
- 3) la presencia de pliegues "én-echelon" "left-stepping" en la cobertera sedimentaria del anticlinorio de Cavalls-Pandols, coherentes con un movimiento levógiro en profundidad;
- 4) En la Zona de Enlace (zona entre la Cadena Ibérica y las Cadenas Costeras Catalanas) el cambio de orientación de los pliegues y cabalgamientos de bajo ángulo cuando éstos se encuentran con las fallas mayores de la zona sur de las Cadenas Costeras Catalanas. Dicho cambio de orientación se puede explicar como el resultado de un movimiento levógiro en las fallas de zócalo mayores.

En el area estudiada, la falla paleógena principal es la del Vallés-Penedés. Debido a su ángulo de 65° respecto a la compresión paleógena regional, esta falla estuvo sometida a unas condiciones de tipo transpresivo que dieron lugar a un movimiento convergente entre los dos bloques separados por la misma (Anadón *et al.*, 1985a; Guimerà, 1988).

2.2) EL MARGEN SE DE LA CUENCA DEL EBRO

Los complejos estudiados se hallan adosados al margen SE de la Cuenca del Ebro. En este apartado se describirá la estratigrafía (litoestratigrafía y

cronoestratigrafía) del Paleógeno del area; la estructura de la Cadena prelitoral Catalana, que determina la existencia de dicho margen; la evolución tectonosedimentaria de la zona, así como la historia de la subsidencia en este margen de la Cuenca del Ebro.

2.2.1) ESTRATIGRAFIA REGIONAL DEL PALEOGENO DE MONTSERRAT Y SANT LLORENÇ DEL MUNT

1) LITOESTRATIGRAFÍA

Los complejos estudiados (Montserrat y Sant Llorenç del Munt) se localizan en el margen SE de la cuenca del Ebro, cuenca terciaria limitada por tres cadenas montañosas (los Pirineos al N, la Cadena Ibérica al SW y las Cadenas Costeras Catalanas al SE) (figura S.3). Según Anadón *et al.* (1985a), el margen SE de la cuenca del Ebro estuvo controlado durante el Paleógeno por una serie de fallas de zócalo direccionales (figura S.7) que levantaron los bloques situados al SE de las mismas, desarrollando estructuras de pliegues y cabalgamientos bajo condiciones de tipo transpresivo.

El levantamiento de los bloques SE y su erosión produjo la formación de un sistema de abanicos aluviales que, tras la transgresión biarritziense, evolucionaron a abanicos costeros. Éstos funcionaron como tales hasta el Priaboniense medio/superior, ya que a partir de aquel momento la cuenca del Ebro dejó de ser marina y pasó a ser una cuenca continental endorreica.

La litoestratigrafía del margen SE de la cuenca del Ebro en el area de estudio se resume en la figura S.8, modificada de Anadón *et al.* 1985b. La sucesión paleógena comienza con los depósitos arenosos y arcillosos con paleosuelos de la Formación Mediona, depositados en llanuras aluviales y ambientes lacustres y palustres. Tras la Formación Mediona la sucesión varía en diferentes sectores de la cuenca. En la zona situada al NE de la escama de Els Brucs (figura S.8) destaca la presencia de una serie de depósitos conglomeráticos y brechosos de abanico aluvial proximal, representados por las Formaciones conglomeráticas de Montserrat, Sant Llorenç del Munt y El Cairat entre otras. La orla aluvial distal está constituida por arcillas rojas con intercalaciones conglomeráticas, arenosas y lacustres, representada por las Formaciones de Areniscas de La Salut (Anadón, 1978a), Artés (Ferrer, 1971) y las facies de Vacarisses y Sant Llorenç Savall (Anadón, 1978a) entre otras.

Entre el Biarritziense y el Priaboniense medio/superior, estos abanicos y su orla distal, pasan lateralmente hacia el interior de la cuenca a depósitos marinos pertenecientes al Grupo Santa María (Pallí, 1972). Dentro del Grupo Santamaría se pueden diferenciar las formaciones Collbás y Centelles, de origen

Figura S.8) Esquema lito y cronoestratigráfico del Paleógeno del sector central del margen SE de la cuenca del Ebro. 1) depósitos aluviales proximales; 2) Brechas aluviales constituidas por cantos de procedencia mesozoica; 3) Brechas aluviales constituidas por cantos de procedencia paleozoica; 4) depósitos aluviales distales y fluviales; 5) depósitos aluviales distales, lacustres y fluviales; 6) depósitos de frente deltaico; 7) depósitos de "nearshore"; 8) margas de "offshore" y prodelta; 9) plataforma carbonática; 10) evaporitas; 11) olistolitos; 12) vacío erosional por discordancia; 13) cubierto por cabalgamiento, 14) escamas cabalgantes (1=els Brucs, 2=Pedritxes, 3=Can Sallent, 4) Bigues).

Lithostratigraphy and chronostratigraphy of the Paleogene at the central SE margin of the Ebro basin. 1) proximal alluvial fan; 2) mesozoic-derived alluvial breccias; 3) paleozoic-derived alluvial breccias; 4) distal alluvial fan and fluvial deposits; 5) distal alluvial fan, lacustrine and fluvial deposits; 6) delta front; 7) nearshore; 8) offshore and prodelta; 9) carbonate platform; 10) evaporites; 11) olistoliths; 12) erosional vacuum; 13) covered by thrust sheets, 14) thrust sheets (1=els Brucs, 2=Pedritxes, 3=Can Sallent, 4) Bigues).

costero; de Igualada ("offshore") y Tossa (arrecifal) (Ferrer, 1971, Pallí, 1972). En zonas centrales de la cuenca, el paso de condiciones marinas a continentales en el Priaboniense viene marcado por sedimentación de tipo evaporítico (Formaciones de Yesos de Ódena y Sales de Cardona) (Figura S.8).

En el sector de Igualada, al SW de la escama de Els Brucs, la sedimentación paleógena se caracteriza por depósitos de granulometría más fina y de carácter más distal que los del área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt. Así, en la zona de Igualada sobre la Formación Mediona y previamente a los depósitos marinos del Grupo Santa María (Bartoniense), existe otra intercalación marina representada por los carbonatos de plataforma somera de la Formación Orpí (Ferrer, 1971) a los que se superponen los depósitos continentales y de transición (lacustres, lagunares, llanuras lutíticas y abanicos aluviales distales) del Grupo Pontils (Formación Pontils de Ferrer, 1971).

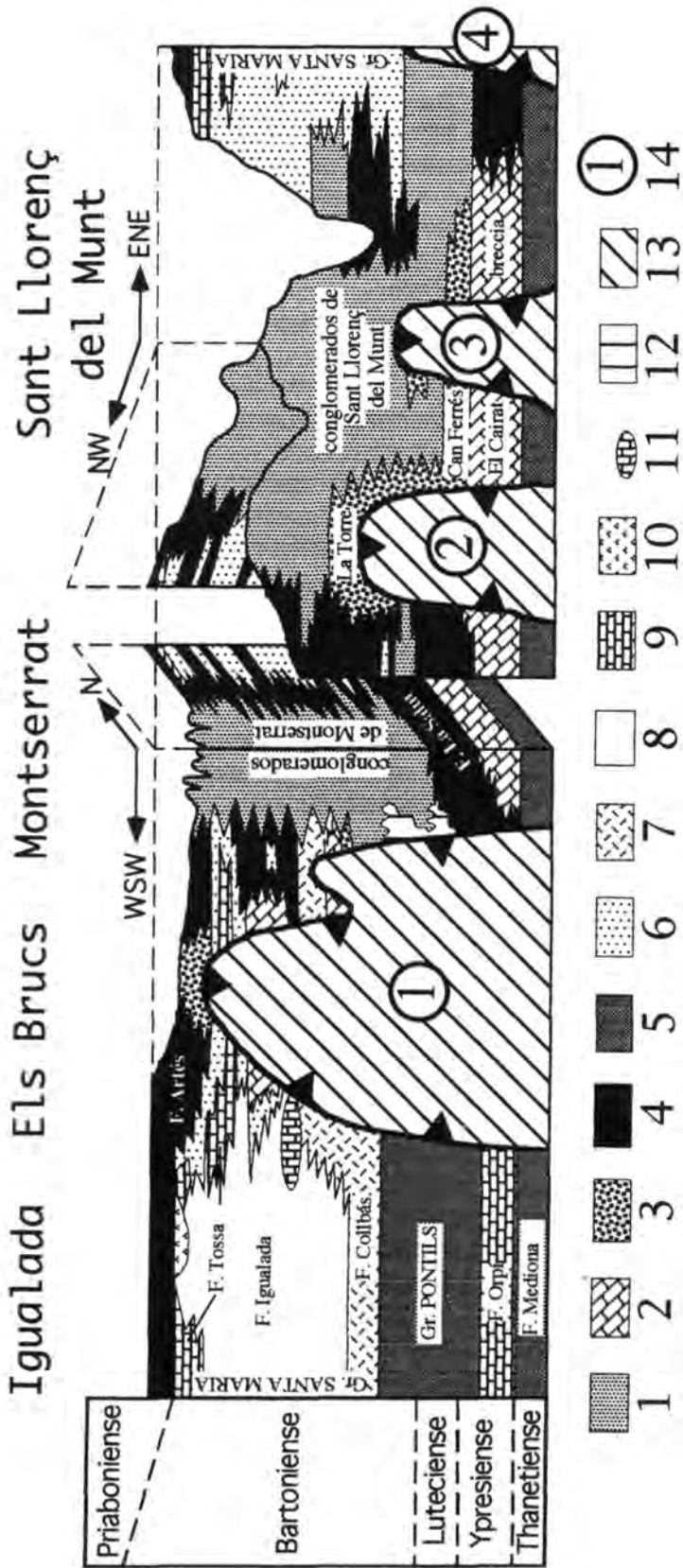
2) CRONOESTRATIGRAFIA

La datación de los depósitos paleógenos de las proximidades de la zona estudiada ha sido objeto de numerosos trabajos durante los últimos 25 años (Ferrer, 1971; Rosell *et al.*, 1973; Anadón, 1978a; Anadón y Feist, 1981; Serra-Kiel, 1981 y 1982, Anadón *et al.*, 1983; Serra-Kiel y Travé, 1995; Vergés y Burbank, 1996; López Blanco *et al.*, en prensa).

La Formación Mediona se caracteriza por presentar restos de *Vidaliella gerundensis*, que junto a las especies de carófitas descritas por Anadón (1978a) y Anadón y Feist (1981), dan una edad de Paleoceno superior o Thanetiense para esta unidad (Anadón y Marzo, 1986).

La edad de la Formación Cairat es imprecisa, ya que no existe registro fósil. Anadón (1978a) indica una posible edad post-Thanetiense superior-Ilerdiense inferior para esta unidad.

La Formación Areniscas de La Salut presentan restos de *Maedleriella lavocati* (Ilerdiense/Biarritziense) y *Melanopsis dubiosa* (Luteciense). Por la



escasez de contenido fósil es difícil aventurar la edad de la formación. Anadón (1978a) indica una edad Cuisiense-Luteciense, basándose en los escasos restos citados de gasterópodos y carófitas y la posición de esta formación con respecto a otras más fácilmente datables.

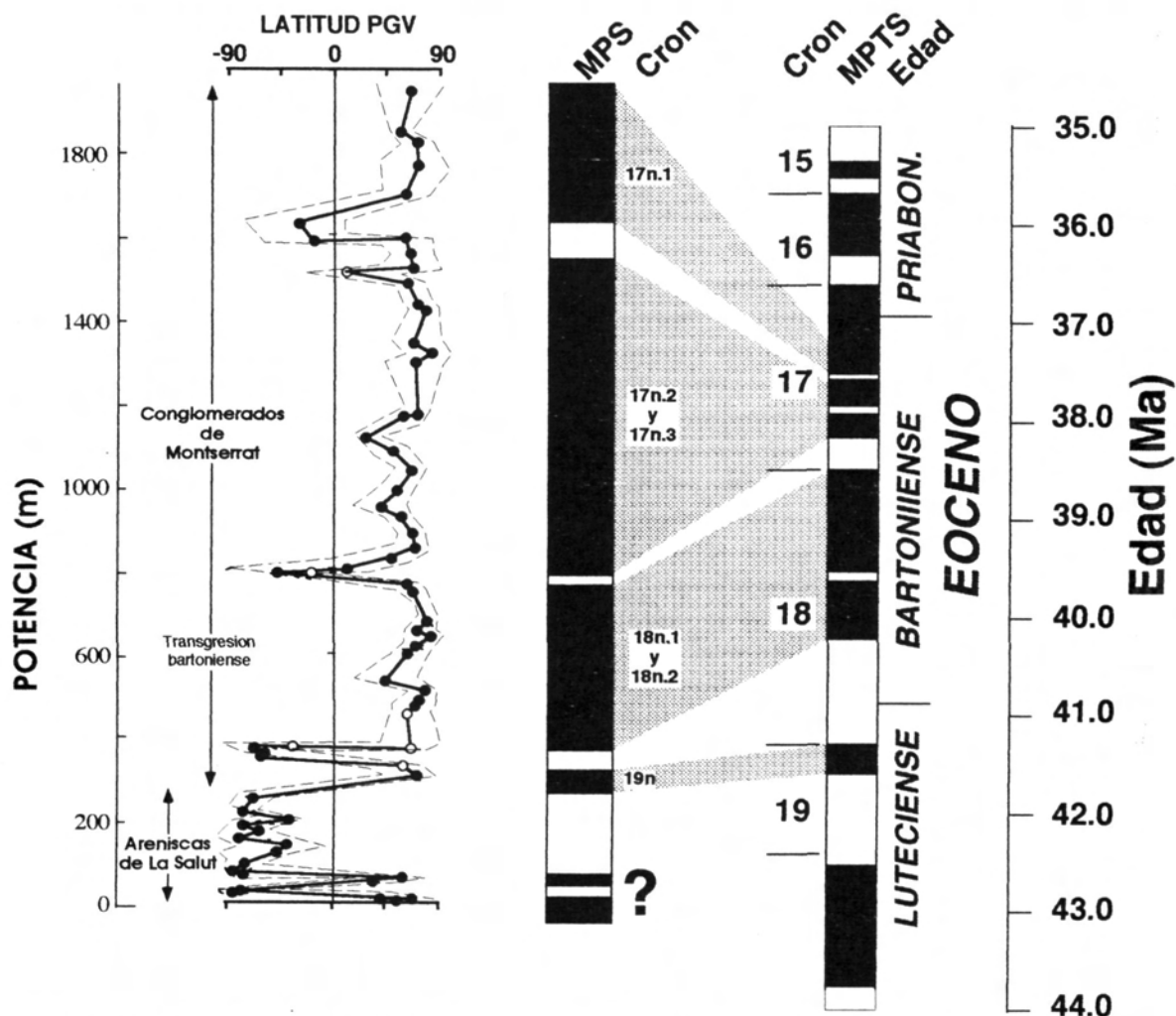


Figura S.9) Correlación de la sucesión magnetoestratigráfica de Montserrat con la escala de tiempo de polaridad magnética (Cande y Kent, 1992).
Magnetic polarity stratigraphy for the Montserrat section and correlation with the magnetic polarity time scale (Cande & Kent, 1992).

La edad de los Conglomerados de Montserrat es esencialmente Bartoniense, edad deducida de su tránsito lateral a los depósitos marinos del Grupo Santa María, datados a partir de foraminíferos y estudios magnetoestratigráficos (Serra-Kiel y Travé, 1995; Vergés y Burbank, 1996). Tras la medida del espesor estratigráfico de los depósitos aluviales distales equivalentes a los Conglomerados de Montserrat al W de dicha montaña, se ha podido determinar, casi con toda certeza, que los niveles más altos de la serie conglomerática de Montserrat se hallan estratigráficamente por debajo del nivel de las evaporitas de Odena y Cardona.

Una cronología más detallada de la sucesión se deduce del estudio magnetoestratigráfico realizado a partir de la serie realizada por Burbank y colaboradores (López Blanco *et al.*, en prensa). Tras el muestreo de la sucesión de Montserrat entre el techo de las brechas del Cairat y los niveles conglomeráticos más altos de la zona occidental de la montaña de Montserrat, se determinaron 11 magnetozonas, definidas por dos o más estaciones e similar polaridad (figura S.9).

La correlación entre la escala de polaridad magnética y la escala temporal de polaridad magnética global de Cande y Kent (1992) se ha realizado en base a:

- 1) la fauna de Nummulites asociada a la cuña marina de Monistrol;
- 2) la correlación de ciertos niveles con otros datados bio- y magnetoestratigráficamente en áreas próximas (Igalada y Vic, Serra-Kiel y Travé, 1995)

- 3) la ubicación cronoestratigráfica de las evaporitas de Cardona (situadas estratigráficamente por encima de la serie realizada) en la mitad superior del cron 17.1 (Burbank *et al.*, 1992; Vergés y Burbank, 1996).

A partir de estos datos, la correlación más razonable entre la escala local y escala magnética temporal global de Cande y Kent (1992), sitúa la base de los Conglomerados de Montserrat en la base del cron 19n, y el techo de la sección en la mitad inferior del cron 17.1 (figura S.9).

Debido a la imprecisión bioestratigráfica a la hora de datar las formaciones paleógenas infrayacentes a los Conglomerados de Montserrat (La Salut, El Cairat y Mediona), no se ha podido realizar una correlación precisa de la escala magnetoestratigráfica obtenida con la escala de Cande y Kent (1992).

2.2.2) TECTONICA DEL MARGEN DE LA CUENCA (CADENA PRELITORAL)

Este trabajo se ciñe a los complejos paleógenos de Sant Llorenç del Munt y Montserrat, depositados cerca del margen SE de la cuenca del Ebro, por lo que también se estudiará la estructura contractiva paleógena de la Cadena Prelitoral en las proximidades de éstos.

En su zona central, la Cadena Prelitoral presenta una estructura paleógena caracterizada por la presencia de un cabalgamiento mayor (Cabalgamiento Prelitoral) que separa unos materiales alóctonos de otros autóctonos y parautóctonos que han sufrido una diferente deformación (figuras S.10 y S.11). Este cabalgamiento, que corta las estructuras compresivas desarrolladas en el parautóctono, se presenta delimitando una serie de escamas (figura S.10). Excepto en la zona situada al S de Montserrat (donde buza hacia el SW), el Cabalgamiento Prelitoral buza hacia el SSE. El movimiento de este cabalgamiento fué hacia el NW-NNW, aproximadamente perpendicular a

la falla del Vallès-Penedès (Guimerà, 1988). Analizando pliegues y dúplexes sigmoidales de escala métrica que afectan a materiales paleógenos situados justo por debajo del plano de cabalgamiento mayor se han deducido algunos desplazamientos locales hacia el WNW. Estos desplazamientos podrán estar ligados a una presunta geometría irregular de estos cabalgamientos.

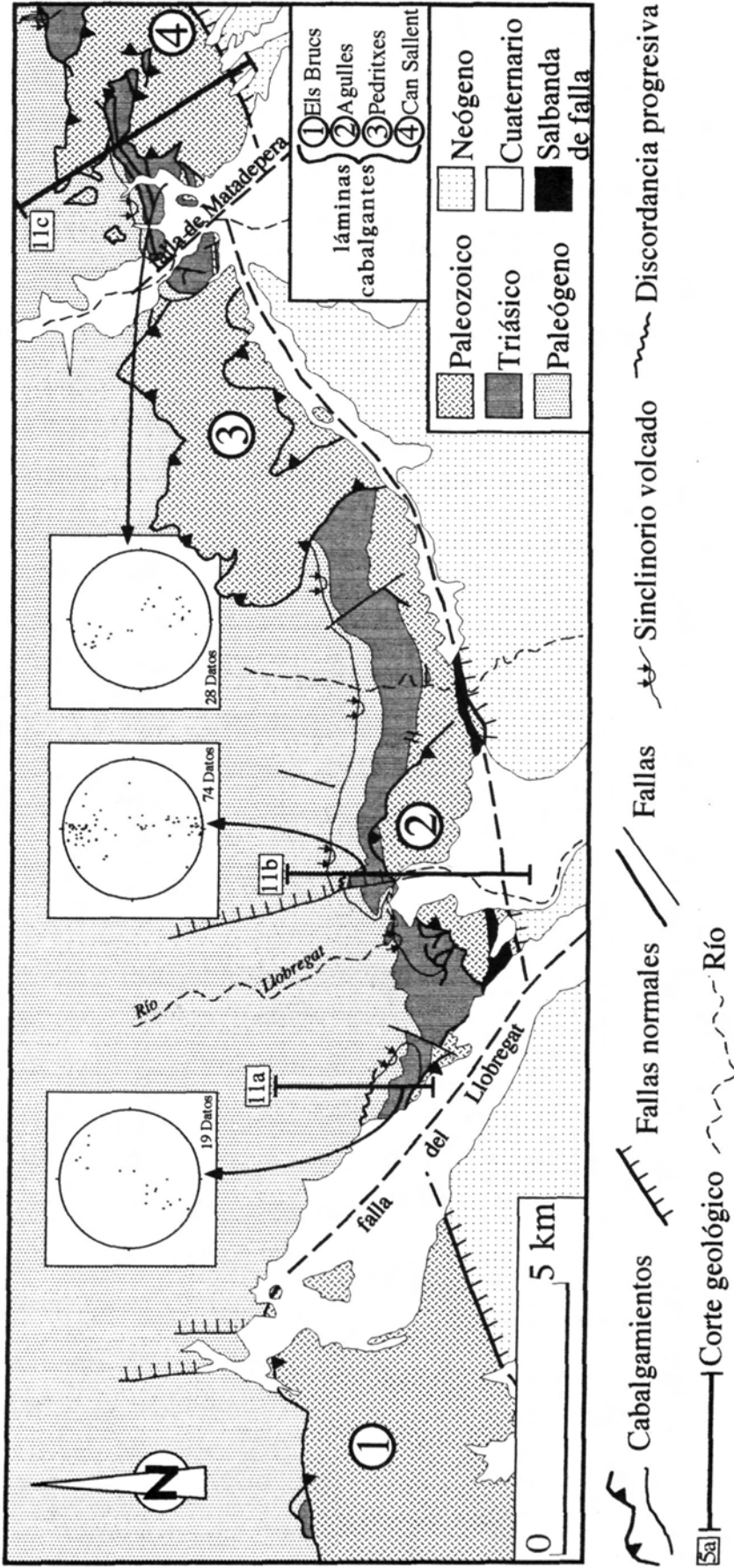
1) ESTRUCTURA DEL AUTÓCTONO Y PARAUTÓCTONO

La estructural del bloque inferior del Cabalgamiento Prelitoral se caracteriza por un gran pliegue sinclinal y por una secuencia de cabalgamientos (secuencia de cabalgamientos inicial) que determinan la existencia de materiales parautoctonos.

La sucesión triásica en la Cadena Prelitoral se compone de cuatro unidades estratigráficas principales (Buntsandstein, Muschelkalk inferior (M1), medio (M2) y superior (M3)). El Buntsandstein y Muschelkalk medio están formados esencialmente por arcillas rojas que engloban algunos niveles de areniscas y evaporitas, mientras que el Muschelkalk inferior y el superior están constituidos principalmente por calizas y dolomías. Debido a esta alternancia entre paquetes plásticos (Buntsandstein y M2) y competentes (M1 y M3), la estructura interna de la serie triásica en la Cadena Prelitoral puede llegar a ser bastante compleja. En algunas áreas se han reconocido estructuras de plegamiento y cabalgamientos (secuencia de cabalgamientos inicial) relacionados con superficies de despegue desarrolladas dentro de los materiales triásicos. Gran parte de estas estructuras son previas a la formación del sinclinorio ya que se encuentran afectadas por éste (López-Blanco, 1994) aunque pueden haber sido reactivadas posteriormente durante el plegamiento.

La secuencia de cabalgamientos inicial ha sido estudiada en detalle en la zona de Matadepera (López-Blanco, 1994) (figura S.11 c). Estos cabalgamientos han sido descritos en el flanco caudal del sinclinorio, encontrándose los principales niveles de despegue en el Buntsandstein y Muschelkalk medio. Algunos de estos cabalgamientos también involucran materiales del zócalo paleozoico y del Paleógeno inferior. La mayoría de estas estructuras muestran una vergencia N-NW, sin embargo, también han sido descritos retrocabalgamientos con vergencia opuesta. En general esta serie de cabalgamientos muestra una disposición en forma de apilamiento antiformal, donde los cabalgamientos superiores están progresivamente más basculados hacia el NW (figura S.11c).

Figura S.10 Mapa geológico y estructural de la Cadena Prelitoral Catalana entre la lámina de Els Brucs y la lámina de Can Sallent (a partir de datos propios, Ubach (1990) e IGME (1975a y b).
Structural and geologic map of the Prelitoral Range between "els Brucs" and "Can Sallent" thrust sheets.



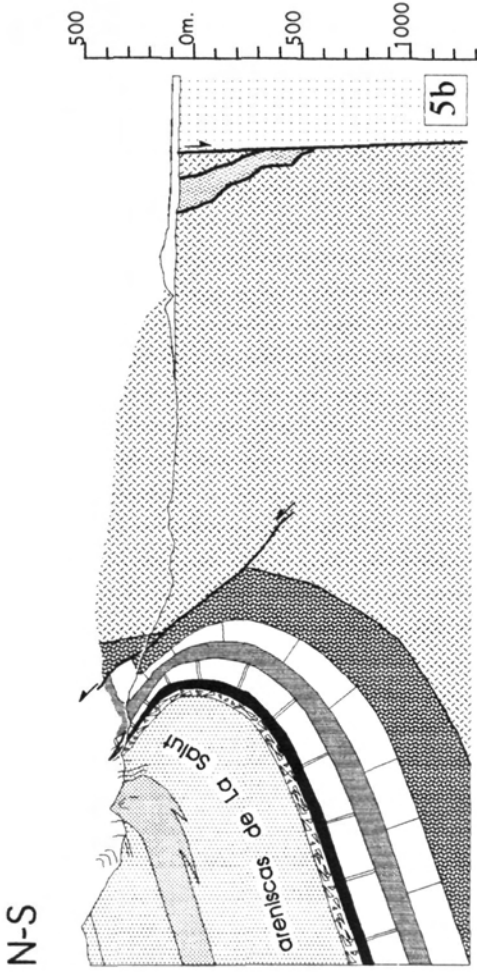
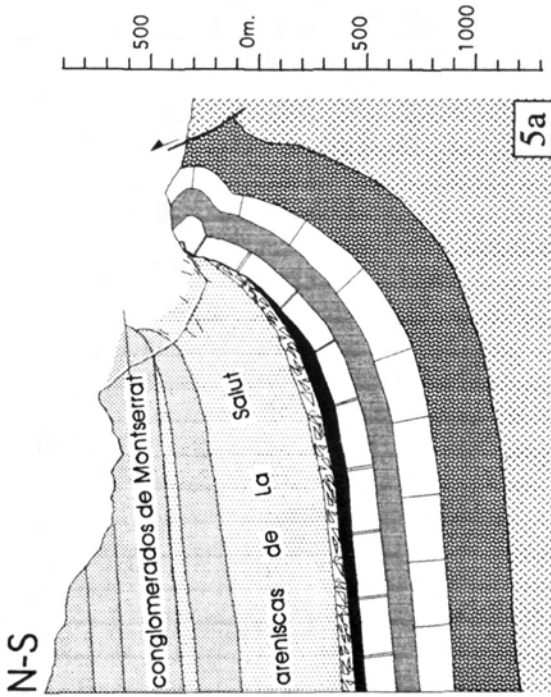
El acortamiento horizontal calculado asociado a estos cabalgamientos es de unos 2,5 Km en la zona de Matadepera (López Blanco, 1994) (figura S.11 c).

El sinclinorio se puede reconocer a lo largo de toda la zona estudiada aunque, en algunas zonas éste está cubierto por láminas cabalgantes alóctonas (escamas de Els Brucs, Les Pedritxes y Can Sallent). Este sinclinorio afecta materiales del zócalo paleozoico, de la cobertera triásica y del Paleógeno (hasta el Bartonense inferior) (figura S.11). Esta estructura, a pesar de pertenecer a la Cadena Prelitoral, se puede considerar también como parte de la Cuenca del Ebro ya que las capas afectadas por este sinclinorio se pueden seguir hacia la cuenca sin solución de continuidad alguna. Este pliegue tiene un eje con una orientación variable, de una tendencia general entre ENE-WSW y E-W. Al W del río Llobregat su orientación cambia progresivamente hasta llegar a SE-NW (figura S.10). Este cambio de orientación puede estar relacionado con el movimiento de la falla transversal del Llobregat. Los dos flancos del pliegue están bien desarrollados y muestra una superficie axial cóncava que buza hacia el sur. El flanco caudal (o corto) del sinclinorio se halla frecuentemente invertido y puede mostrar una reducción en la potencia de las series, tanto mesozoicas como terciarias (más de un 50% en la zona del Llobregat (figuras S.11 a y S.11 b). Parte del adelgazamiento en los materiales paleógenos está relacionado a discordancias progresivas locales generadas por un plegamiento activo coetáneamente con la deposición. La existencia de adelgazamiento en la serie mesozoica, junto con la mayor tectonización del flanco caudal del sinclinorio, lleva a pensar en la existencia de un importante adelgazamiento de tipo tectónico para este flanco. La alternancia de paquetes con diferente competencia dentro de la serie mesozoica puede haber ayudado al adelgazamiento de las series en el flanco caudal del sinclinorio. La geometría de apilamiento antiformal mostrada por la secuencia de cabalgamientos inicial indica que la formación del sinclinorio fue parcialmente coetánea con la formación de estos cabalgamientos.

El acortamiento horizontal calculado, asociado al crecimiento de este sinclinorio (y su anticlinorio supuestamente asociado) es de unos 1,8 km en la sección de La Puda (figura S.11 b).

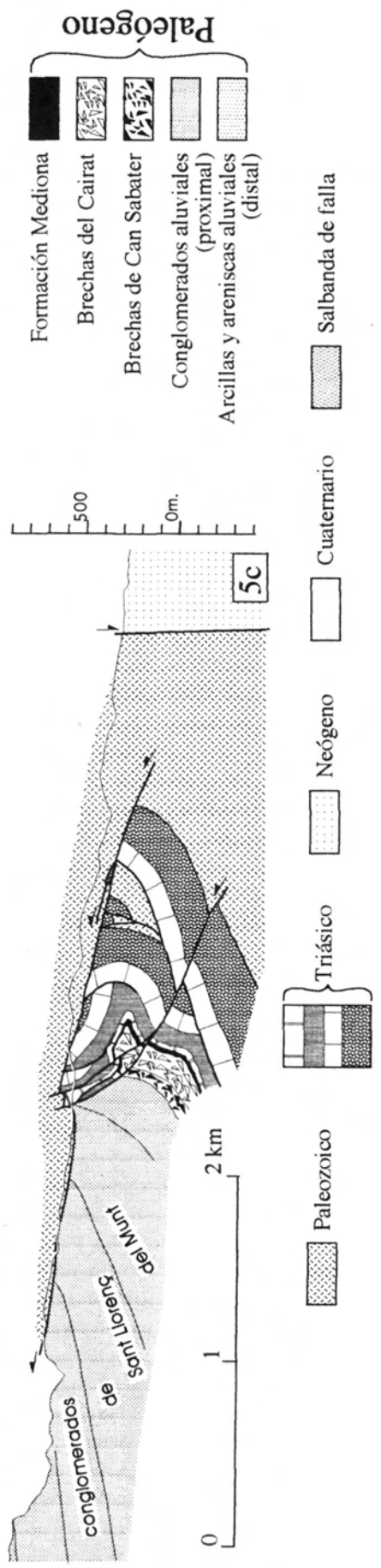
Figura S.11) Cortes de la Cadena Prelitoral Catalana en las proximidades de la zona estudiada. **a)** transversal de Collbató-Montserrat; **b)** transversal de Olesa-La Puda-Sant Salvador de les Espases; **c)** transversal de Matadepera-Sant Llorenç del Munt.

Cross-sections of the Prelitoral Range and the Ebro basin margin. a) Collbató-Montserrat section; b) Olesa-La Puda-Sant Salvador de les Espases section; c) Matadepera-Sant Llorenç del Munt section.



5a

5b



La intensa deformación descrita desaparece rápidamente hacia el NW (cuenca del Ebro), donde el relleno paleógeno y el substrato mesozoico y paleozoico están ligeramente basculados y sólo afectados por fallas subverticales y diaclasas subverticales y de direcciones entre NNW-SSE y NNE-SSW. Algunas de estas fallas muestran saltos verticales destacables (cerca de 100 m en la falla de Can Massana, al W de Montserrat y alrededor de 200 m en la falla del Coll de les Bruixes, al E de Montserrat).

2) ESTRUCTURA DEL ALÓCTONO

En la porción estudiada de la Cadena Prelitoral se han distinguido cuatro escamas cabalgantes principales (Els Bruçs, Agulles, Les Pedritxes y Can Sallent) (figura S.10) situadas sobre el Cabalgamiento Prelitoral. Estas escamas cabalgantes están constituidas casi en su totalidad por rocas del zócalo paleozoico, aunque en algunas ocasiones excepcionales también incluyen materiales de la cobertera triásica. El Buntsandstein aflora discordante sobre el zócalo en el sector norte de la escama de Agulles (figura S.11 b). Otros afloramientos triásicos, como el "horse" de Roques Blanques al NE de la escama de Els Bruçs (figura S.10) y el "horse" de Can Sallent entre las dos láminas cabalgantes principales que constituyen la escama de Can Sallent (figuras S.10 y S.11 c), son "horses" relacionados con los cabalgamientos principales.

Estas escamas cabalgantes situadas sobre el Cabalgamiento Prelitoral cubren áreas relativamente extensas (más de 70 Km²) y cortan la estructura sinclinal previamente descrita así como los cabalgamientos que afectan a la cobertera triásica en el parautóctono. Las escamas cabalgantes no son simples ya que dentro presentan una estructura interna afectada por una serie de cabalgamientos que buzan hacia el SW al igual el Cabalgamiento Prelitoral y se entroncan en él, por lo que se presume que su movimiento ha sido en un sentido similar (N-NW). Limitadas por estos cabalgamientos, dentro de las escamas principales se han diferenciado una serie de subescamas; tres en la de Les Pedritxes (Ubach, 1990) y otras tres en la de Can Sallent (Ubach, 1990 y López-Blanco, 1994) (figuras S.10 y S.11 c).

El alóctono de la Cadena Prelitoral también está afectado por una zona de falla direccional orientada ENE-WSW y dos fallas dexas orientadas NW-SE (fallas de Matadepera y del Llobregat, figura S.10) que no continúan hacia el parautóctono y autóctono de la cuenca del Ebro.

Próxima a la falla del Vallés se ha descrito una extensa zona de salbanda de falla vertical (Fig. S.10 y S.11b) que se ha relacionado con una importante zona de falla de tipo direccional. Esta zona muestra una importante foliación, bandeado litológico y facetas estriadas que indican una importante componente

de desgarre en el movimiento de la falla o las fallas que la generaron (Julià y Santanach, 1984). Esta salbanda de falla muestra diferentes movimientos en diferentes áreas. Así, al este de la escama cabalgante de Els Brucs, al NE de Esparreguera, el movimiento es de tipo inverso-dextrógiro, mientras que en la zona de Ribes Blaves, al E de la escama de Agulles, el movimiento es de tipo levógiro (Julià y Santanach, 1984). Esta salbanda de falla se habría formado por una deformación progresiva relacionada con la coalescencia de diferentes movimientos relativos en la misma superficie o área durante la estructuración de la cadena. Esta salbanda de falla afecta más que nada a rocas del zócalo paleozoico, aunque también involucra puntualmente materiales del Triásico (Buntsandstein).

Debido a encontrarse cubiertas por depósitos cuaternarios, las fallas dexas de dirección NW-SE son casi invisibles. Sin embargo, su presencia y movimiento de tipo dextro se deduce de: a) la orientación anómala (NW-SE) del Cabalgamiento Prelitoral y del sinclinorio al S de Montserrat; b) el desplazamiento dextro del Cabalgamiento Prelitoral a lo largo de dichas zonas; c) los desplazamientos horizontales hallados en la falla neógena del Vallès-Penedès (cerca de 3 Km en la falla del Llobregat y alrededor de 1 Km en la de Matadepera); y d) el desarrollo de fallas neógenas con direcciones anómalas NW-SE. Los dos últimos puntos son importantes ya que, como se mencionó previamente, las fallas neógenas resultan de la inversión negativa de las estructuras paleógenas previas. Debido a su orientación (más o menos paralela a la dirección de transporte del Cabalgamiento Prelitoral), su desarrollo exclusivo en el bloque superior de dicho cabalgamiento y su movimiento direccional, estas fallas transversales NW-SE se han interpretado como rampas laterales o "tear faults" del Cabalgamiento Prelitoral.

3) ACORTAMIENTO

Las estructuras descritas anteriormente revelan que la deformación de este sector de la Cadena Prelitoral está relacionada con un cabalgamiento mayor orientado ENE-WSW, que fue emplazado hacia el noroeste, sincrónicamente con el movimiento direccional senestro de fallas subverticales de dirección ENE-WSW, localizadas en el bloque superior de éste. Esta estructura compleja es consistente con el desarrollo de una cadena transpresiva orientada ENE-WSW durante la deformación paleógena convergente N-S del NW de la Península Ibérica.

La cantidad de desplazamiento senestro producido por las fallas ENE-WSW es una incógnita, al no existir ninguna referencia clara a ambos lados de la falla. Por el contrario, el acortamiento mínimo horizontal de dirección NNW-SSE

relacionado con los pliegues y cabalgamientos orientados ENE-WSW sí ha podido ser determinado a partir de los mapas y cortes que se muestran en las figuras S.10 y S.11 El acortamiento calculado es de unos 8 km. De estos, 3,7 km pertenecen al Cabalgamiento Prelitoral, 2,5 a la secuencia de cabalgamientos inicial, y 1,8 al sinclinal (y su supuesto anticlinal asociado).

2.2.3) RELACIONES TECTONICA-SEDIMENTACION Y CRONOLOGIA DE LAS ESTRUCTURAS

Tras el estudio de las relaciones existentes entre las diferentes estructuras y entre éstas y los depósitos paleógenos de la cuenca del Ebro se ha determinado la secuencia estructural y cronología de las deformaciones en este margen. Se han determinado tres episodios principales relacionadas con las estructuras compresivas más importantes.

La sucesión paleógena comienza con los depósitos de la Formación Mediona, probablemente depositados en unas condiciones tectónicas relativamente tranquilas (Anadón y Marzo, 1986).

Sobre la Formación Mediona se depositó la Formación de Brechas del Cairat (Ypresiense?), a partir de pequeños abanicos aluviales con áreas fuente excavadas en materiales triásicos. El depósito de esta formación marca el inicio de la actividad tectónica, la diferenciación del margen de la cuenca (Anadón y Marzo, 1986) y el desmantelamiento de la cobertera triásica. Estos depósitos estarían relacionados con la secuencia de cabalgamiento inicial que principalmente afecta a materiales de la cobertera triásica (figura S.12 a y b).

El techo de las Brechas del Cairat es brusco e indica un cambio en las condiciones (tectónicas y sedimentarias) tanto en la zona de Montserrat como en Sant Llorenç del Munt.

En el area de Montserrat, tras la Formación Cairat, se depositaron las areniscas y lutitas rojas de la Formación de Areniscas de La Salut (Cuisiense-Luteciense?). Estos materiales aluviales muestran una secuencia granocreciente marcada por un enriquecimiento en conglomerados poligénicos hacia los niveles superiores, gradando a los conglomerados del complejo de abanico costero de Montserrat (Bartoniense).

Toda la sección paleógena hasta la segunda unidad conglomerática de Montserrat incluida (Bartoniense inferior) está afectada por el sinclinal, desarrollando discordancias progresivas relacionadas con el crecimiento sinsedimentario del pliegue (figura S.11a y b). Éstas afectan a los Conglomerados de Montserrat (y quizás a las Areniscas de La Salut) (Anadon, 1978a; Anadon et al., 1985b, Marzo y Anadon, 1988). Así, el sinclinorio se desarrolló durante el Bartoniense inferior y probablemente el Luteciense.

El Cabalgamiento Prelitoral corta el sinclinal y y los Conglomerados de Montserrat hasta las unidades más altas del Bartonense. La sincronía entre la sedimentación de la mayor parte de los conglomerados del abanico costero de Montserrat y el emplazamiento de la escama de Els Brucs (Cabalgamiento Prelitoral) queda patente por la presencia de brechas sedimentarias adosadas al cabalgamiento y lateralmente equivalentes a los Conglomerados de Montserrat (figura S.8).

En la zona de Sant Llorenç del Munt, el techo de las Brechas del Cairat viene marcado por un cambio abrupto a depósitos de brechas casi exclusivamente constituidas por clastos derivados del zócalo paleozoico (Niveles de Can Sabater; figura S.8), que indican la emergencia y erosión de rocas del zócalo debido a un estadio más desarrollado de los cabalgamientos de la secuencia inicial (figura S.12c). Sobre los niveles de Can Sabater, la sucesión paleógena se caracteriza por los conglomerados poligénicos del abanico aluvial y costero de Sant Llorenç del Munt (Luteciense-Bartonense).

El sinclinorio afecta a la Formación Cairat, los niveles de Can Sabater y el tramo basal se los conglomerados de Sant Llorenç del Munt (figura S.11c). El sinclinal se habrá generado principalmente durante los episodios iniciales de la deposición del los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt (Bartonense inferior), aunque en parte puede haber sido generado por el apilamiento de diferentes escamas cabalgantes durante la secuencia de cabalgamientos inicial.

El Cabalgamiento Prelitoral corta la secuencia de cabalgamientos inicial, las brechas del Cairat, los niveles de Can Sabater, los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt y el sinclinorio (figura S.11c). La mayor parte de los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt (quizás exceptuando los niveles más bajos en la serie) pueden ser claramente considerados como depósitos sintectónicos relacionados con la actividad del Cabalgamiento Prelitoral, ya que éstos gradan lateralmente y hacia el margen de la cuenca a brechas constituidas por clastos provenientes del zócalo paleozoico (Brechas de Can Ferrés y La Torre) interpretadas como depósitos de cono de deyección adosados al escarpe de falla producido por el Cabalgamiento Prelitoral (figuras S.8 y S.12e, f).

A modo de resumen se puede concluir que se diferencian tres episodios en la evolución de la parte central del margen SE de la cuenca del Ebro.

1) **Secuencia de cabalgamientos inicial** (Ypresiense-Luteciense inferior?). Este episodio registra el inicio de la deformación y el desarrollo de una serie de pequeños abanicos aluviales desarrollados al pie de un margen de cuenca recién creado. La secuencia de desmantelamiento registra la erosión de la cobertera triásica (Brechas del Cairat) y la posterior emersión de materiales del zócalo (niveles de Can Sabater).

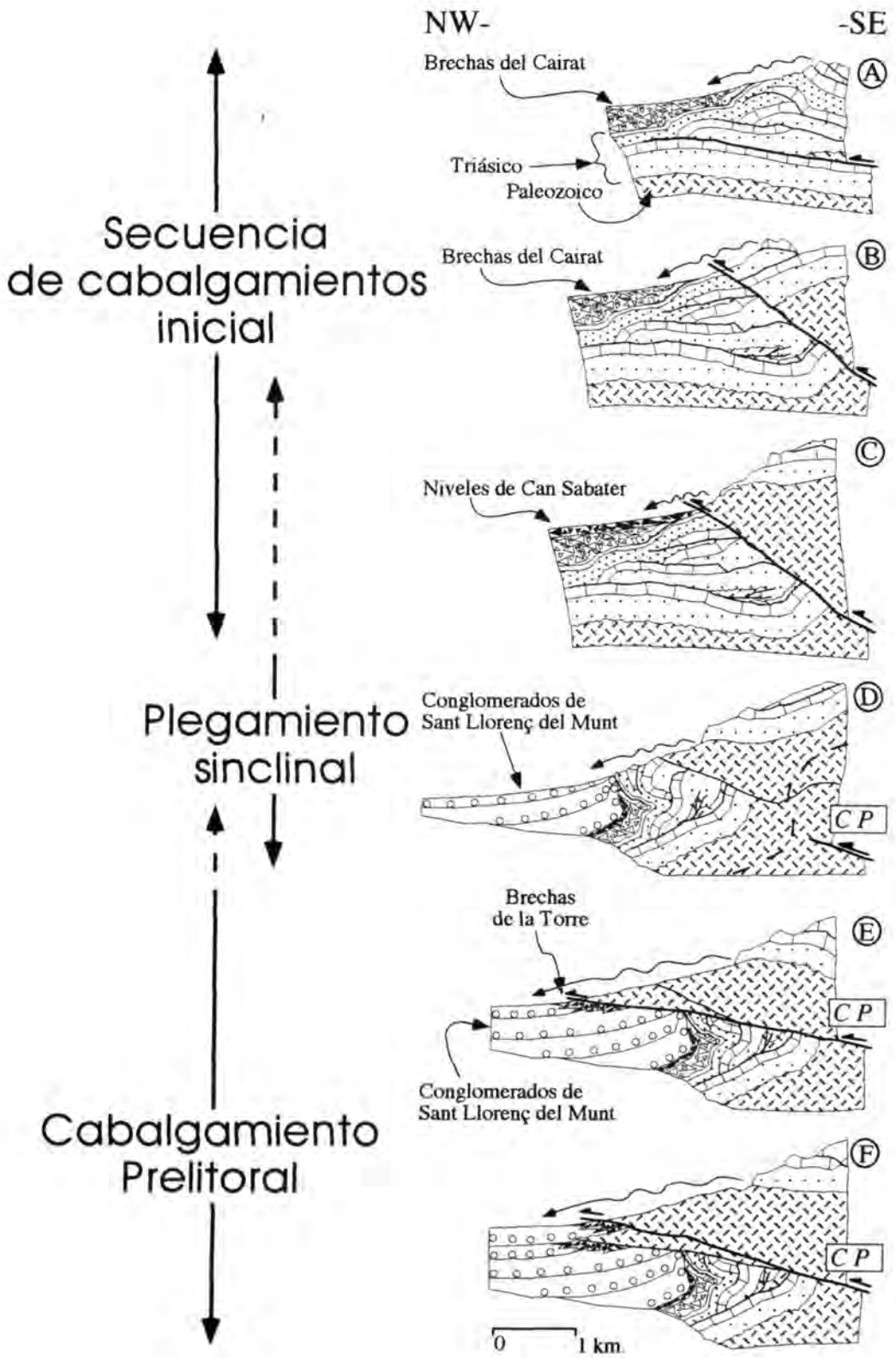


Figura S.12) Cronología de las estructuras de la Cadena Prelitoral.
 Chronology of the Prelitoral Range structures.

2) Plegamiento (Luteciense?-Bartoniense inferior). Producto del apilamiento antiformal de escamas cabalgantes y/o de un mecanismo de plegamiento de propagación de falla. Este episodio, en parte tuvo lugar sincrónicamente con la deposición de las unidades conglomeráticas inferiores de Montserrat y Sant Llorenç del Munt, dando lugar al desarrollo de discordancias progresivas. La naturaleza poligénica de los conglomerados de ambos sistemas, así como la de los hallados en la Formación La Salut, indican el desmantelamiento del zócalo paleozoico y la cobertera mesozoica en las antiguas Cadenas Costeras Catalanas y, por lo tanto, un "crecimiento" del area de drenaje en relación con los del episodio anterior.

3) Emplazamiento del Cabalgamiento Prelitoral (Bartoniense). El inicio de la actividad de este cabalgamiento fue esencialmente coetánea con la "transgresión Biarritziense" y el subsecuente desarrollo de los abanicos costeros de Sant Llorenç del Munt y Montserrat. La localización de los cañones o canales que alimentaban ambos abanicos pudo estar controlado por las dos fallas transversales (Llobregat y Matadepera) interpretadas como rampas laterales del Cabalgamiento Prelitoral (figura S.10).

2.2.4) HISTORIA DE LA SUBSIDENCIA

Basado en los datos magnetoestratigráficos anteriormente citados, se ha construido un diagrama de historia de subsidencia (figura S.13 a y b) y otro de tasas de subsidencia total y tectónica (figura S.14) para la sucesión de Montserrat. Debido a la falta de un control cronoestratigráfico preciso de los depósitos continentales (formaciones Mediona, El Cairat, y La Salut) depositados previamente a los primeros depósitos marinos bartonienses, la fiabilidad del diagrama de subsidencia para el Ypresiense y la mayor parte del Luteciense es baja. Sin embargo, a pesar de esta inerteza, las figuras S.13 y S.14 muestran que el inicio de la deposición de los Conglomerados de Montserrat aproximadamente se corresponde con un incremento en la tasa de subsidencia tectónica, que se correlaciona con los últimos episodios de formación del sinclinal y el inicio del emplazamiento del Cabalgamiento Prelitoral (ver sección previa). Por otra parte, las mismas figuras muestra que tanto la tasa de sedimentación como la de subsidencia total tienden a incrementarse a lo largo del período estudiado. La evolución de la subsidencia total refleja el incremento progresivo de la carga sedimentaria inducida por la acumulación de los depósitos del complejo de abanico costero de Montserrat. Este prisma sedimentario muestra a largo plazo (~4,4 Ma) una tasa media de sedimentación mínima de ~330 m/Ma. Sin embargo, las tasas de sedimentación a corto plazo son muy variables (figura S.14). Las variaciones relacionadas con magnetozonas relativamente poco potentes (>50

Figura S.13) Diagrama de la historia de la subsidencia en el que se muestran valores de subsidencia total (compactada y sin compactar), subsidencia tectónica (máximos y mínimos), variaciones del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987) y las unidades estratigráficas del complejo de Montserrat. *Subsidence history diagram showing compacted and uncompacted total subsidence values, maximum and minimum tectonic subsidence values, sea level changes (Haq et al., 1987) and stratigraphic units of the Montserrat complex.*

m) se pueden atribuir a un muestreo irregular y a la variabilidad probabilística de la acumulación de sedimentos en la superficie de abanicos (Mc Rae, 1990). Las variaciones en las tasas representadas por las magnetozonas mayores representarían cambios en la tasa de sedimentación a largo plazo.

2.3) PALEOCLIMATOLOGIA DE LA ZONA DURANTE EL BARTONIENSE

Uno de los trabajos generales más detallados sobre variaciones climáticas (temperatura de las aguas marinas) durante el Paleógeno son los de Zachos *et al.* (1993 y 1994), basados en datos de isótopos de Carbono y Oxígeno tomados de foraminíferos bentónicos. En el gráfico en el que se muestra la variación de $\delta^{18}\text{O}$ desde el Maastrichtiense al Mioceno se puede apreciar una tendencia general de aumento, que coincidiría con la tendencia de enfriamiento progresivo existente entre Paleoceno y el Oligoceno (figura S.15).

Los datos paleoclimáticos concernientes al Bartoniense en el area estudiada y próximas proceden esencialmente de estudios de tipo palinológico, complementados por datos de tipo sedimentológico, mineralógico e isotópico.

Cavagnetto y Anadón (1996) describen las variaciones en el polen en algunos intervalos estratigráficos entre el Bartoniense medio y el Oligoceno inferior en el area de Igualada.

Según estos autores, durante el Bartoniense medio (Formación Collbás) existe una gran diversidad de taxones, mucho mayor que durante el Bartoniense superior y Priaboniense. La mayoría de los taxones identificados se corresponden con asociaciones correspondientes a climas cálidos que en la actualidad se encuentran confinadas en climas tropicales y subtropicales. Además, algunos taxones sugieren la presencia de vegetación de tipo cálido y húmedo. No se han hallado taxones representativos de regiones templadas. Cavagnetto y Anadón (1995) indican que a lo largo de la zona costera se habría desarrollado un complejo de vegetación de manglar y pantanosa. Más alejado de la costa podrían haberse desarrollado grandes aras colonizadas por *Nypa*.

Durante el Bartoniense superior (Formación Igualada) la vegetación de manglar está representada sólo por *Nypa* (menos del 1% de los granos de polen). Sin embargo, la presencia de polen de Rubiaceae de tipo *Psychotria*