

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.

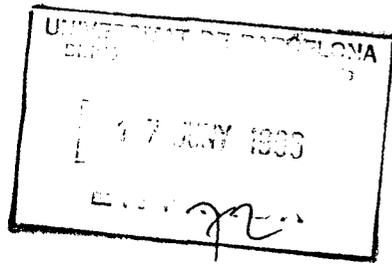
ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados 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 ralaizada por Miguel LÓPEZ BLANCO en el
Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia de la
Facultad de Geologia de la Universidad de Barcelona, dirigida por los
doctores Mariano Marzo Carpio, del mencionado departamento y
Luís Pomar Goma del Departament de Ciencies de la Terra de la
Universitat de les Illes Balears, para optar al grado de Doctor en
Geología.

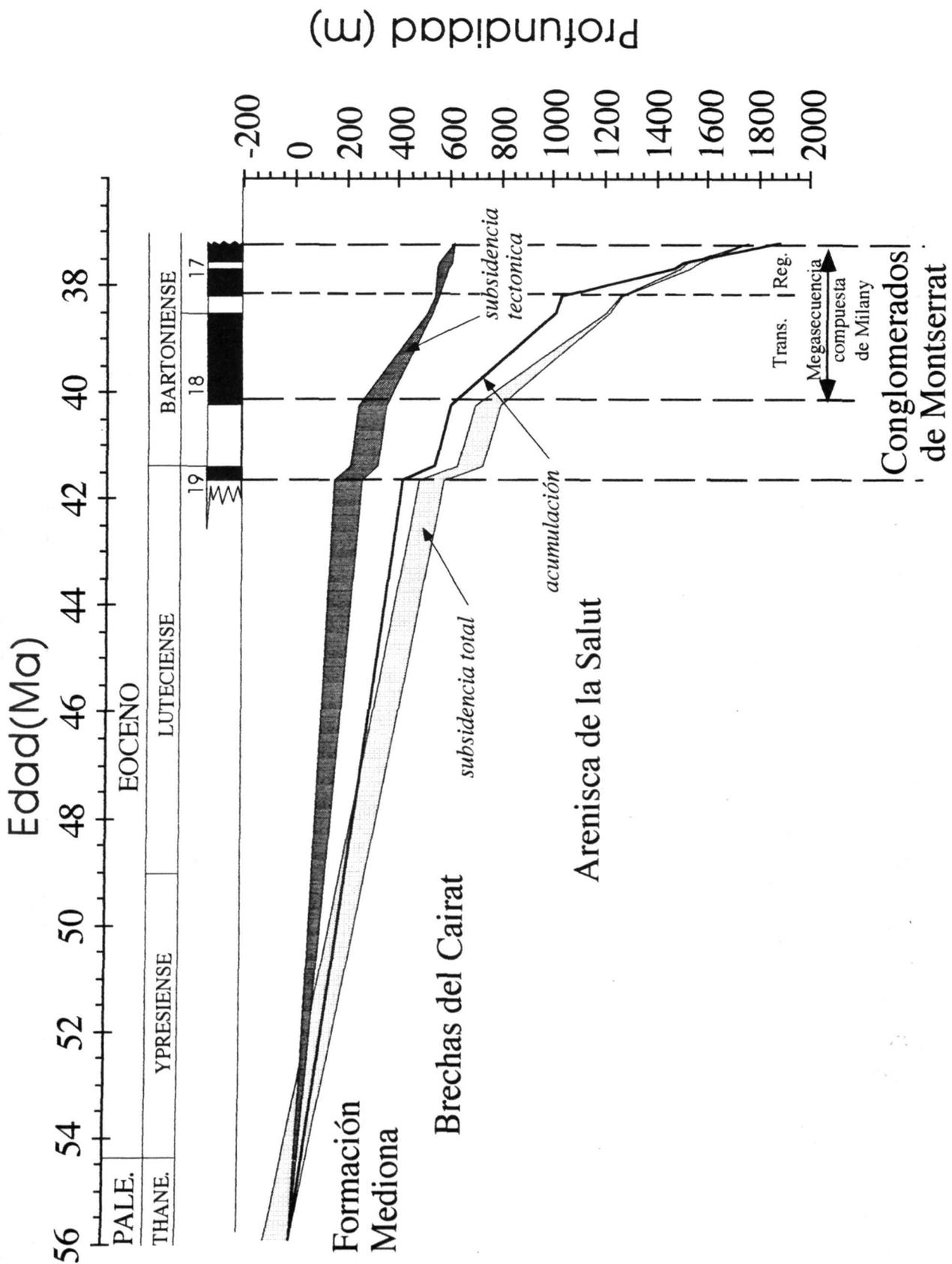
Barcelona, Junio de 1996

Los directores:

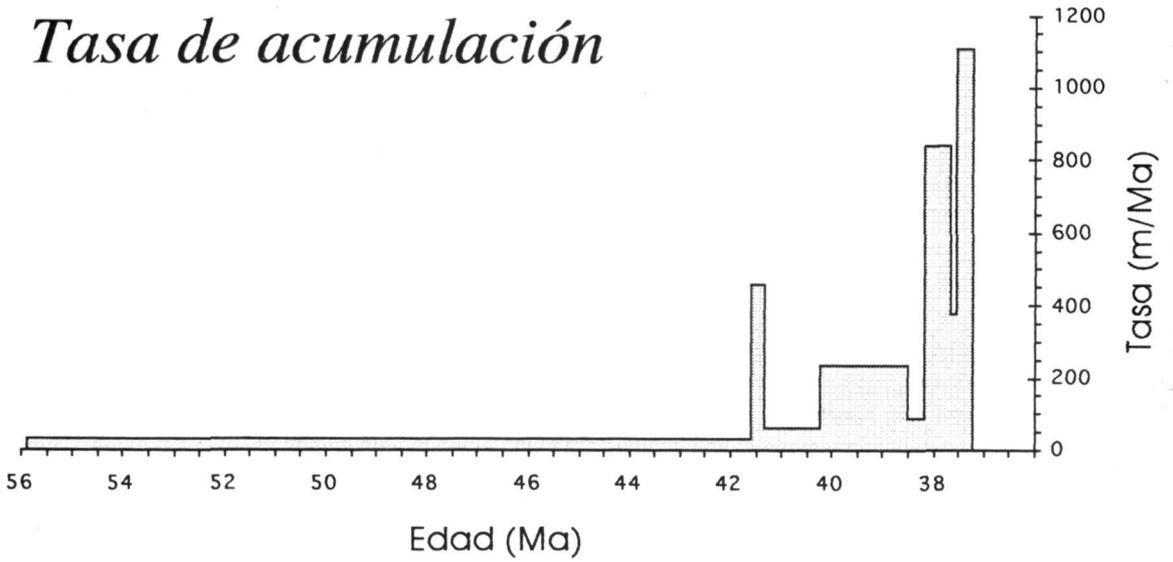
Mariano Marzo Carpio

Luis Pomar Goma

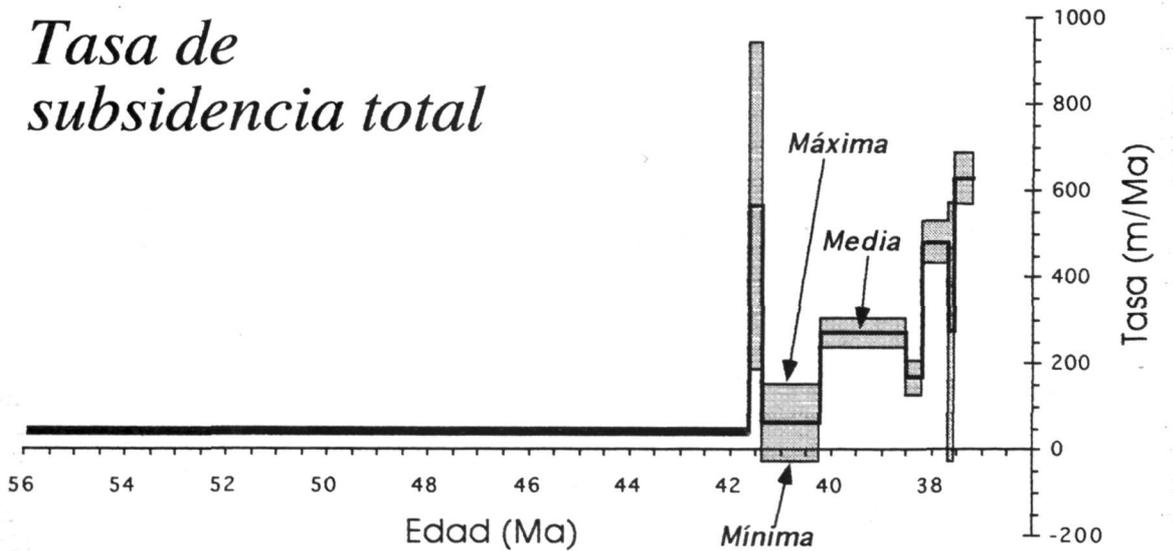
El doctorando, Miguel López Blanco



Tasa de acumulación



Tasa de subsidencia total



Tasa de subsidencia tectónica

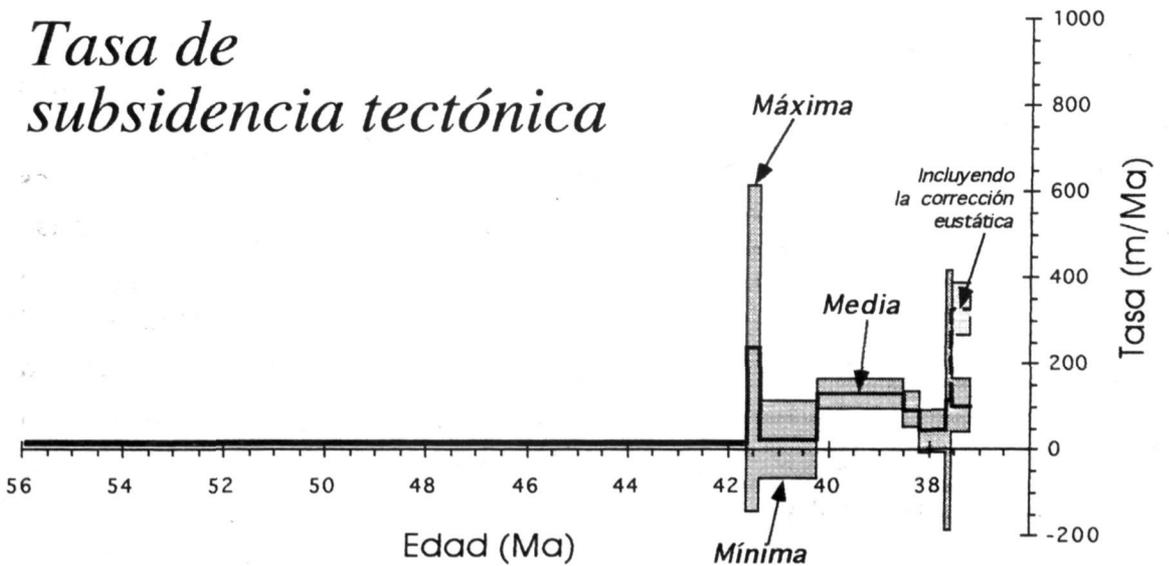


Figura S.14) Diagramas de tasas de subsidencia.

Subsidence rates diagrams (uncompacted total subsidence, average tectonic subsidence., maximum and minimum tectonic subsidence).

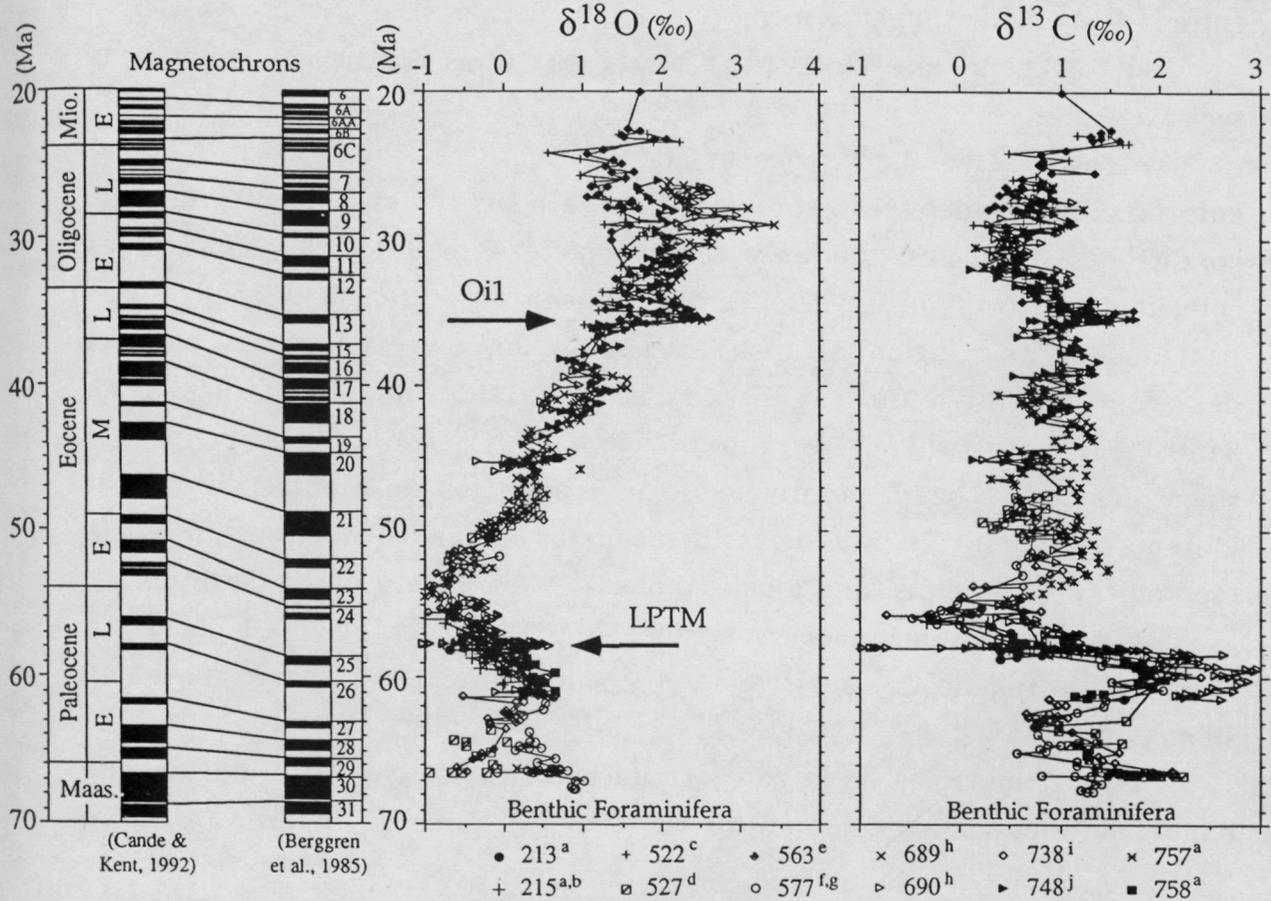


Figure 2. Compilation of benthic foraminifer carbon and oxygen isotope data from DSDP and ODP sites plotted versus age. Numerical ages are calibrated to the time scale of Berggren et al. (1985) and cross calibrated to the time scale of Cande and Kent (1992). Data represent measured values of *Cibicides* spp. or *Nuttallides* spp. (table 1) relative to the Pee Dee Belemnite Standard (PDB) (Sources: a, Zachos et al. 1992c; b, Hovan and Rea 1991; c, Miller et al. 1988; Shackleton et al. 1984; e, Miller and Thomas 1985; f, Miller et al. 1987b; g, Zachos et al. 1985; h, Kennett and Stott 1990, 1991; i, Barrera and Huber 1991; j, Zachos et al. 1992a, 1992b). Arrows show the approximate positions of the Late Paleocene Thermal Maximum (LPTM) and Early Oligocene Glacial Maximum (Olig) events. Note that the numerical ages of the Paleocene-Eocene and Eocene-Oligocene boundaries have been revised to 55 and 34 Ma, respectively (Cande and Kent 1992).

Figura S.15) Valores de datos isotópicos de Carbono y Oxígeno tomados de foraminíferos bentónicos y su variación con respecto al tiempo (Zachos et al., 1993).

(género desconocido) junto con *Bombacea* indica la persistencia de unas condiciones cálidas.

Los datos aportados por el polen Priaboniense de los depósitos no marinos de la Formación Artés indican que la flora ya no incluye demasiadas angiospermas termófilas, aunque todavía existen diecisiete géneros megatermales, y algunos de ellos parece ser que aparecen durante el Priaboniense. Algunos de los géneros hallados crecen en la actualidad en regiones tropicales o subtropicales, mientras que otros pueden indicar el cambio a condiciones de vegetación más abierta (algunos taxones actualmente son típicos de las sabanas) y del desarrollo de una estación seca. La presencia de

un grupo de seis taxones interpretados como indicadores de climas secos y la desaparición de los indicadores de condiciones húmedas marcan la diferencia entre la flora del Bartoniense medio y el Priaboniense.

El Oligoceno inferior se caracteriza por unas condiciones climáticas secas.

A partir de los datos paleoclimáticos expuestos se puede afirmar que el entorno climático del area estudiada durante el Bartoniense implicaría unas condiciones tropicales, cálidas y relativamente húmedas. Tales condiciones coinciden con otras observaciones que indican la presencia de paleofloras pantanosas y de manglar (Alvarez Ramis,1982; Biosca y Via 1988) así como el desarrollo extensivo de arrecifes de esclerectínidos (Salas, 1979 y 1995; Santisteban y Taberner 1983; López-Blanco 1993; Serra-Kiel y Travé, 1995) sincrónicamente con el desarrollo de los complejos de Montserrat y Sant Llorenç del Munt. La presencia fluctuaciones marcadas del nivel freático, esporádicas o episódicas (estacionales o plurianuales ?) deducidas a partir de:

1) análisis sedimentológicos e isotópicos de las microbialitas halladas en depósitos de relleno de canal (Anadón y Zamarreño, 1981; Zamarreño et al. submitted);

2) la dominancia de la palygorskita tanto en los depósitos aluviales de llanura de inundación, como en los lacustres y lagunares (Inglés y Anadón, 1991);

3) la abundancia de paleosuelos hidromorfos en depósitos aluviales de desbordamiento (Anadón, 1978a, Anadón et.al., 1985b), y

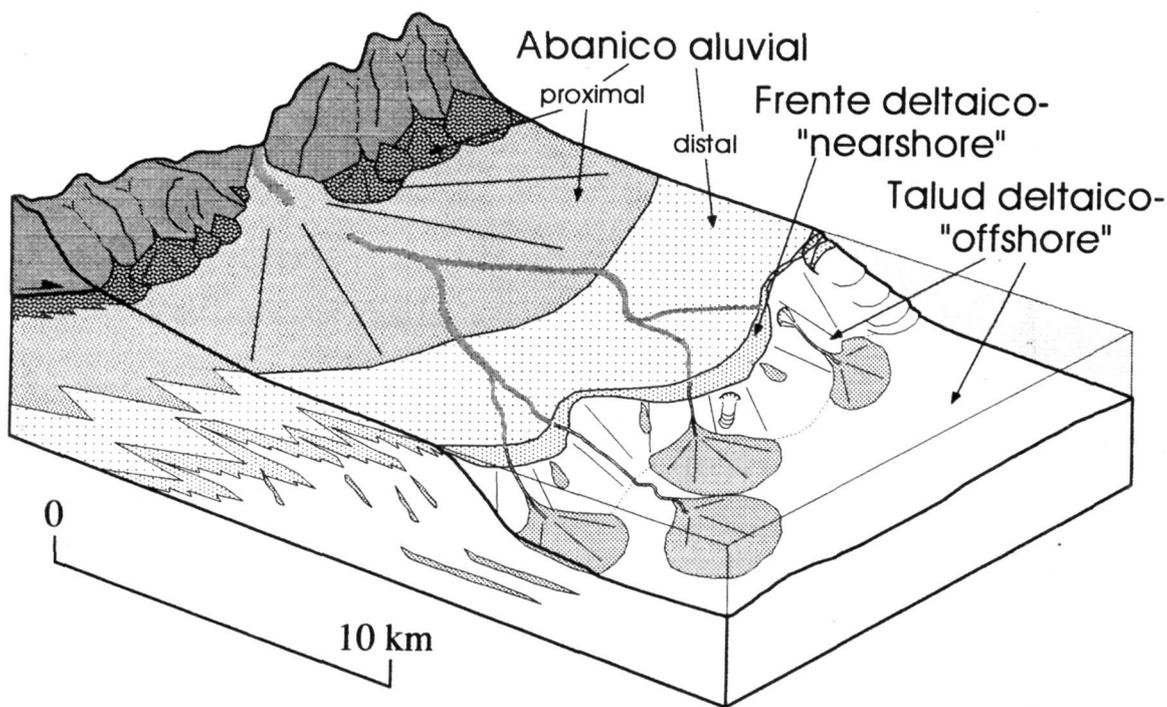
4) la presencia de rasgos sedimentológicos en carbonatos lacustres someros (Anadón,1978a) que apuntan a un régimen estacional con períodos secos (Platt and Wriqth,1992; Wriqth and Platt, 1995).

3) ANÁLISIS DE FACIES

En el complejo de abanico costero de Sant Llorenç de Munt alternan depósitos terrígenos de abanico aluvial y costero (Fig. S.16) con facies de plataforma carbonática. Ambas asociaciones serán tratadas por separado.

3.1) FACIES TERRIGENAS

En el caso estudiado, los depósitos terrígenos representan un porcentaje muy elevado (superior al 90%) del volumen total de sedimentos (Fig. S.16). Dentro de éstos distinguiremos entre los depósitos de abanico aluvial y los de abanico costero (*sensu* Nemeç y Steel, 1987) (Fig. S.17).



S.17) Bloque diagrama en el que se representan las relaciones entre los diferentes cinturones de facies del complejo de abanico aluvial- abanico costero.

Block diagram showing the relationships among the different alluvial fan and fan delta clastic facies belts.

3.1.1) ABANICO ALUVIAL

Los depósitos aluviales se corresponden con la parte subaerea del complejo de abanico costero de Sant Llorenç. Ésta tendría un radio comprendido entre los 9 y los 16 kilómetros, aproximadamente, y se caracteriza por la

Figura S.16) Mapa geológico de la zona de Sant Llorenç del Munt y Monserrat. Es una reducción de un mapa a escala 1/50.000 producto de la simplificación de cartografías a escala 1/10.000. Realizado a partir de datos propios, cartografías realizadas junto a Jordi PIÑA, una cartografía inédita realizada por Anna TRAVÉ y Nuria ALINS, y datos de UBACH (1990). Los punteados indican la existencia de unas facies mayoritarias (fondo) que engloban niveles de otras minoritarias (punteado).

Geological map of the Sant Llorenç del Munt and Montserrat areas. This map is a reduction of a 1/50.000 map elaborated from the simplification of several 1/10.000 original maps. It comes from own data, maps made along with Jordi PIÑA, a non-published map made by Anna TRAVÉ and Nuria ALINS; and data from UBACH (1990). The dotted areas indicate zones where there is a dominant lithology (background) which intercalate other subordinate materials (dots).

presencia de brechas, conglomerados, areniscas y arcillas, las dos últimas litologías de colores predominantemente rojizos. Se han diferenciado dos cinturones de facies principales: abanico aluvial proximal (predominantemente conglomerático) y distal (o llanura deltaica)

1) ABANICO ALUVIAL PROXIMAL

El abanico aluvial proximal se corresponde con la zona más cercana al area fuente, en la que predominan los depósitos de grano grueso. En dicha zona se han distinguido cuatro facies principales:

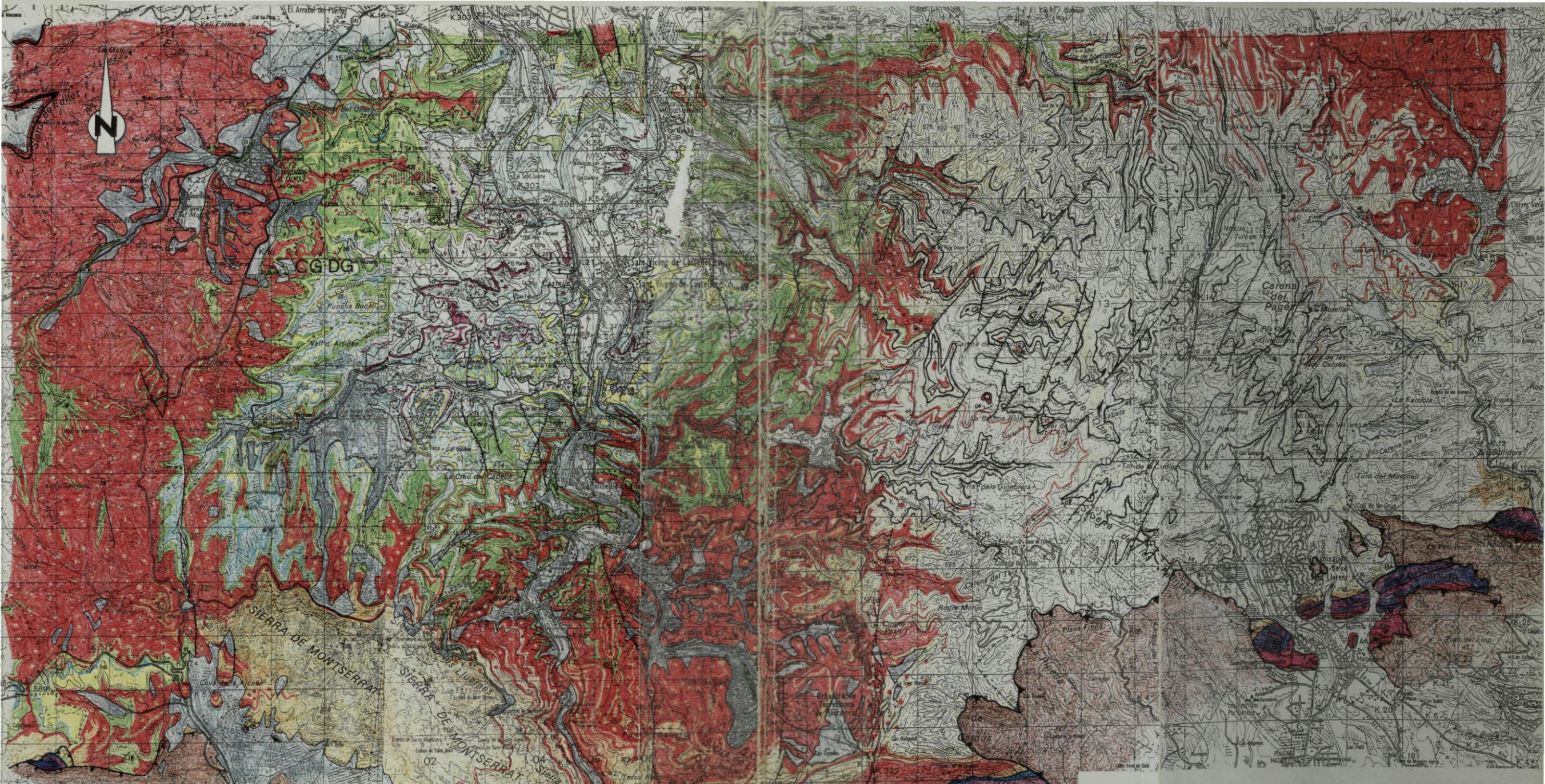
A1) Conglomerados masivos poligénicos (foto 5, lámina I), mal seleccionados, con predominancia de cantos de origen paleozoico y matriz arenosa localmente abundante; presentan una estratificación tabular difusa de orden métrico-decimétrico.

Son facies depositadas a partir de flujos hiperconcentrados. Según Marzo y Anadón (1988) este tipo de depósitos se podrían producir por la rápida desaceleración de avenidas catastróficas de tipo "sheetflood" provenientes de un cañón, al llegar a la zona de abanico (figura S.17).

A2) Conglomerados y brechas predominantemente formados por cantos de carbonatos mesozoicos (fotos 3 y 4, lámina I); constituyen cuerpos tabulares de potencia variable (30 cms a 20 m), con base y techo abruptos y que constituyen excelentes niveles guía por su persistencia lateral kilométrica y su cementación característica.

Son depósitos de "debris-flow" y "sheetflood" cuyo carácter monogénico estaría ligado a cambios abruptos en la composición del area fuente, presuntamente relacionados con la actividad tectónica.

A3) Brechas monogénicas, exclusivamente compuestas por cantos de origen paleozoico (foto 1, lámina I); aparecen restringidos a zonas próximas a los frentes de cabalgamiento de las escamas de materiales paleozoicos.



CUATERNARIO

Cuaternario indiferenciado (conglomerados, gravas, arenas, llims, arcils, travertins i dipòsits antròpics)

MESOZOICO (Triàsic)

Muschelkalk superior (carbonats)

Muschelkalk medio (lutils, areniscas i yesos)

Muschelkalk inferior (carbonats)

Buntsandstein (Conglomerats, areniscas i lutils)

PALEOZOICO

Paleozoico indiferenciado (pizarres, grauwacas, cuarcits, vulcanites, metadolerites, esquists, micro-dacites, ortogneiss, granits i pegmatites)

TERCIARIO (Paleògeno)

Plataforma carbonàtica (calizas bioclàstiques)

"Turbidites" de talud deltaic (areniscas i conglomerats)

Prodelta - "offshore" (marges gris-azuloses)

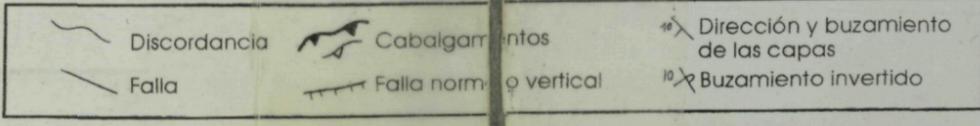
Frente deltaic - "nearshore" (areniscas grises i conglomerats)

Abanico aluvial distal -fluvial- llanura deltaica (Arcils rojos, areniscas i conglomerats)

Niveles guía (conglomerats i breccas de components triàsics)

Abanico aluvial proximal (conglomerats i breccas)

Formacions Mediona i breccas del Cairat (arcils, llims, areniscas, coliches i breccas de components triàsics)



1941

1942

1943

1944

1945

1946

1947

1948

1949

1950

1951

1952

1953

1954

1955

1956

1957

1958

1959

1960

1961

1962

1963

1964

Son depósitos de "debris-flow" generados en conos de deyección o taludes locales (figura S.17).

A4) Brechas poligénicas (derivadas tanto de la cobertera mesozoica como del zócalo paleozoico) con abundante matriz lutítica o arenosa de color rojo (foto 2, lámina I) y de gran extensión areal (hasta más de 10km).

Depositadas a partir de avenidas catastróficas del tipo "debris-flow" cohesivo.

2) ABANICO ALUVIAL DISTAL-LLANURA DE ABANICO COSTERO

Este cinturón de facies comprende los materiales depositados en la parte subaerea del sistema, entre el abanico proximal y la línea de costa. Dentro de este cinturón de facies incluimos la parte subaerea del abanico costero (*sensu* Nemec y Steel, 1987). Esta parte es la equivalente a una llanura deltaica que se construye ganando terreno al mar y se denomina llanura de abanico costero. Como asociación de facies dominante encontramos, una facies principal de grano fino (A5), que engloba frecuentes intercalaciones de materiales arenosos y conglomeráticos (A6).

A5) Lutitas y areniscas rojas (fotos 6 y 7, lámina I) que pueden presentar moteados de colores grises, verdosos y amarillentos, bioturbaciones producidas por raíces e intercalaciones de paleosuelos. Las areniscas, suelen presentarse en cuerpos tabulares de potencia centimétrica-decimétrica. Ocasionalmente se pueden preservar (si la bioturbación no es excesiva) laminación cruzada originada por la migración de ripples de corriente.

Se trata de depósitos distales-marginales del abanico, formados por procesos acuosos de desbordamiento y/o inundación.

A6) Conglomerados con cantos bien redondeados, matriz arenosa y fábrica sustentada por los clastos, que se presentan en cuerpos canaliformes (foto 6, lámina I), amalgamados o aislados (tipo "ribbon"). Localmente, en el interior de los cuerpos se pueden apreciar imbricaciones, estratificación cruzada y secuencias de tipo granodecreciente, aunque también pueden mostrar un aspecto masivo.

Son depósitos de canal distributivo con carga de lecho de gravas y arenas.

3.1.2) ABANICO COSTERO

En el abanico costero ("fan delta") podemos distinguir tres asociaciones o cinturones de facies (Fig. S.17), Llanura de abanico costero, Frente deltaico (de abanico costero)-"nearshore" y Talud deltaico (de abanico costero)-"offshore".

1) LLANURA DE ABANICO COSTERO

Váse el apartado 3.1.1.2.

2) FRENTE DELTAICO (de abanico costero)-"NEARSHORE"

Es el cinturón de facies representa la zona de tránsito entre las facies subaereas y submarinas (Fig. S.17). Se caracteriza por el desarrollo de facies conglomeráticas y arenosas que pasan a depósitos más finos (lutíticos) tanto hacia tierra (llanura de abanico costero) como hacia cuenca (talud de abanico costero).

Las facies de frente de abanico costero pueden presentar disposiciones progradantes, retrogradantes y agradantes. Los depósitos progradantes se manifiestan por medio de secuencias estrato y granocrecientes (fotos 1 y 3, lámina II) que no suelen sobrepasar los 20 metros de potencia. Estos depósitos constituyen prismas sedimentarios de hasta 4 kilómetros de longitud en la dirección de máxima progradación. Presentan una estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo. Hacia la cuenca suelen pasar a facies de margas gris-azuladas de prodelta (foto 1, lámina III), generalmente pobres en fauna. Los depósitos retrogradantes o agradantes están constituidos por secuencias granodecrecientes de escasa potencia (excepcionalmente 8 metros) y forman prismas sedimentarios de menos de 1 kilómetro de longitud. La estratificación de estos depósitos suele ser horizontal a gran escala, aunque en su interior, muy localmente, se aprecien tramos de estratificación cruzada de bajo ángulo. Hacia la cuenca, estas facies suelen estar cada vez más bioturbadas, pasando a margas arenosas con abundante fauna.

Este cinturón de facies está formado principalmente por materiales originalmente depositados como barras de desembocadura, posteriormente retrabajados y modificados por las corrientes costeras y la actividad orgánica. Así se pueden diferenciar tres grupos principales de facies: de barra de desembocadura, de retrabajamiento por el oleaje, y de retrabajamiento orgánico.

FAC 1) Las facies de barra de desembocadura se depositan en la boca del canal distributivo al llegar éste al mar. Se puede distinguir una zona proximal (1) formada por conglomerados y microconglomerados (fotos 2 y 5, lámina II)

que pueden mostrar una fábrica sustentada por una matriz arenosa o por los clastos y que presentan tanto un aspecto masivo como estratificación horizontal o cruzada de bajo ángulo hacia cuenca. Se trata de depósitos producidos por la descarga del material más grueso transportado por el canal distributivo, al frenarse la energía de la corriente fluvial, al expandirse ésta al llegar al mar, formando barras, así como por la posterior migración de éstas debido a la acción de corrientes tractivas. Hacia la zona distal de la barra de desembocadura (2) los conglomerados pasan lateralmente a depósitos arenosos que se presentan generalmente como "sets" formados por cuerpos tabulares de potencia centimétrica-decimétrica (fotos 1 y 3, lámina II). Pueden mostrar laminaciones paralela o cruzada de bajo ángulo, ripples de corriente, bases localmente erosivas con "tool casts", granoclasificación positiva, fragmentos vegetales orientados, cantos blandos y cantos imbricados. Son depósitos producidos por corrientes turbidíticas al expandirse el flujo "fluvial" de mayor densidad al llegar a la desembocadura. También son frecuentes las facies arenosas con estratificación y laminación cruzada marcada por alternancias de diferentes granulometrías (incluso gránulos), indicando paleocorrientes hacia la cuenca (NW). Los "sets", de espesor decimétrico-métrico, pueden presentar bases erosivas y gradaciones positivas. Estos depósitos son el producto de la migración de "megaripples" inducida por corrientes "fluviales" o de "outflow" en las zonas distales de las barras de desembocadura.

FAC 2) Las facies de retrabajamiento por el oleaje pueden encontrarse tanto aisladas como intercaladas entre las de barra de desembocadura. Son el producto del retrabajamiento y redistribución por el oleaje y otras corrientes costeras del sedimento depositado previamente en la desembocadura de los distributivos. Este retrabajamiento queda reflejado en: (1) "lags" de cantos y gránulos, producto del "lavado" en el "foreshore" de las granulometrías más finas de los depósitos de barra de desembocadura (foto 4, lámina II); (2) laminaciones paralelas y de bajo ángulo típicas del "foreshore"; (3) estratificaciones y laminaciones cruzadas, producto de la migración de formas de lecho en el "shoreface", inducida por corrientes paralelas (SW-NE) o perpendiculares (NW-SE) a la línea de costa, (4) la presencia de ripples de oscilación (foto 4, lámina II).

Tanto las facies de barra de desembocadura como las de retrabajamiento por el oleaje pueden presentar grados de bioturbación variables. Igualmente pueden hallarse deformadas, mostrando estructuras del tipo "dish" y "pillar", producto de procesos de escape de agua, y de "ball & pillow" formadas por compactación diferencial y diferencias de densidad.

FAC 3) Las facies de retrabajamiento orgánico se pueden encontrar dentro de las secuencias negativas de frente deltaico progradante o a techo de éstas. Hacia cuenca estas facies pueden estar lateralmente relacionadas con facies carbonáticas de plataforma. El retrabajamiento orgánico afecta a sedimentos costeros y, en ocasiones, también a los subaereos. Se manifiesta por la presencia de una bioturbación marina de intensidad variable (fotos 6 y 7, lámina II) que, en ocasiones, provoca la completa homogeneización del sedimento. Estas facies están asociadas a episodios de baja actividad fluvial, más patentes durante períodos transgresivos.

3) TALUD DELTAICO (de abanico costero)-"OFFSHORE"

Es el cinturón de facies más distal del abanico (Figs. S.16 y S.17), bien desarrollado durante períodos de progradación del sistema. Generalmente presenta pendientes deposicionales más pronunciadas que los depósitos subaereos y de frente. Consiste en depósitos margosos gris azulados (TAC 1) (foto 1, lámina III), los cuales esporádicamente engloban areniscas y conglomerados, depositados a partir de flujos gravitacionales de sedimento (TAC 2), así como bloques deslizados y "slumpizados" (TAC 3). La presencia de estas intercalaciones, ligadas a procesos de resedimentación resulta más frecuente a partir del punto en que las facies de frente de abanico costero progradante alcanzan la ruptura de pendiente asociada al margen de una unidad progradante infrayacente.

TAC 1) Las facies de margas gris azuladas (fotos 1, 2, 3, 5 y 9, lámina III) son generalmente masivas y generalmente se interpretan como producto de la decantación del material más fino, aportado en suspensión a la cuenca por los cursos fluviales. Estudios palinológicos realizados recientemente (López Blanco y Solé de Porta, 1993), permiten constatar que gran parte de estos depósitos margosos proceden de una transferencia casi directa, a partir de flujos en masa, desde un área fuente triásica a partir de flujos de tipo masivo hasta la cuenca.

TAC 2) Los depósitos de flujos gravitacionales de sedimento se presentan como intercalaciones dentro de las facies margosas (TAC 1). Se presentan en forma de depósitos canalizados o lobulares. De proximal a distal, los depósitos de estos flujos gravitacionales se componen de: (1) facies conglomeráticas y arenosas de "debris-flow" cohesivos (foto 6, lámina III); (2) facies conglomeráticas y arenosas canalizadas en "gullies" o "ribbons" de pocos metros de anchura e incididos en el talud del abanico, y depositadas por turbiditas de alta densidad (foto 2, lámina III) del tipo R3, S1 y S3 de Lowe (1982); (3) margas,

limos y capas de areniscas lateralmente ligadas a los depósitos de relleno de canal e interpretadas como facies de "levee" y/o desbordamiento; (4) margas y cuerpos arenosos y conglomeráticos de topografía convexa (foto 4, lámina III), de pocos cm a 2m de potencia, que se corresponden con depósitos de corrientes de turbidez de alta (R1, R2, R3, S1, S2 o S3 de Lowe, 1982) y/o baja densidad (Ta-b o Ta-c de Bouma, 1962) depositados en pequeños lóbulos (fotos 3, 4, 5 y 7, lámina III) de decenas a cientos de metros de anchura y que estarían alimentados por los "gullies" y/o canales anteriormente descritos (Fig. S.17).

Estos depósitos pueden proceder tanto de la desestabilización del talud y del frente deltaico (por causas gravitacionales, de tipo tectónico, compactación y/o exceso de sedimentación) como proceder casi directamente del area fuente, como se demuestra por el grado de conservación del pólen (tríasico resedimentado en López Blanco y Solé de Porta (1993).

TAC 3) En el talud y frente de abanico costero también se han reconocido procesos de deslizamientos y "slumps", diferenciándose zonas extensionales (caracterizadas por estructuras tales como: fallas normales y lístricas, "rollover anticlines" y "boudinage") localizadas en la cabecera del deslizamiento y zonas compresivas (caracterizadas por estructuras de tipo compresional, como cabalgamientos, "horses", "duplexes", esquistosidad y pliegues con vergencia talud abajo; fotos 8 y 9, lámina III), situadas en la zona donde el desplazamiento de la masa inestabilizada se para o frena debido a una disminución de la pendiente del talud.

3.2) FACIES CARBONATICAS

3.2.1) PLATAFORMA CARBONATICA

Las facies de plataforma carbonática ocupan un porcentaje bastante bajo (inferior al 10%) del total del volumen de sedimentos (Fig. S.16). Los tramos carbonáticos más importantes no superan los 20 m. de espesor. Los depósitos de plataforma carbonática estan asociados a periodos transgresivos caracterizados por un aporte de sedimentos siliciclásticos muy bajo. Estos episodios transgresivos inundaron las llanuras del abanico costero, originando extensas zonas de aguas poco profundas, favorables para el desarrollo de fauna marina somera y la generación de depósitos carbonáticos. En algunos casos estas facies se pueden correlacionar lateralmente con sedimentos de frente de abanico costero retrabajados por los organismos. Generalmente las facies de plataforma carbonática se sitúan sobre "lags" conglomeráticos producidos por el retrabajamiento por el oleaje. Suelen mostrar tendencias de tipo transgresivo,

aunque en ocasiones, donde los depósitos carbonáticos están bien desarrollados (sucesiones de potencia decamétrica), pueden mostrar tendencias de tipo transgresivo/regresivo. Dentro de las plataformas carbonáticas se han distinguido dos asociaciones de facies principales.

1) BARRA BIOCLÁSTICA

son las facies más frecuentes en los depósitos de plataforma carbonática y suelen representar la parte transgresiva de las sucesiones carbonáticas de tipo transgresivo/regresivo. Vienen representados por cuerpos de 0.1 a 3m. de potencia (fotos 2, 3 y 4, lámina IV) y extensiones laterales de hasta 2,5 km hacia cuenca. Se han diferenciado cinco cinturones de facies principales orientados paralelamente a la paleolínea de costa. De más someros a más profundos, estos son:

(1) areniscas margosas y conglomeráticas, muy bioturbadas y con fauna de nummulites y bivalvos, correspondientes a depósitos de frente de abanico costero retrabajados por los organismos (foto 1, lámina V).

Estos depósitos pasan hacia cuenca a facies de barra bioclástica "sensu stricto", compuestas por "packstones" de foraminíferos, que se interpretan como acumulaciones de fauna *in situ* (Serra-Kiel, 1982 y Aigner, 1982). Estos foraminíferos están representados por *nummulites* (2) en las zonas más someras (foto 1, lámina IV), y por *discocyclinas* (3) en las más profundas (foto 2, lámina IV), y .

Los "packstones" se pueden encontrar interestratificados con "grainstones" de *nummulites* (4) que pueden interpretarse como pequeñas barras o "shoals", producto del retrabajamiento de las acumulaciones de fauna por medio de corrientes costeras.

Más hacia cuenca, los "packstones" de *discocyclinas* pasan a margas gris azuladas (fotos 3 y 4, lámina IV) con *discocyclinas* (5).

2) FACIES ARRECIFALES

Las facies arrecifales pueden pasar tanto vertical como lateralmente a facies de barra bioclástica (foto 4, lámina IV). Los arrecifes estudiados se desarrollaron sobre substratos conglomeráticos (foto 6, lámina III) o previamente colonizados por fauna (foto 4, lámina IV). Los organismos constructores son algas rodofíceas y corales. Se han distinguido dos tipos principales de arrecife, los arrecifes costeros y los arrecifes barrera:

Los arrecifes costeros, se localizan en las zonas más someras (SE) de algunas plataformas carbonáticas y sobre conglomerados retrabajados por el oleaje (foto 6, lámina IV). Se depositaron durante los períodos de máxima

transgresión asociados a algunas sucesiones carbonáticas. El núcleo arrecifal está formado por "boundstones" de algas rojas y corales que hacia cuenca pasan a "rudstones", producto de la destrucción del arrecife, y que a su vez pasan a facies de barra bioclástica.

Los arrecifes barrera generalmente se desarrollan en los últimos estadios de evolución de la plataforma, en ocasiones muestran un caracter regresivo. El núcleo arrecifal está formado por "boundstones" nodulosos algales y coralinos (fotos 4 y 5, lámina IV). Estas bioconstrucciones protegían una zona de "lagoon" situada hacia el SE, donde se depositaban facies margosas y de barra bioclástica. Hacia el NW se localizaba el talud arrecifal, caracterizado (de más proximal a más distal) por "rudstones", "packstones" y margas con discocyclinas.

En estas facies arrecifales P. Busquets y G. Alvarez han reconocido los siguientes taxones coralinos:

- Cereiphyllia tenuis* (Reuss) 1865
- Actinatis cognata* Oppenheim, 1901
- Porites* sp.
- Perismilia bilobata* (Michelin) 1946
- Sinuosyphyllia macrogyra* (Reuss) 1867