

# CICLICIDAD EN LOS SEDIMENTOS DEL EOCENO FINAL Y OLIGOCENO INFERIOR, AL W DEL RIO SEGRE (NE DE LA CUENCA DEL EBRO)

E. Maestro Maideu (1) y J. Serra Roig (1)

(1) Dpt. Geología. Area de Estratigrafía. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193. BELLATERRA

## RESUMEN

Se definen varios ciclos de cuarto y quinto orden en los materiales del Oligoceno inferior, al W del río Segre. Las unidades estratigráficas mayores o de cuarto orden están delimitadas a base y techo por discordancias, y aparecen formadas cada una por varios ciclos menores, que se integran en "secuencias compuestas".

Las unidades de quinto orden, o ciclos de cambio del nivel de base, también delimitadas por discordancias, presentan la siguiente ciclicidad interna: **a-** En la base afloran conglomerados en facies *braided*, formando el "cortejo de nivel de base bajo"; el cual empezaría a sedimentarse en posterioridad al punto de inflexión de la curva de descenso del nivel de base. **b-** Tramo arcilloso delimitado por las superficies trasgresiva (cambio brusco de facies) y de máxima inundación (suelo calcimorfo), formando el "cortejo trasgresivo o de ascenso del nivel de base"; el cual se iniciaría anteriormente al punto de inflexión de la curva de subida del nivel de base. **c-** Tramo arenoso-conglomerático, con importante presencia de lutitas. Corresponde al "cortejo de nivel de base alto". En la base del tramo continua la misma sedimentación que en el "cortejo de ascenso del nivel de base", para progresivamente dominar las facies fluviales meandriformes y los ciclos estrato- y granocrecientes fluvio-lacustres, siempre muy afectados por pedogénesis.

**Palabras clave:** Oligoceno, Cuenca del Ebro, Secuencias compuestas, Ciclos de cambio del nivel de base.

## ABSTRACT

Some fourth and fifth order cycles are defined in the lower Oligocene sediments, W of the Segre river. The major (4th order) units are bounded by unconformities, and are constituted by minor (5th order) cycles, forming a composite sequence.

The fifth order units, called base level cycles, are bounded by unconformities and present a complete internal cyclicity including systems tracts related to the changes in the base level of the basin: **a-** "Low baselevel systems tracts" are constituted by braided conglomerates, sedimented after the inflection point of the descending base level curve. **b-** The "transgressive or rising baselevel systems tracts" are constituted by mudstones, and bounded by transgressive (sharp change of facies) and maximum flooding (calcimorphic soil) surfaces. They initiate before the inflection point of the ascending baselevel curve. **c-** The "high baselevel systems tracts" are constituted of sandstone and conglomerate bodies included in a high percentage of shales. In the base of the high baselevel systems tract, it continues the same sedimentation of the rising baselevel systems tract. Afterwards progressively appear fluvial meandering facies and fluvio-lacustrine thickening and coarsening upward cycles, strongly affected by pedogenesis.

**Key words:** Oligocene, Ebro basin, Composite sequences, Base level cycles.

Maestro Maideu, E. y Serra Roig, J. (1992): Ciclicidad en los sedimentos del Eoceno final y Oligoceno inferior, al W del río Segre (NE de la Cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 000-000.

Maestro Maideu, E. y Serra Roig, J. (1992): Cyclicity in the latest Eocene and lower Oligocene sediments, W of the Segre river (NE Ebro basin). *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 000-000.

## 1. INTRODUCCION

En el presente trabajo se hace una descripción detallada de las unidades estratigráficas delimitadas por discordancias, que se definen en los sedimentos aluviales, fluviales, lacustres-palustres y abanicos deltaicos del Eoceno final y del Oligoceno inferior en el N de la Cuen-

ca del Ebro, al W del río Segre (fig. 1). La zona en cuestión permite estudiar la relación entre el eustatismo (referido a las fluctuaciones del nivel de base) y la tectónica, en una área donde se emplazan los cabalgamientos del Montsec y de las Sierras Marginales sobre los sedimentos del Eoceno superior y del Oligoceno de la cuenca del Ebro.

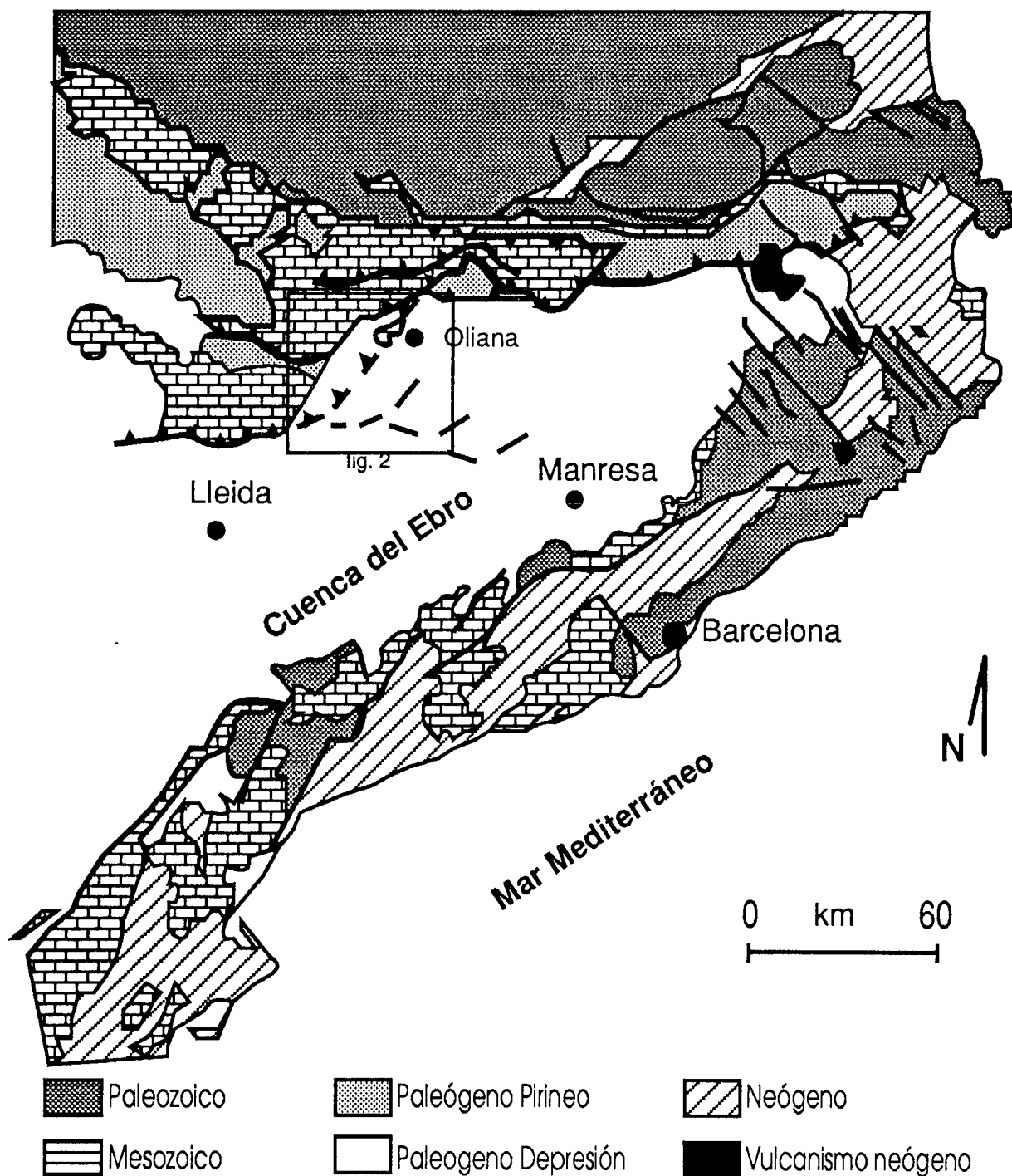


Fig. 1.-Mapa geológico del NE peninsular. El área en estudio, que aparece enmarcada, se encuentra en la zona de contacto entre el Pirineo y la Depresión Central Catalana.

Fig. 1.-Geological map of the NE Iberian Peninsula. The studied area, framed in a square, belongs to the boundary between the Pyrenees and the Catalan Central Depression.

**2. ENCUADRE GEOLOGICO-ESTRUCTURAL**

La zona estudiada se encuentra en el límite entre el Prepirineo y la Cuenca del Ebro (fig. 2).

Los materiales prepirenaicos aparecen en las unidades cabalgantes del Montsec y de las Sierras Marginales. La unidad del Montsec, al N del área en estudio y formando la Serra d' Aubens, está constituida por una poten-

te serie Mesozoica que incluye Triásico superior, Jurásico y Cretácico.

Las estructuras cabalgantes de las Sierras Marginales (en nuestro caso Serra de St. Marc-Peramola) consisten en pequeñas unidades imbricadas con una serie mesozoica reducida respecto a la unidad del Montsec.

Frontalmente a estas estructuras se desarrolla la estructura del anticlinal de Oliana, orientado de NE a SW y paralelo al cabalgamiento del Segre (fig. 2). Esta estructu-

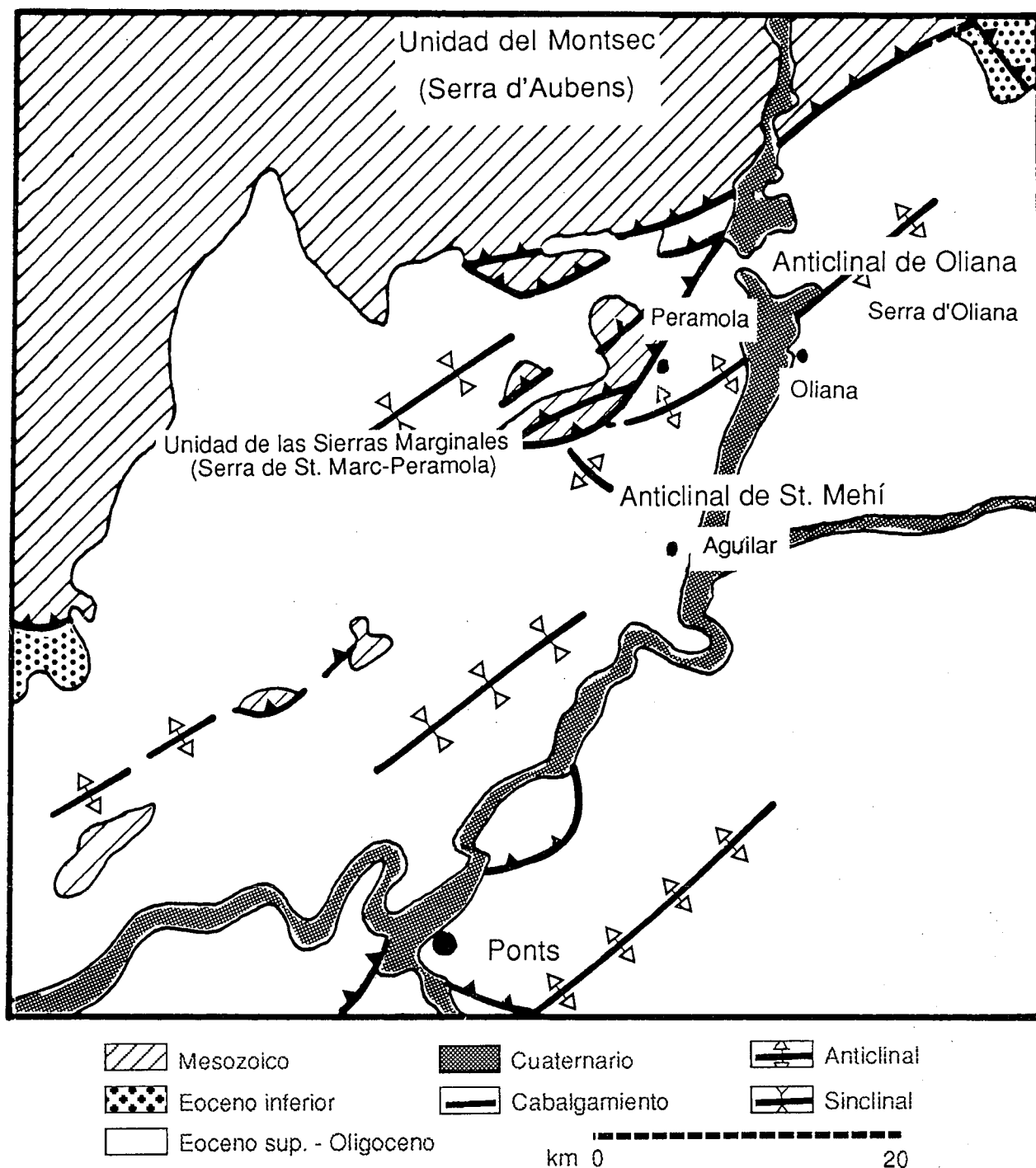


Fig. 2.—Mapa general del área estudiada. En él se distinguen las unidades cabalgantes prepirenaicas del Montsec y de las Sierras Marginales, con materiales mesozoicos y del Paleogeno inferior, y los cabalgamientos y pliegues que afectan los sedimentos del Paleogeno superior de la Cuenca del Ebro.

Fig. 2.—General map of the studied area. We distinguish Montsec and Sierras Marginales Prepyrenean thrusts, with Mesozoic and Lower Paleogene sediments, and the folds and thrusts which affect the Upper Paleogene sediments of the Ebro Basin.

ra afecta a los materiales del Eoceno medio-superior. En el núcleo de este anticlinal se ha encontrado (sondeo de Oliana-1) una serie margosa excesivamente potente y complicada por tectónica. Esto lo han interpretado (Vergés y Muñoz, 1990) como una superposición de 3 unidades estructurales formadas por margas y evaporitas a techo dando lugar a un *foreland dipping duplex*.

Asimismo, al frente de la Unidad de las Sierras Marginales, y orientado de WNW a ESE, se desarrolla el anti-

clinal de St. Mehç, afectando los materiales conglomeráticos del Eoceno final.

### 3. ENCUADRE ESTRATIGRAFICO DE LOS MATERIALES ESTUDIADOS

Los sedimentos estudiados aparecen sobre los materiales del Eoceno superior. Estos constituyen una potente

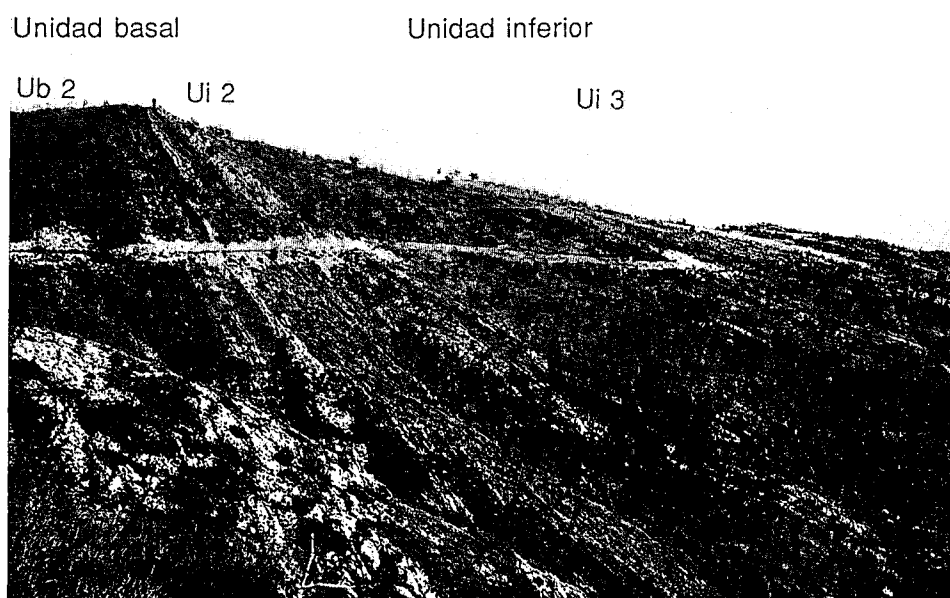


Fig. 3.—Sierra de St. Mehí-St. Comelles. Contacto discordante entre los abanicos aluviales con conglomerados de área fuente Mesozoica, de la Unidad basal (Ub), y los materiales fluviales, de área fuente Paleozoica, principalmente, de la Unidad inferior (Ui), dispuestos en discordancia progresiva. Esta discordancia estaría causada por el avance hacia el S del Mesozoico cabalgante de las Sierras Marginales (Sierra de Peramola). Los materiales conglomeráticos de la Unidad basal se encuentran plegados formando un anticlinal muy apretado, al frente del cabalgamiento.

Fig. 3.—Sierra de St. Mehí-St. Comelles. Unconformable contact between the lowest Oligocene (Ob) alluvial fans with conglomerates of Mesozoic source, and the lower Oligocene (Oi) Paleozoic sourced fluvial sediments, showing a progressive unconformity. This unconformity was caused by the southwards displacement of the Mesozoic thrust of the Sierras Marginales (Sierra de Peramola). The lowest Oligocene conglomerates are folded constituting a tight anticline, in front of the thrust.

serie marina con carácter progradante y que, por las facies que presenta, corresponde a una sucesión de sistemas deposicionales deltaicos. La unidad litoestratigráfica aflorante inferior, conocida como “margas de Oliana” (Almeida y Ríos, 1943), está constituida por una alternancia monótona de margas y arcillas calcáreas en facies de *offshore*. Estaría relacionada con los sistemas deltaicos de Sant Llorenç de Morunys, al E de la zona en estudio. La datación por nannoplancton de estos materiales (Caus, 1971, 1973) da una edad Bartonense superior a Priabonense inferior. Sobre las “margas de Oliana” se distinguen los sedimentos del Priabonense medio formando parte de sistemas deposicionales de abanicos deltaicos.

Durante el Priabonense medio se registra el emplazamiento del cabalgamiento inferior de las Sierras Marginales, hecho que queda reflejado por la sedimentación de una megaturbidita carbonática, en las áreas marinas, y la sedimentación de abanicos aluviales conglomeráticos, frente el Mesozoico cabalgante.

Culminando estos materiales marinos aflora una serie de sedimentos aluviales con una edad aproximada de Priabonense superior. Frente al cabalgamiento de las Sierras Marginales se sedimenta una potente serie conglomerática de procedencia N-NW, en forma de abanicos aluviales. Hacia el SE estos sistemas aluviales proximales pasan a facies de abanicos deltaicos, lacustres y fluviales, estas últimas sin relación directa con los abanicos aluviales. En estos niveles se han distinguido dos unidades estratigráficas separadas por discordancias. Todos estos niveles se encuentran plegados por el anticlinal de Oliana.

Sobre una superficie de discordancia, muy marcada en las proximidades de las Sierras Marginales, se depositan los materiales del Oligoceno inferior (Estampense) de carácter continental (aluviales, fluviales y lacustres). Esta discordancia se ha datado por magnetoestratigrafía, dando una edad Priabonense superior (Vergés y Burbank, 1991). Esta sedimentación primero se produce en las áreas topográficamente más deprimidas y el efecto del relleno da una configuración de solapamiento extensivo. Este solapamiento, al estar enfatizado por la tectónica en el borde de la cuenca, da lugar a las discordancias progresivas (Riba, 1973, 1976). Una de estas discordancias progresivas es observable en la Sierra de St. Mehí, al sur de la población de Peramola (fig. 3).

En los materiales del Estampense hemos distinguido cuatro unidades estratigráficas separadas por discordancias. Estas unidades a su vez están constituidas por dos o más ciclos de rango menor, relacionados con oscilaciones del nivel de base, que se corresponden a las secuencias mediterráneas (Uliana y Legarreta, 1988), a las secuencias medianas de Mutti (1989) y a las secuencias deposicionales de alta frecuencia o de quinto orden (Mitchum y van Wagoner, 1991).

## 4. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES ESTUDIADOS

### 4.1. Unidad basal del sector Peramola-Oliana

Dentro de los sedimentos asimilables al Eoceno final,

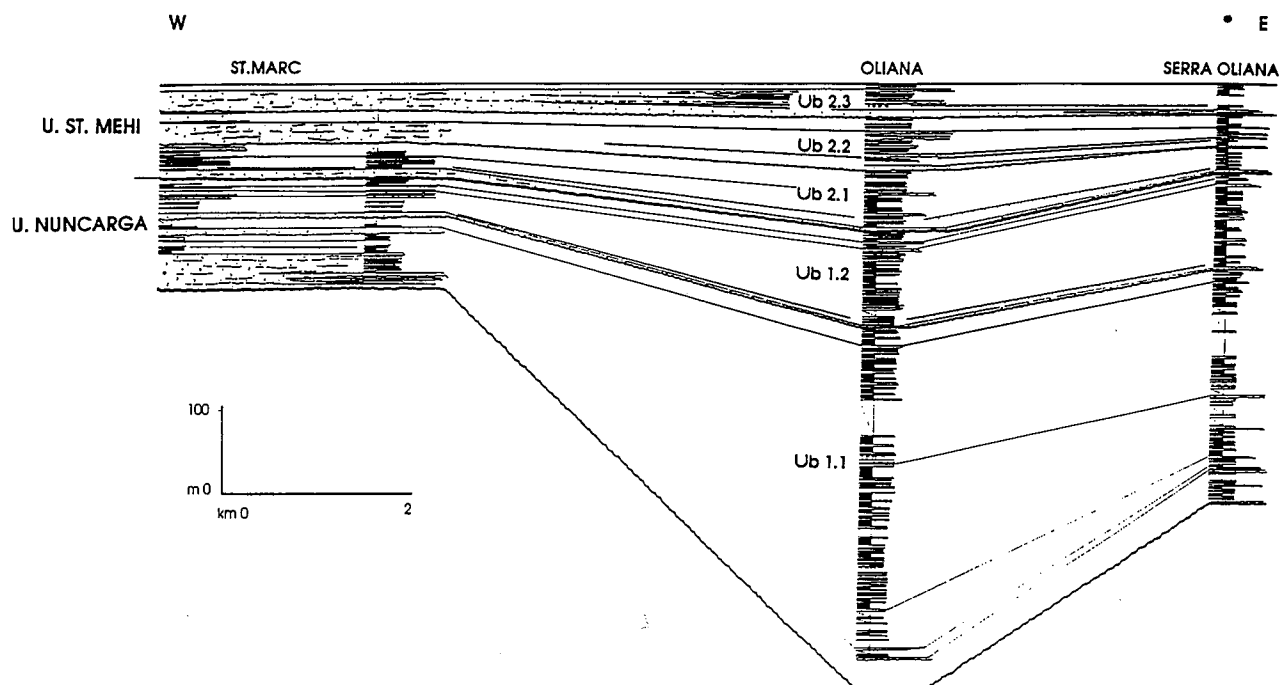


Fig. 4. -Panel sintético del Eoceno terminal, con los dos ciclos de 4º orden que se han distinguido (Unidades de Nuncarga y de St. Mehí) y sus respectivos ciclos de 5º orden. Las facies son conglomeráticas en el W, cerca del cabalgamiento de las Sierras Marginales. Los conglomerados son de calizas mesozoicas de la unidad cabalgante. El aumento de potencia hacia el E estaría relacionado con el movimiento del anticlinal de Oliana.

Fig. 4.-Synthetic panel of the latest Eocene, with two 4th order cycles (Nuncarga and St. Mehí Units) and their respective 5th order cycles. In the W, the facies are conglomeratic, near the Sierras Marginales thrust. The conglomerates are of mesozoic limestones of the trusting unit. The increase of thickness towards the E could be related to the movement of the Oliana anticline.

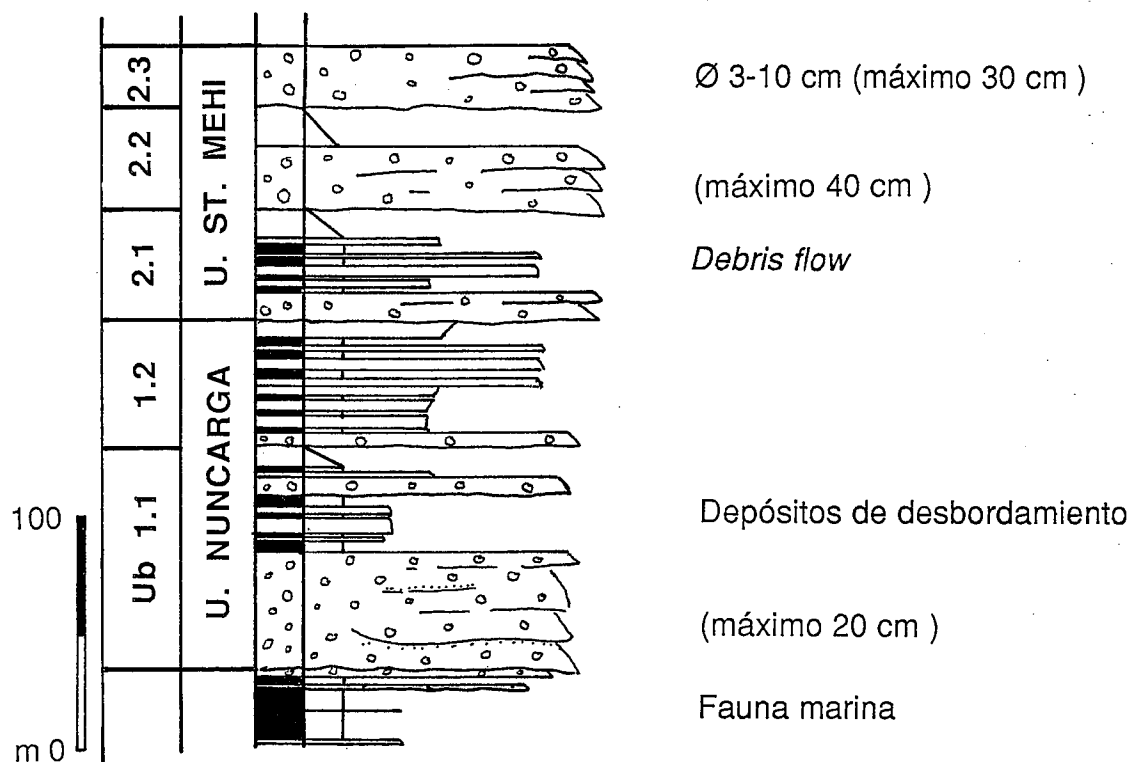


Fig. 5. -Columna completa de la Unidad basal en la serie de St. Marc, muy próxima a las Sierras Marginales. Predominan las asociaciones de facies de abanico aluvial. Es remarkable la diferencia de facies que existe con respecto a la columna de la serie de Oliana (Fig. 6). Se pueden distinguir ciclos de cambio de nivel de base de cuarto orden, para cada unidad (Nuncarga y St. Mehí), y de quinto orden, para cada una de las subunidades. Los ciclos de cuarto orden son difíciles de reconocer en otras de las series medidas.

Fig. 5.-Stratigraphic section of the Basal Unit in the St. Marc section, near the Sierras Marginales. The alluvial fan facies associations are predominant. It can be observed the remarkable facies differency with the Oliana section (Fig. 6). Fourth order baselevel transit cycles (Nuncarga y St. Mehí Units) and fifth order cycles, for each subunit, can be distinguished. The fourth order baselevel cycles are difficult to recognize in other of the measured sections.

que han sido correlacionados con zonas adyacentes datadas paleontológicamente (Riba *et al.*, 1975, Sáez, 1987, Agustç *et al.*, 1987, Anadón *et al.*, 1989 a, b), y datos con estudios magnetoestratigráficos como Priabonienses (Vergés y Burbank, 1991), pueden distinguirse dos unidades estratigráficas mayores o secuencias, discordantes entre sí y respecto a los niveles sub- y suprayacentes (fig. 4, 5 y 6). La discordancia superior se encuentra fuertemente enfatizada por la tectónica (debido al avance del cabalgamiento de las Sierras Marginales). Estas dos secuencias, en conjunto, pueden asimilarse a la "primera unidad conglomerática" de Vergés y Muñoz (1990) aparte del ciclo T3 de González *et al.* (1984; en Pardo *et al.*, 1989), y posiblemente la Secuencia I de Anadón *et al.* (1989 b).

En la primera de las secuencias definidas (unidad de Nuncarga) se diferencian dos ciclos menores relacionados con los cambios que se producen en el nivel de base de la cuenca. En ellos se definen los diferentes cortejos sedimentarios relativos a estos cambios. En la segunda secuencia (unidad de St.Mehí) se distinguen tres unidades menores con las mismas características.

El movimiento del anticlinal de Oliana queda marcado por la subsidencia diferencial que existe entre su flanco septentrional (o zona de menor subsidencia), donde predominan los conglomerados (fig. 4, 5), y su flanco meridional (fuertemente subsidente), con predominio de arcillas y areniscas (fig. 4, 6). Este movimiento es remarkable durante la sedimentación de la unidad de Nuncarga, igual como pasa durante la sedimentación de los materiales marinos del Priaboniense superior. Al N del área en estudio, y frente a los cabalgamientos del Montsec y de las Sierras Marginales, aumenta considerablemente el espesor de los conglomerados. Al alejarnos de la estructura anticlinal hacia el SE observamos que la potencia de los materiales vuelve a decrecer (fig. 4). A medida que se sube en la serie, las diferencias de potencia entre ambos flancos del anticlinal se reducen. Esto indicaría el amortiguamiento progresivo del movimiento del anticlinal. El emplazamiento del cabalgamiento de las Sierras Marginales quedaría reflejado en la sedimentación en forma de *slumps* sinsedimentarios de conglomerados y areniscas.

Las sucesiones próximas a las Sierras Marginales son de composición fundamentalmente conglomerática y formando depósitos de abanicos aluviales que frontalmente pasan a abanicos deltaicos (fig. 5). Estos conglomerados provienen casi en su totalidad de la erosión de los materiales mesozoicos carbonáticos de las Sierras Marginales y de la Serra d'Aubens. Al alejarnos hacia el SE de la zona de estudio se pueden observar facies fluviales con poca relación con los abanicos aluviales, y que presentan cantos poligénicos de origen más septentrional.

En estas series proximales (fig. 5) las unidades definidas (unidad de Nuncarga y unidad de St.Mehí) presentan características que las hacen asimilables a las secuencias deposicionales (Vail, 1987) con sus cortejos sedimentarios diferenciados. A medida que la serie se vuelve más potente, mientras nos alejamos de las zonas proximales, esta diferenciación no es observable, aunque sí la ciclicidad de las unidades menores.

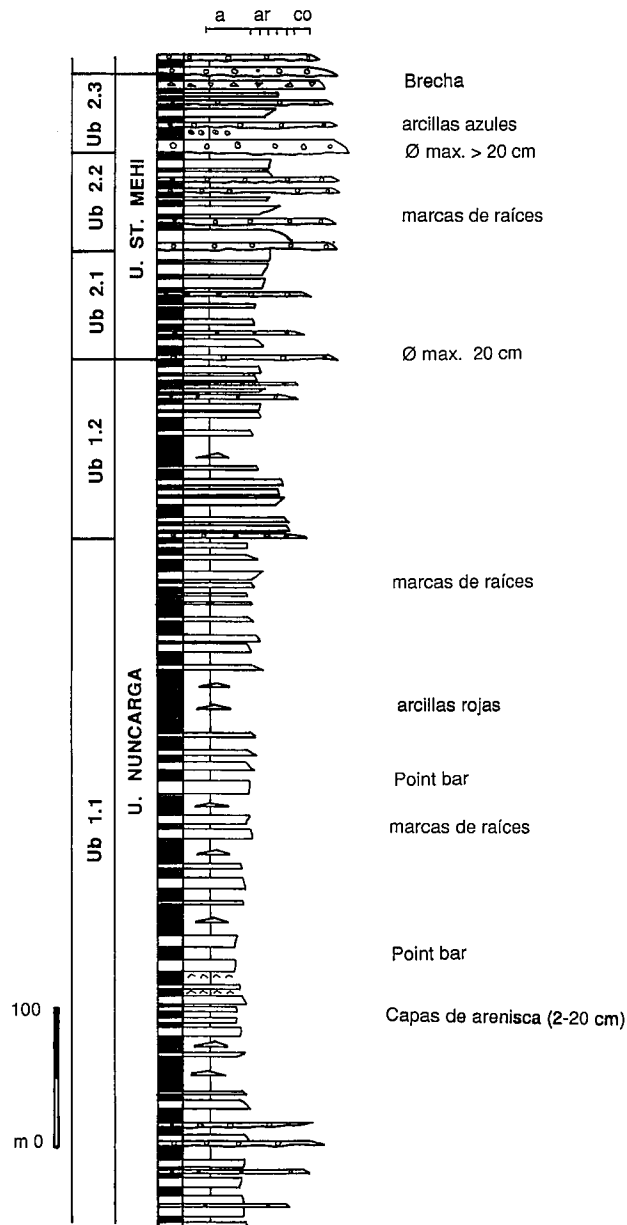


Fig. 6.—Columna completa de la Unidad basal en la serie de Oliana. La primera unidad sedimentaria que se apoya sobre el Eoceno medio-superior marino del anticlinal de Oliana es la Unidad de Nuncarga (Ub 1), con sus dos subunidades. En la Unidad de St. Mehí se distinguen tres ciclos de cambio del nivel de base. El contacto superior con los materiales del Oligoceno inferior, se encuentra sobre una brecha con cantos de carbonatos mesozoicos.

Fig. 6.—Stratigraphic section of the Basal Unit in the Oliana section. The first sedimentary unit that overlays the marine sediments of the middle-upper Eocene of the Oliana anticline is the Nuncarga Unit (Ub 1), which has two subunits. In the St. Mehí Unit three base-level transit cycles are distinguished. The upper boundary with the lower Oligocene sediments is situated over a breccia of Mesozoic carbonate cobbles.

#### 4.1.1. Unidad de Nuncarga (Ub-1)

Se encuentra limitada en la base por la discordancia angular y erosiva que aparece sobre los sedimentos de la secuencia de Oliana (Priaboniense medio-superior). Sobre la discordancia afloran unos niveles conglomeráticos, en

áreas proximales que, en áreas distales, aparecen interestratificados con areniscas y arcillas.

Esta unidad está representada por una serie de materiales aluviales con una edad seguramente de Priabonense superior (Vergés y Burbank, 1991). Frente al cabalgamiento se sedimenta una potente serie conglomerática de procedencia NW, en forma de abanicos aluviales. Hacia el SE estos sistemas aluviales proximales pasan a facies de abanicos deltaicos, lacustres y a fluviales, ya sin relación directa con los abanicos aluviales.

En esta secuencia limitada por dos discordancias pueden distinguirse dos unidades de rango menor.

#### 4.1.1.1. Unidad Ub 1.1

Esta unidad se apoya en la superficie de discordancia, y presenta diferencias de potencia remarcables de E a W. Pasa de tener 97 m en las series de St. Marc (fig. 4, 5), hasta los 458 m de potencia en la serie de Oliana (fig. 4, 6), en el flanco sur del anticlinal, para reducirse hasta 350 m en la Sierra de Oliana, al alejarnos de la estructura anticlinal. Esta diferencia de potencia vendría causada principalmente por el desarrollo del anticlinal de Oliana que provocaría una subsidencia diferencial entre el bloque noroccidental, con menor espesor de sedimentos y el bloque suroriental, con una serie mucho más potente. También influiría, en menor parte, el emplazamiento del cabalgamiento de las Sierras Marginales (Serra de Peramola).

Tres son los tramos diferenciados en la unidad Ub 1.1, los cuales se asimilan a los distintos cortejos sedimentarios depositados durante un ciclo de cambio del nivel de base.

a.—En las series proximales, donde predominan los materiales groseros, este primer nivel está formado por cuerpos de conglomerados con bases erosivas y dispuestos en ciclos granodecrecientes de relleno de canales de abanicos aluviales. Los cantos tienen diámetros de 3 a 15 cm, siendo el tamaño máximo de 40 cm. Lateralmente, hacia el E, al alejarnos de las Sierras Marginales, aumenta el número de capas de arenisca entre los conglomerados, hasta llegar a ser predominantes. Estas areniscas forman barras con estratificación cruzada planar y *festoon*, y presentan *ripples* a techo. Las paleocorrientes predominante de los abanicos aluviales tiene un sentido hacia el E-SE (120°). En este tramo la presencia de lutita es reducida.

En las series distales, la presencia de conglomerados es muy reducida, habiendo un predominio de las areniscas con granulometrías de medianas a finas, y un aumento considerable de finos. Los cuerpos conglomeráticos, llegados a partir de flujos de alta densidad, pasan lateralmente a areniscas con facies tractivas. Las capas de arenisca presentan estratificación cruzada planar y *festoon*, en las barras, y las facies tractivas suelen ser habituales.

En este primer tramo los *slumps* sinsedimentarios que afectan los conglomerados y areniscas son muy frecuentes. La presencia de los *slumps* reflejaría los movimientos tectónicos ligados al emplazamiento del cabalgamiento de las Sierras Marginales.

b.—La superficie transgresiva se observa de forma muy clara en las áreas proximales, donde hay un salto sú-

bito de conglomerados a arcillas. En el conjunto del tramo, siempre de poca potencia, predominan las lutitas, con presencia de algunas capas finas de arenisca, de granulometría muy fina a limo, con *ripples*. En algunas ocasiones estas capas pueden formar pequeñas barras. Representarían facies lacustres marginales, que se sedimentarían durante periodos de mínimo desarrollo de los abanicos aluviales.

c.—El nivel superior, que también es el más potente, está formado por una alternancia de capas de areniscas y lutitas. En áreas proximales pueden intercalarse algunas capas de conglomerados, que desaparecen al distalizarnos. Las capas de arenisca pueden llegar a formar pequeñas *point-bars*, y a veces presentan estratificación cruzada tractiva planar de muy bajo ángulo. También se observa un nivel de láminas de anhidrita con cierta continuidad en lateral, aunque de poca potencia. La bioturbación aumenta a medida que se sube en la serie. Representan facies fluviales, que en las proximidades de las Sierras Marginales, están en contacto con pequeños abanicos aluviales poco desarrollados.

#### 4.1.1.2. Unidad Ub 1.2

Sobre la superficie de discordancia, poco marcada, afloran los sedimentos del segundo ciclo de la primera secuencia. A diferencia de la unidad anterior, los cambios de potencia entre las series no son tan acusados, aunque sí se observa un aumento en las series del flanco SE del anticlinal (fig. 4, 5, 6). En la serie de St. Marc afloran 60 m, en la de Oliana 132 m, y en la Serra de Oliana unos 135 m. Este hecho nos indicaría la disminución en el movimiento del anticlinal.

También es posible distinguir tres cortejos sedimentarios relacionados con cambios en el nivel de base.

a.—El primer nivel está formado por un cuerpo de conglomerados de hasta 12 m de potencia, con cantos centimétricos, base erosiva y ciclicidad granodecreciente. Puede presentar estratificación cruzada planar. Son facies de canales de abanico aluvial.

b.—El segundo tramo es predominantemente arcilloso, y de poca espesor. El paso al tramo superior se hace de forma progresiva.

c.—El tercer nivel, al ser el más potente, es el que mejor se diferencia. En áreas proximales presenta una gran cantidad de arena, a la base predominantemente fina, para posteriormente pasar a constituir ciclos grano y estrato-crecientes con conglomerados a techo. Estas facies se asimilarían a secuencias proximales de complejos de abanicos deltaicos lacustres. Al alejarnos del cabalgamiento de las Sierras Marginales, aumenta el contenido en lutitas, al mismo tiempo que disminuye el tamaño de grano de las areniscas. La facies en las areniscas están representadas por capas finas con *climbing ripples*. Serían facies propias de ambientes abanicos deltaicos lacustres distales y de depósitos de desbordamiento fluviales. La ciclicidad negativa presente en las zonas proximales, cada vez se hace menos marcada. Los niveles de conglomerados proximales tienen cierta continuidad en lateral, aunque al distalizarse disminuye la potencia de los niveles y el tamaño de los cantos, que se presentan como microconglomerados o arenas gruesas.

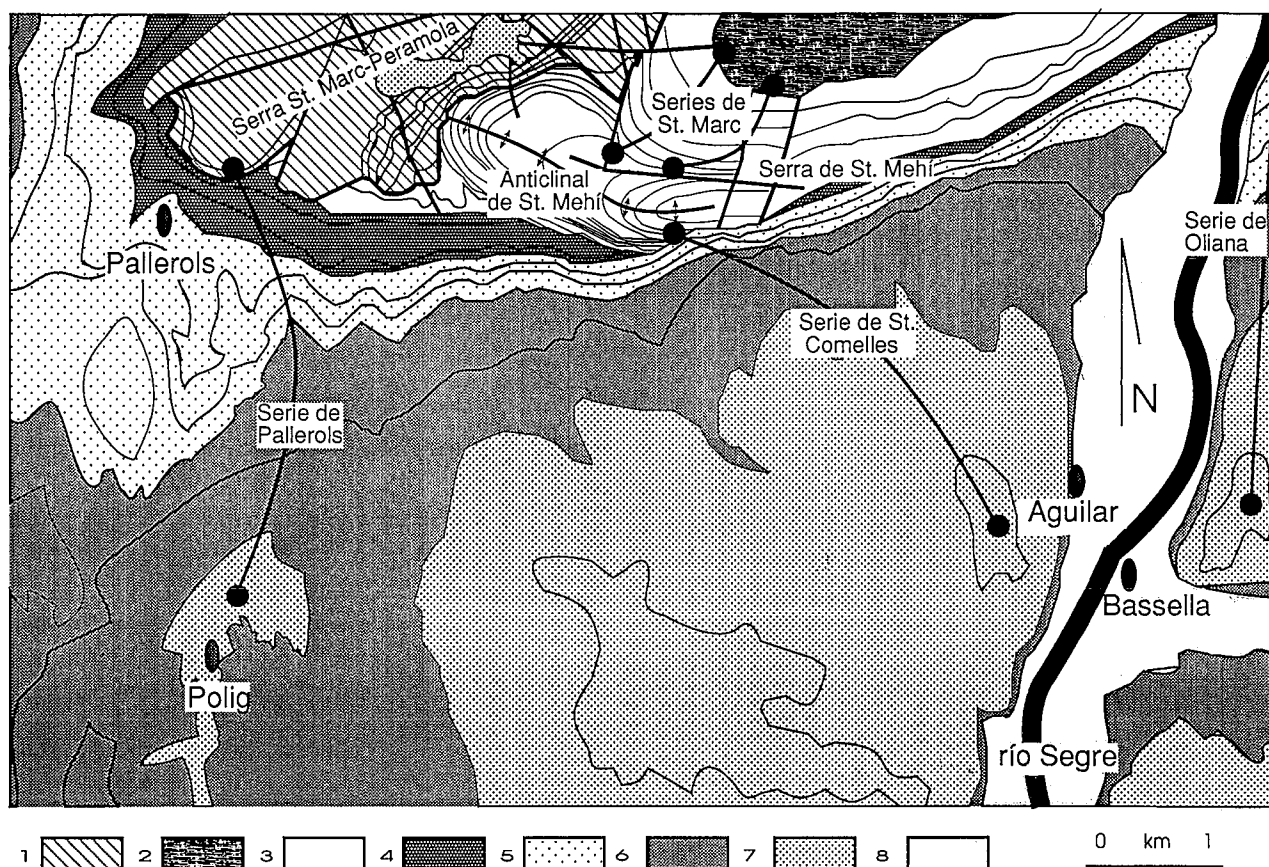


Fig. 7.—Mapa de detalle del área estudiada. **Mesozoico de la Sierra de Peramola:** 1- Mesozoico indiferenciado. **Paleógeno de la Depresión:** 2 - Eoceno superior del anticlinal de Oliana; 3 - Unidad basal; Oligoceno inferior: 4 - Unidad de ca l'Empordanès, 5 - Unidad de Pallerols, 6 - Unidad de Aguilar, 7 - unidad de Polig, 8 - Cuaternario (terrazas del río Segre).

Fig. 7.—Detailed Map of the studied area. **Mesozoic of the Sierra de Peramola:** 1- Mesozoic indiffereniate. **Paleogene of the Depression:** 2 - upper Eocene of the Oliana anticline; 3 - Basal Unit; lower Oligocene: 4 - ca l'Empordanès unit, 5 - Pallerols unit, 6 - Aguilar unit, 7 - Polig unit, 8 - Quaternary (terraces of the Segre river)

#### 4.1.2. Unidad de St. Mehi (Ub-2)

Esta unidad recibe el nombre de la Serra de St. Mehi (fig. 7), en donde se encuentra bien representada. En el sector más occidental de esta Serra, los materiales de esta unidad aparecen plegados en forma de un anticlinal cerrado. La discordancia basal que limita esta secuencia de la anterior es angular y erosiva.

Dentro de esta secuencia se pueden diferenciar tres ciclos de orden menor, limitados entre sí por discordancias, sobre las cuales siempre afloran niveles de conglomerados groseros (fig. 4, 5, 6).

Las diferencias de potencia existentes entre las series de ambos flancos del anticlinal, tan remarcables en la Unidad de Nuncarga, van desapareciendo progresivamente al subir en la serie, hasta la última unidad menor.

A nivel de facies, se observa la aparición de abanicos aluviales en el borde del cabalgamiento de las Sierras Marginales, que frontalmente pasan a abanicos deltaicos lacustres (St. Mehç), a facies finas lacustres, y hacia el SE, a facies fluviales, con poca relación con los abanicos aluviales (Sierra de Oliana).

La discordancia superior, de edad pre-Estampiense (Riba, 1973, Riba *et al.*, 1975), que limita esta secuencia, se encuentra fuertemente enfatizada por la tectónica, de-

bido al emplazamiento de los cabalgamientos y al desarrollo del anticlinal de Oliana

##### 4.1.2.1. Unidad Ub 2.1

Pasa de tener 48 m en la serie más proximal (St. Marc), a 83 m en la serie de Oliana, hasta los 35 m en la Serra d'Oliana. Se distinguen tres niveles o cortejos sedimentarios.

a.—Cuerpo de hasta 12 m, con conglomerados groseros, caóticos y angulosos, y tapices de areniscas con estratificación cruzada, interpretadas como dunas a techo de las barras conglomeráticas. Este cuerpo pierde espesor hacia el E. Corresponde a una asociación de facies de orla de abanico de área fuente calcárea, como la definida por Robles (1984).

b.—Tramo de lutitas con pequeñas capas de arenisca de granulometrças finas a muy finas, presentando localmente estratificación lenticular. Representarçan facies lacustres marginales.

c.—Tramo de areniscas finas y medias con ciclicidad grano- y estratocrecientes poco marcada. Presentan intercalaciones, en áreas proximales, de niveles métricos de



*debris flows* conglomeráticos. En las series distales, las facies de la base del tramo son más finas, presentando trenes de *ripples* con estratificación lenticular, aunque aparecen algunos niveles de conglomerados y microconglomerados. La bioturbación aumenta al subir en la serie. Representarían facies deltaicas lacustres.

4.1.2.2. Unidad Ub 2.2

Este nivel tiene 46 m de potencia en la serie de St. Marc, donde está formado únicamente por conglomerados, 76 m en Oliana y 48 m en la Serra d'Oliana.

La diferenciación en tramos o cortejos sedimentarios

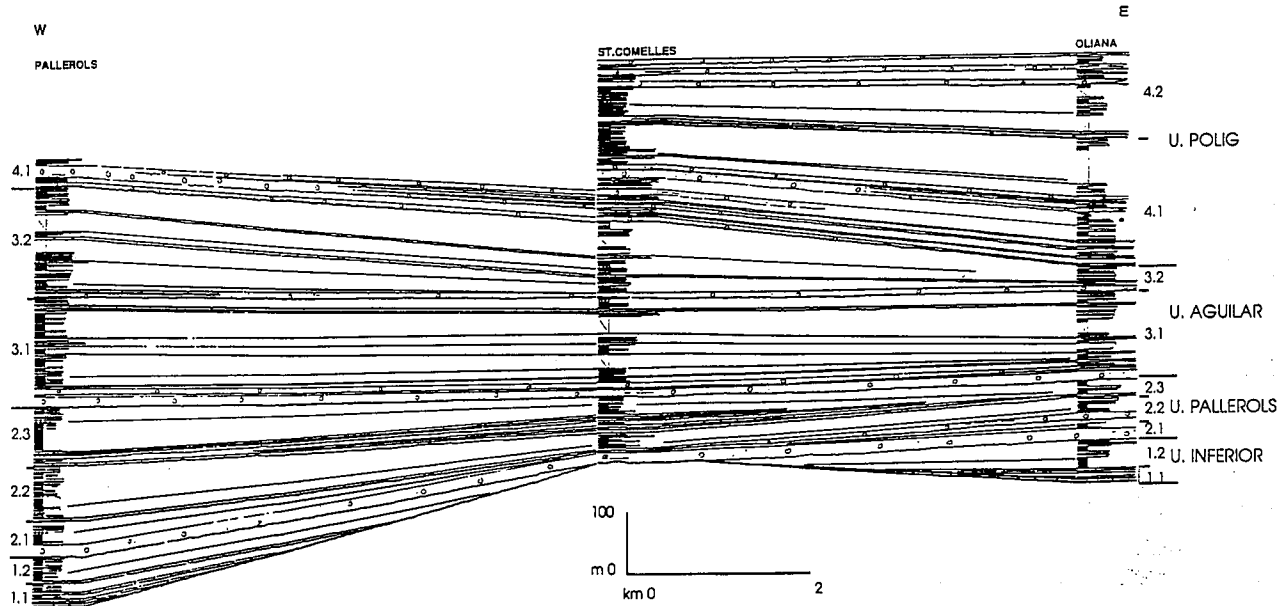


Fig. 8 a. -Panel de correlación de las unidades del Oligoceno inferior.  
Fig. 8 a. -Panel of correlation of the different units of the lower Oligocene.

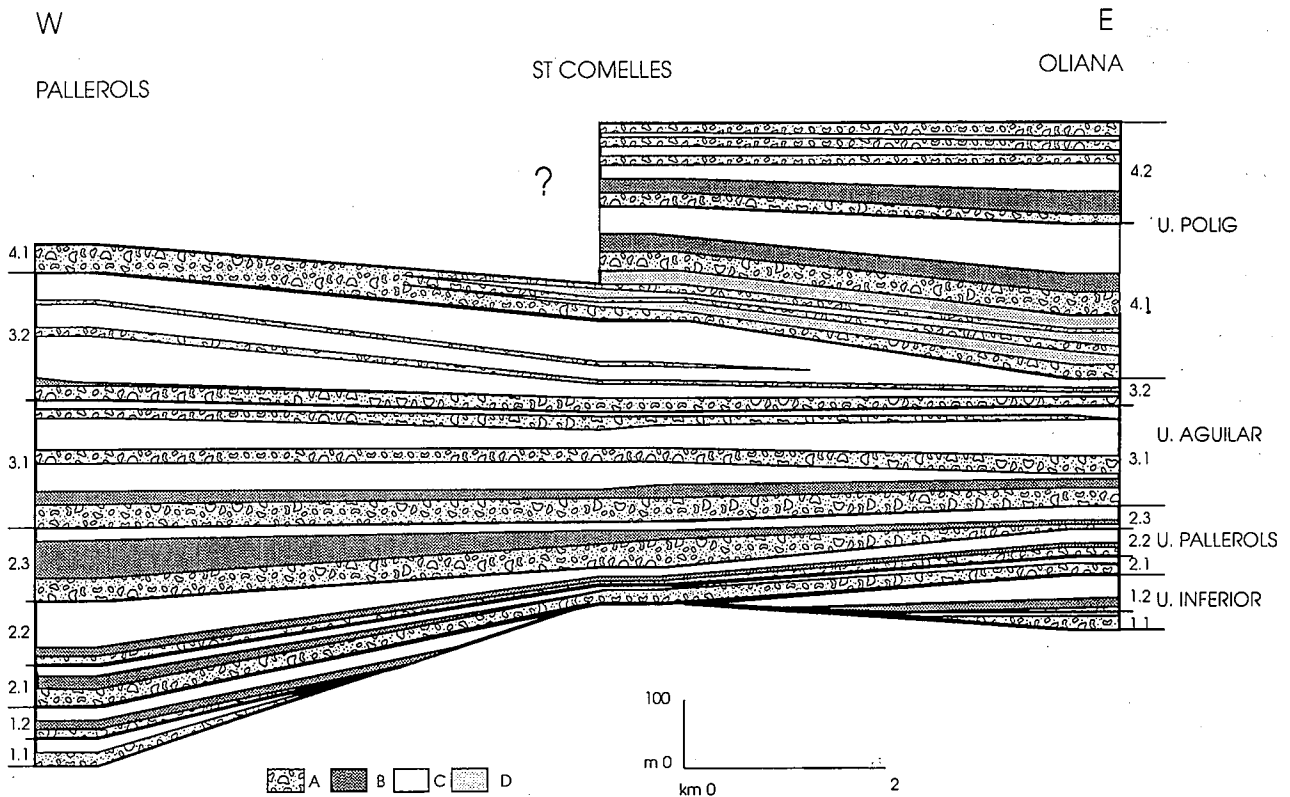


Fig. 8 b. -Esquema de correlación de las unidades del Oligoceno inferior, en base a la fig. 8 a. A- conglomerados y algunas capas de arenisca; B - pelitos y caliche; C -tramos pelíticos con algunas capas de arenisca; D - areniscas y pelitas .  
Fig. 8 b. -Scheme of correlation of the different units of the lower Oligocene, in base of fig. 8 a. A- conglomerates with some sandstone layers; B - shales and caliche; C - shales with some sandstone beds; D - sandstones and shales.

sólo es posible en las series más distales (fig. 6), al estar formadas las proximales únicamente por conglomerados.

a.—Tramo de cuerpos de conglomerados con bases erosivas y areniscas groseras, dispuestos ciclos granoderecientes. Representan canales aluviales.

b.—Nivel arcilloso con capas de arenisca fina a media, formando pequeñas barras y presentando también estratificación lenticular. Los paleosuelos son muy abundantes. Se interpretan como facies lacustres marginales.

c.—Tramo de cuerpos conglomeráticos con bases erosivas alternando con niveles de areniscas, que se vuelven predominantes a techo, y poca presencia de lutita. Son muy abundantes las bioturbaciones por raíces y las marcas de paleosuelos. Representan facies de áreas distales de abanicos aluviales en transición a facies deltaicas lacustres.

#### 4.1.2.3. Unidad Ub 2.3

Presenta unos 30 m en la serie de St. Marc, que igual que en el ciclo anterior está únicamente formada por conglomerados, 31 m en Oliana y 40 m en la Serra de Oliana. Los tramos o cortejos diferenciables sólo aparecen diferenciados en las series distales, de la misma manera que pasaba en la unidad anterior (fig. 6).

a.—Cuerpo de conglomerados groseros, algunos superiores a 20 cm de diámetro. Lateral y distalmente pasan a areniscas groseras hacia el techo. Representan esencialmente barras longitudinales de canales *braided*.

b.—Tramo arcilloso, de tonalidades azuladas, con presencia de caliche y cantos cementados por carbonato. Tiene poca potencia. Son facies lacustres.

c.—Nivel superior, donde se presentan alternantes capas de conglomerados con bases erosivas, arcillas azuladas con una fuerte pedogénesis y abundantes marcas de raíces, y cuerpos de areniscas de granulometrías medias a finas, formando ciclos grano y estratocrecientes a pequeña escala, aunque también pueden presentarse con estratificación lenticular. Sería una asociación de facies lacustres marginales, donde hay sedimentación por decantación propia del lago (arcillas azuladas), y sedimentación debida a la desembocadura de los canales de los abanicos aluviales en áreas lacustres.

El límite superior corresponde, tal como se ha dicho, a una fuerte discordancia angular y erosiva. Los niveles del Oligoceno inferior (Estampiense) están depositados solapando extensivamente tanto los conglomerados de la Unidad Basal como las calizas del Mesozoico de las Sierras Marginales.

## 4.2. Unidad inferior

En base a la correlación con áreas vecinas (Ponts - Artesa de Segre) donde se han realizado dataciones paleontológicas (Riba *et al.*, 1975, Sáez, 1987, Agustí *et al.*, 1987, Anadón *et al.*, 1989 a, b), se han asimilado los sedimentos que descansan sobre la fuerte discordancia finio-cena (Vergés y Burbank, 1991) como pertenecientes al Oligoceno inferior (Estampiense). Pertencerían, en con-

junto, a las formaciones Conglomerados de Berga y Molinas de Solsona.

Dentro de este conjunto de sedimentos se han distinguido cuatro secuencias o unidades de rango mayor separadas por discordancias angulares y erosivas. Las hemos denominado, de base a techo, unidad de ca l'Empordanès, unidad de Pallerols, unidad de Aguilar y unidad de Polig (Figs. 7, 8). La última de las unidades que se describen no aflora en su totalidad debido a la erosión, en alguna de las zonas estudiadas.

Estas secuencias pueden correlacionarse respectivamente con las tres unidades conglomeráticas superiores descritas por Vergés y Muñoz (1990). Así, las unidades de ca l'Empordanès y de Pallerols se corresponden con la "segunda unidad conglomerática" de estos autores, la unidad de Aguilar, aproximadamente con la "tercera unidad conglomerática" y la unidad de Polig, también aproximadamente, con la "cuarta unidad conglomerática". De igual forma, el conjunto de las tres secuencias descritas puede asimilarse a la parte superior de la UTS T3 de González *et al.* (1984, en Pardo *et al.*, 1989), y posiblemente a las Secuencias II, III y IV de Anadón *et al.* (1989 b).

En las secuencias descritas pueden distinguirse varias unidades de rango menor relacionadas con los cambios que se producen en el nivel de base de la cuenca. En la unidad de ca l'Empordanès se distinguen dos ciclos menores y en la unidad de Pallerols pueden distinguirse tres ciclos. Todos estos ciclos solapan extensivamente los materiales plegados de la Unidad Basal y los carbonatos cabalgantes de las Sierras Marginales. Este hecho permitiría la presencia de un mayor número de unidades del mismo rango hacia la cuenca, en áreas deprimidas o menos afectadas por procesos de levantamiento. En las otras unidades descritas, se distinguen para cada una dos ciclos menores.

Cabe resaltar que la discordancia que separa los materiales de la Unidad Basal de los de la Unidad Inferior (de edad Oligoceno inferior) puede representar un lapso de tiempo considerable, y de esta forma marcar un hiato erosivo y/o deposicional importante en el área de estudio.

Los conglomerados que pertenecen al Oligoceno inferior, en la zona en estudio, se distinguen claramente de los conglomerados basales, al ser su composición poligénica, con cantos procedentes de la erosión de los materiales del Paleozoico y del Mesozoico pirenaicos.

Es de remarcar, finalmente, la espectacular discordancia progresiva (en el sentido de Riba, 1967, 1973, 1976) que se puede observar en los materiales del Oligoceno en las proximidades de la Serra de St. Mehí, al sur de Peramola (fig. 3)

#### 4.2.1. Unidad de Ca l'Empordanès (Ui-1)

El límite inferior de esta unidad corresponde a la discordancia mayor intra-oligocena, que aparece fuertemente enfatizada por la tectónica, y que corresponde a un período de erosión y/o no sedimentación.

Los materiales de esta unidad aparecen discordantes y solapando tanto sobre el Mesozoico (Jurásico y Cretácico superior) de la Serra de Peramola como sobre los niveles conglomeráticos plegados del Eoceno terminal (an-

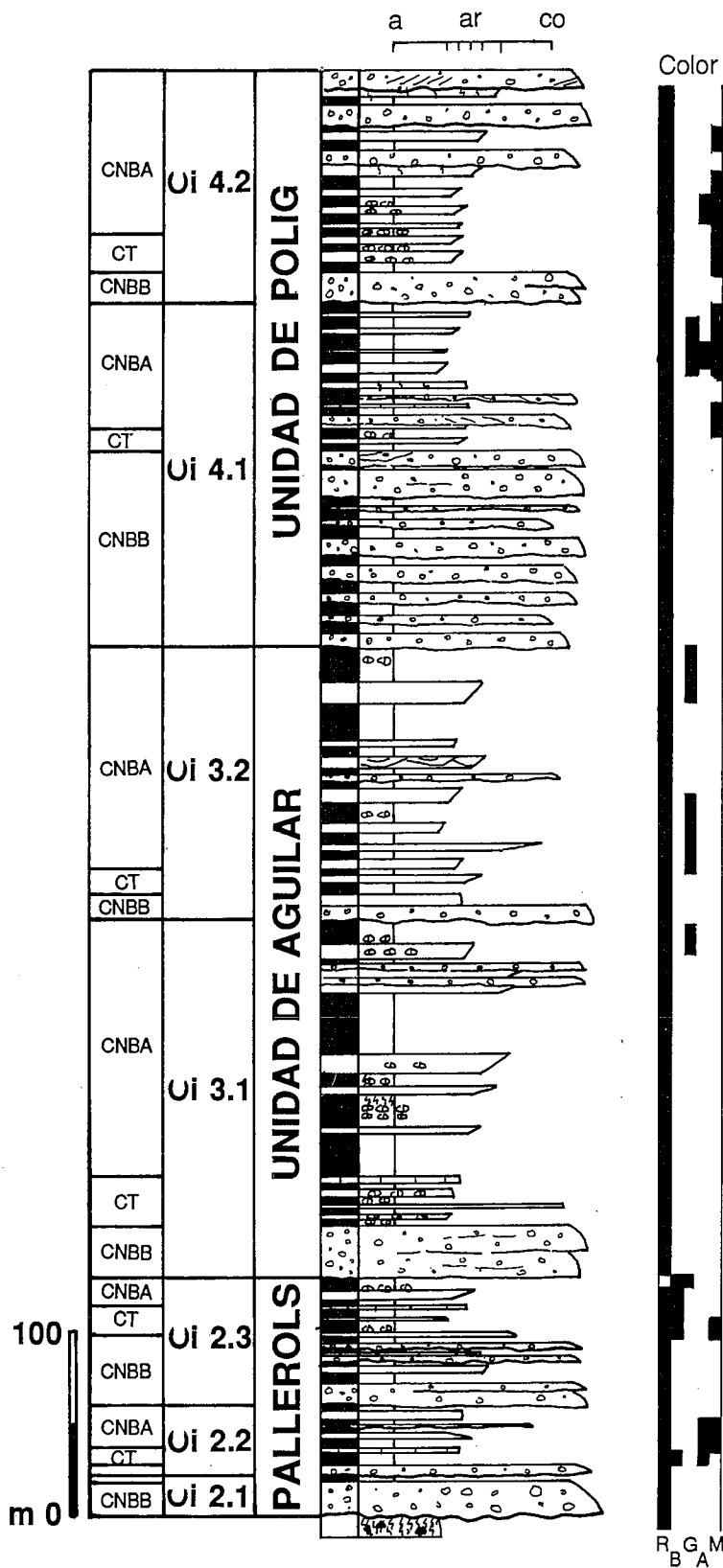


Fig. 9.—Columna completa del Oligoceno inferior, realizada en el mismo afloramiento de la Fig. 3 (St. Mehí-St. Comelles). La primera unidad sedimentaria que se apoya sobre la Unidad Basal es la Unidad de Pallerols (Ui 2). La Unidad de ca l'Empordanès (Ui 1) no aparece debido a que ha hecho on-lap a E y a W del anticlinal de St. Mehí que formaba un paleorelieve que no llegó a ser superado hasta la sedimentación de la unidad Ui. 2. CNBB - cortejo de nivel de base bajo, CT - cortejo transgresivo, CNBA - cortejo de nivel de base alto. Colores: R - rojo, B - blanco, G - gris, A - amarillo, M - marrón.

Fig. 9.—Stratigraphic section of the lower Oligocene sediments, in the same outcrop of Fig. 3 (St. Mehí-St. Comelles). The first sedimentary unit overlying the Basal Unit is the Pallerols Unit (Ui 2). The ca l'Empordanès Unit (Ui 1) displays an on-lap at E and W of St. Mehí anticline. This anticline have constituted a paleohigh, firstly surpassed by the Ui 2 unit. CNBB - low base level systems tract, CT - transgressive systems tract, CNBA - high base level systems tract. Colours: R - red, B - white, G - grey, A - yellow, M - brown.

ticlinal de St.Mehí), donde llegan a acuñarse (fig. 7, 8, 9). Hacia el sector de Oliana vuelve a aflorar.

El límite superior de la unidad de Ca l'Empordanès corresponde a una discordancia angular y erosiva con la unidad de Pallerols.

Dentro de esta Secuencia limitada por dos discordancias mayores, se pueden distinguir dos unidades menores o ciclos de cambio del nivel de base (fig. 8), aunque por efecto del *on-lap*, podría ser que en áreas más meridionales aflorase un número mayor de ciclos.

#### 4.2.1.1. Unidad Ui 1.1

Se encuentra dispuesta solapando extensivamente la superficie de discordancia. Presenta fuertes variaciones de potencia: 40 m en Pallerols (al W), 0 m en St. Mehí, donde se ha acuñado totalmente, y 12 m en Oliana (al E). Es de remarcar que mientras en Pallerols se encuentra en contacto con el Mesozoico de las Sierras Marginales, en el sector de St.Marc-St.Mehí aparece sobre la Unidad Basal plegada, y en Oliana se presenta en serie continua con los niveles inferiores (fig. 8), observándose en la base una brecha de cantos calizos, producto de un flujo gravitativo de alta densidad.

Se pueden diferenciar tres tramos o cortejos sedimentarios representando los ciclos de cambio del nivel de base.

a.-ramo con conglomerados, con diámetros de cantos de hasta 30 cm y de área fuente paleozoica, areniscas gruesas y, minoritariamente, lutitas. En el sector de Oliana en la base aparece una brecha calcárea. Representan asociaciones de facies fluviales a fluvio-aluviales, de tipo *braided*.

b.-Tramo de arcillas rojas con algunas capas delgadas de hasta 10 cm, excepto en el sector de Oliana donde sólo aparecen las arcillas. Presenta fuerte bioturbación y pedogénesis. Son facies típicas de áreas de desbordamiento, así como de períodos de poco aporte de areniscas.

c.-Capas de areniscas de granulometrías medias a groseras, fuertemente bioturbadas por raíces y con poca presencia de arcillas. Este tramo no aflora en el área oriental. Son facies fluviales.

#### 4.2.1.2. Unidad Ui 1.2

Dispuesta sobre la unidad anterior y solapando extensivamente la superficie de discordancia. Presenta fuertes variaciones de potencia (fig. 8) debido al acuñamiento en el área de St. Mehí, como el ciclo anterior: 60 m en Pallerols (al W), 0 m en St. Mehí y 64 m en Oliana (al E).

Se pueden diferenciar, como en el ciclo anterior tres tramos o cortejos sedimentarios.

a.-Formado por cuatro cuerpos de conglomerados que presentan bases erosivas y abundantes reactivaciones. Estos cuerpos alternan con niveles lutíticos y capas de areniscas, todos afectados por pedogénesis.

b.-Tramo predominantemente arcilloso, de coloración rojiza, donde aparece alguna capa de arenisca de gra-

nulometría fina a muy fina, representando facies fluviales de desbordamiento y facies pélticas palustres-lacustres.

c.-Nivel arcilloso-areniscoso. Las capas de arenisca se disponen en ciclos estrato- y granocrecientes. Los dos primeros ciclos, que presentan coloraciones grises, azuladas y blancas, corresponden a barras de desembocadura de pequeños fan deltas lacustres. Las barras de arenisca representan las facies del frente deltaico lacustre, mientras las lutitas representan las facies de Prodelta y las facies autóctonas lacustres. En estos niveles se han encontrado restos de palmeras (*Palmacites sp.*, según J. Biosca, comun. pers.).

#### 4.2.2. Unidad de Pallerols (Ui.2)

El límite inferior corresponde a una discordancia angular y erosiva sobre la unidad de Ca l'Empordanès. Llegan a ponerse en contacto con los materiales de la Unidad Basal plegados por el anticlinal de St. Mehí. Estos conglomerados plegados formaban un paleoalto que no pudo ser superado por los materiales de la secuencia anterior, que si se depositaron a E y a W del anticlinal, como se puede observar en el panel de correlación.

El límite superior de la unidad corresponde a una discordancia angular y erosiva que la separa de la unidad de Aguilar, recubierta por cuerpos conglomeráticos potentes.

Dentro de esta Secuencia limitada por dos discordancias mayores, se pueden distinguir tres unidades menores o ciclos de cambio del nivel de base (fig. 8, 9).

##### 4.2.2.1. Unidad Ui 2.1

Se presenta discordante sobre el ciclo anterior. La potencia varía desde los 68,5 m en Pallerols, a 18 m en St. Mehí, donde se presenta fuertemente acuñada, hasta los 33 m en Oliana, al E (fig. 8). Los tramos diferenciados son los siguientes:

a.-Nivel conglomerático de aproximadamente unos 20 m, que tiene una gran continuidad en lateral y presenta abundantes reactivaciones. En la Serra de St. Mehí está en contacto con la Unidad Basal dispuesta como estructura anticlinal tumbada, presentándose como el primer nivel estratigráfico ya posiblemente estampiese que llega a superar esta estructura. Son facies fluviales de tipo *braided*.

b.-Tramo arcilloso rojizo, con algún nivel de areniscas finas en facies de desbordamiento. A techo del nivel encontramos una acumulación de caliche, que representa una superficie de condensación o superficie de máxima inundación.

c.-Tramo de capas de arenisca de granulometrías medias a finas, presentando estratificación cruzada de tipo trough y estructuras de tipo *point bars*, alternando con arcillas rojas afectadas por fuerte pedogénesis debida a raíces. También aparecen, en las lutitas, algunos nódulos de caliche. Representan asociaciones de facies fluviales meandriformes.

#### 4.2.2.2. Unidad Ui 2.2

La potencia varia desde 110,5 m en Pallerols, al W, pasando por los 39 m en St. Mehí, hasta los 34,5 m en el E (Oliana). El acuífamiento que existía en la parte central de la zona en estudio, a partir de este momento se desplaza hacia el E, como puede observarse en el panel (fig. 8). Los niveles distinguidos son:

a.-Ciclo granodecreciente de relleno de canal de hasta 8 m, con conglomerados en la base sobre los cuales aparecen areniscas groseras con laminaciones tractivas y abundantes cantos sueltos.

b.-Tramo lutítico con escasas capas de arenisca de granulometría fina, cerca de la base. Tiene un espesor máximo de 18 m. A techo aparece un nivel carbonático, de acumulación de caliche, de hasta 1,5 m, y que representa la superficie de máxima inundación.

c.-Nivel estrato- y granocreciente en conjunto, de hasta 86,5 m. En la base se observan pequeños ciclos granocrecientes lutita-arenisca, con caliche al techo. Se observa una continuidad en la sedimentación en el paso del tramo b al tramo c. En conjunto existe un predominio de la arcilla, y los cuerpos arenosos que existen forman ciclos grano- y estratocrecientes, fuertemente alterados por raíces. A medida que se sube en la serie los cuerpos de areniscas aumentan en espesor, y pasa igual con la relación arena/lutita. Pueden observarse estructuras de tipo *point-bar* y incluso algún nivel con caliche.

#### 4.2.2.3. Unidad Ui 2.3

La potencia de la unidad varia desde los 114,5 m en Pallerols, pasando por los 75,5 m en St. Mehí, hasta los 35 m en Oliana, al E (fig. 8). Los cortejos distinguidos son:

a.-Tramo formado por varios niveles de conglomerados con bases erosivas; reactivaciones y que ocasionalmente presentan estratificación cruzada planar. Lateralmente pasan a areniscas, y forman ciclos granodecrecientes. Entre las capas aparecen lutitas rojizas. Hacia el E afloran algunos ciclos estrato- y granocrecientes de arenisca de hasta 1 m, con nódulos de limolita y algún suelo calcimórfico.

b.-Nivel lutítico rojo con acumulación de caliche a techo. Aparecen abundantes bioturbaciones debidas a raíces, y presenta alguna capa de arenisca hacia la parte superior del tramo.

c.-Tramo de arcillas y areniscas de granulometría fina, con coloraciones rojizas y gris-azuladas. Los suelos calcimórficos son abundantes. Las areniscas presentan estratificación lenticular a wavy, aunque también puede observarse alguna capa en forma de canal. Estos materiales serían de origen fluvio-lacustre.

#### 4.2.3. Unidad de Aguilar (Ui 3)

Sobre la discordancia erosiva y angular se deposita un potente cuerpo de conglomerados que marca el inicio

de una nueva secuencia limitada por discordancias. Dentro de esta unidad se pueden distinguir dos ciclos de rango menor (fig. 8, 9).

#### 4.2.3.1 Unidad Ui 3.1

Esta unidad presenta un acuífamiento generalizado en el área de estudio de W a E. Tiene una potencia de 223,5 m en Pallerols, 164 m en St. Comelles y 120,5 m en Oliana (fig. 8). Los tramos distinguibles son (fig. 9):

a.-Cuerpos de conglomerados de facies fluviales *braided*, con pequeñas barras de arenisca. Este nivel contiene muy poca cantidad de lutita.

b.-Tramo arcilloso, con abundantes suelos calcimórficos. En ocasiones presenta pequeñas capas de areniscas formando trenes de *ripples*, con estratificación lenticular. Las marcas de raíces son muy abundantes. A techo aparece un nivel condensado de acumulación de caliche, que lateralmente pasa a un nivel ferruginoso (*hardground*).

c.-Nivel potente formado por ciclos estrato- y granocrecientes de arenisca, con abundante lutita entre ciclos. Hacia el techo del nivel los ciclos están colmatados por conglomerados. Hacia la base del tramo aparecen abundantes suelos calcimórficos y marcas de raíces. Hacia la parte superior se encuentran nódulos de caliche. Estos cuerpos lateralmente pueden acuífarse, formando parte de facies de desbordamiento (trenes de *ripples* con estratificación lenticular), aumentando la relación lutita/arenisca. Estas últimas capas de arenisca presentan ferruginizaciones a techo.

#### 4.2.3.2. Unidad Ui 3.2

Esta unidad se acuña de W a E, variando la potencia desde 191 m en Pallerols (W), pasando por los 146,5 m en St. Comelles, hasta los 95 m de Oliana (fig. 8). También se distinguen tres cortejos sedimentarios (fig. 9).

a.-Tramo poco potente formado por unos 10 m de conglomerados en facies *braided*.

b.-Nivel lutítico. Hacia la parte superior contiene capas de arenisca con el techo fuertemente bioturbado por raíces y con ferruginizaciones. Culminando el nivel hay presencia de caliche.

c.-El tramo superior es muy potente. Se puede subdividir en tres subniveles:

- El primero de estos está formado por ciclos estrato- y granocrecientes. En la base de los ciclos aparecen lutitas y areniscas finas con estratificación lenticular, mientras a techo dominan las areniscas. Se interpretan como ciclos de barras de desembocadura lacustres.

- A medida que se sube en la serie aumenta el número de capas de conglomerados (en facies de canales meandriformes), mientras desaparece la ciclicidad negativa que se observaba hacia la base del tramo. En los cuerpos de areniscas se observan estructuras de tipo *point bar* y presentan estratificación *festoon*. La pedogénesis es importante y pueden presentarse niveles de caliche o de carbonatos. Han aparecido restos fósiles de palmeras. Este nivel intermedio se interpreta como un predominio de las facies

fluviales sobre las fluvio-lacustres. Estaría relacionado con una progradación hacia el S del sistema fluvial.

– En los últimos 80 m la pedogénesis afecta fuertemente los sedimentos. Asimismo, disminuye la presencia de arenisca, la cual aparece en capas finas con estratificación lenticular, mientras abundan los niveles de caliche. Correspondería a una asociación de facies de llanura de inundación. Los sistemas fluviales que existirían en este momento transportarían principalmente sedimentos finos.

#### 4.2.4. Unidad de Polig (Ui 4)

La tercera secuencia descrita es la más superior de las aflorantes. Su cabuzamiento es subhorizontal en todas partes, exceptuando pequeñas inflexiones debidas a las estructuras antiforales y sinforales de la Cuenca del Ebro. En muchos puntos solamente llega a aflorar parcialmente debido a estar erosionada (fig. 8).

Sobre la discordancia angular y erosiva basal de esta unidad se deposita un potente tramo de conglomerados (fig. 9). Es de remarcar que los materiales de esta última secuencia son de granulometrías más groseras que en las anteriores. Esto sería resultado de la progradación (*downward shift*) de los sistemas fluvio-aluviales hacia el centro de la Cuenca del Ebro. Dentro de esta unidad se distinguen dos ciclos de rango menor.

Esta unidad superior presenta sus facies más proximales, fluviales y fluvio-aluviales al N del Mesozoico cabalgante de la Serra de Peramola, formando los niveles superiores de las montañas del Corb y de St. Honorat. En los últimos estadios la sedimentación fluvial llegó a superar la Sierra de Peramola. Las capas de conglomerados que se pueden observar en la cima de la Serra de Peramola pertenecen a esta unidad.

Estos materiales representarían el último momento de sedimentación molásica en esta área de la Cuenca del Ebro.

##### 4.2.4.1. Unidad Ui 4.1

La potencia de esta unidad varía desde los 44 m de Pallerols (donde el afloramiento sólo es parcial, debido a la erosión), a 209 m en Aguilar y 230 m en Oliana (fig. 8). Los cortejos diferenciados son tres.

a.–Tramo muy potente, con predominancia de conglomerados hacia el W y con mayor número de intercalaciones de areniscas y lutitas hacia el E. Los conglomerados corresponden a facies *braided* o anastomosadas, mientras que las arcillas y areniscas formarían parte de áreas de intercanal o de desbordamiento y de *levees*, presentándose fuertemente bioturbadas por raíces y con algún nivel de caliche y de nódulos de limolita.

Estos tipos de distribución con las facies fluviales o fluvio-aluviales al W y las de llanura de inundación al E de la zona en estudio va relacionada con la presencia, al N de la zona occidental, de las facies conglomeráticas proximales del Corb y de St. Honorat, mientras la zona oriental quedaría apartada de estas facies debido al paleorelieve de

la Serra de Peramola y posiblemente del anticlinal de Oliana, al frente de la sierra.

b.–Tramo lutítico con algunos niveles de areniscas (formando pequeñas *point bars* y algunas con estratificación lenticular), y hacia el oeste, conglomerados. La superficie trasgresiva se observa en el paso brusco de conglomerados a arcilla. Se presentan diversas superficies condensadas en forma de niveles de acumulación de caliche. La superficie de máxima inundación se correspondería con la última de las secciones condensadas.

c.–Nivel lutítico-areniscoso, con algún canal ocasional de conglomerados o microconglomerados. La pedogénesis es fuerte y aparecen tramos marmorizados o con caliche, hacia la parte superior. Las areniscas presentan laminaciones onduladas. En algunos casos se observa la ciclicidad estrato- y granocreciente.

##### 4.2.4.2. Unidad Ui 4.2

Es discordante sobre la anterior. Parece que se hace potente hacia el E (190 m en Oliana), aunque al W del río Segre aflora sólo parcialmente (fig. 7, 8), y se han podido medir un total de 117 m.

Se han diferenciado los siguientes cortejos sedimentarios:

a.–Nivel de conglomerados con abundantes reactivaciones, que contiene barras de areniscas y conglomerados con estratificación cruzada planar. Llegan a tener un espesor de 10 m.

b.–Tramo potente de 50 a 90 m con abundante lutita. El caliche es muy abundante y aparecen superficies de condensación en forma de niveles carbonáticos. Hay intercalaciones de capas de areniscas de granulometrías medias a groseras rellenando canales o formando pequeñas *point bars* fuertemente bioturbadas. Corresponden a facies de llanura de inundación fluvial y facies palustres.

c.–Nivel superior potente, con predominio de areniscas y conglomerados, y poca lutita. Los cuerpos de conglomerados o areniscas llegan a tener unos 10 m, formando canales meandriformes. Presenta estratificación cruzada en surco y planar. Lateralmente a los canales aparecen algunas *point bars* y facies de intercanal (lutitas y areniscas fuertemente alteradas por raíces). En las lutitas aparece algún nivel de caliche.

## 5. PROBLEMATICA DE LOS CICLOS SEDIMENTARIOS EN LOS SEDIMENTOS CONTINENTALES

En los sedimentos continentales del Oligoceno se distinguen dos tipos principales de ciclos sedimentarios y como tales se utilizan en la descripción de estos materiales. Son las unidades mayores, o ciclos de cuarto orden, limitadas por discordancias más remarcables y relacionadas con el avance de los cabalgamientos hacia el S, y las unidades menores, que se incluyen dentro de las anteriores y que también están limitadas por discordancias y van relacionadas con cambios en el nivel de base de la cuenca. Estos ciclos o unidades de facies continentales presentan

unas diferencias remarcables con las "secuencias marítimas" (Uliana y Legarreta, 1988) o secuencias deposicionales (en el sentido de van Wagoner *et al.*, 1988).

### 5.1. Unidades Mayores: Ciclos de 4º orden

Están delimitadas a base y a techo por discordancias erosivas y angulares. Como características más destacadas de estos ciclos se pueden destacar las siguientes (fig. 9):

– Dentro de cada unidad los niveles conglomeráticos predominan hacia la base.

– En la zona intermedia del ciclo la relación lutita/arena aumenta considerablemente

– Hacia el techo aparecen niveles conglomeráticos y areniscosos más abundantes, aunque con mayor proporción de finos que en los tramos basales

– Los niveles basales presentan una marcada ciclicidad estrato- y granodecreciente, mientras los niveles superiores del ciclo forman ciclos estrato y granocrecientes progradantes

– En la mayoría de los casos aparece una superficie de condensación más marcada, que se presenta como un nivel de caliche o un suelo calcimórfico bien desarrollado. Esta se interpreta como la superficie de máxima inundación para cada unidad.

Estas unidades se corresponden con la definición de

secuencia deposicional en Mitchum *et al.* (1977) y en Vail (1987), al estar limitadas por discordancias y sus relativas conformidades. Pero en ellas es difícil definir sus cortejos sedimentarios (o *systems tracts* en el sentido de Posamentier *et al.*, 1988).

Asimismo, también es posible observar el paralelismo entre estas unidades y las "secuencias grandes" de Mutti (1989). Estas últimas se encuentran delimitadas por discordancias y en ellas no se pueden definir cortejos sedimentarios (*systems tracts*). Su origen (Mutti, 1989) sería debido al avance de los cabalgamientos hacia el antepaís, determinando nuevas geometrías de la cuenca y modificándose la cantidad de aportes que llegan a la cuenca. Estas unidades se pueden asignar a las secuencias compuestas (*composite sequences*) de Mitchum y van Wagoner (1991), puesto que están constituidas por secuencias deposicionales de menor rango, aquí descritas como unidades menores, en las cuales si es posible distinguir sus diferentes cortejos sedimentarios. Estas secuencias compuestas serían de cuarto orden, como parece observarse después de comparar las unidades aflorantes con los ciclos de tercer orden de Haq *et al.* (1988) y al ver que no coinciden en número, aunque sí en edad. En los sedimentos estudiados dentro de cada unidad mayor siempre aparecen los tramos conglomeráticos más potentes cerca de las discordancias que delimitan estos ciclos, debido al rejuvenecimiento del relieve que se produce al avanzar los

### CICLO DE CAMBIO RELATIVO DEL NIVEL DE BASE

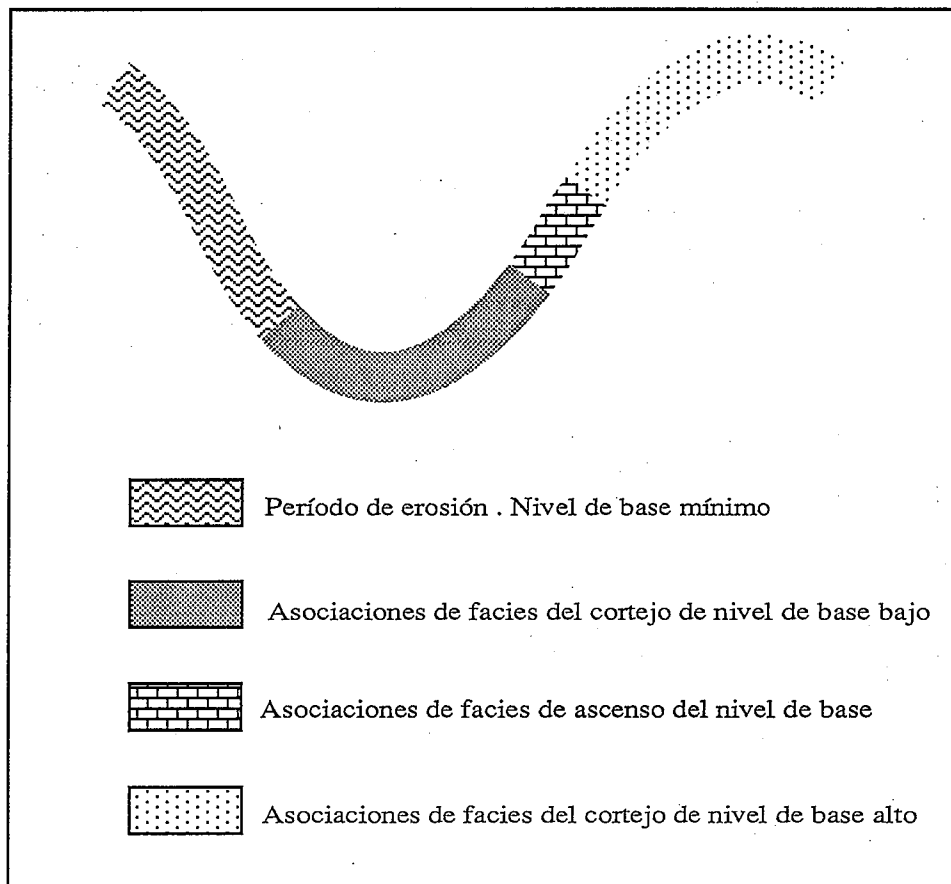


Fig. 10.—Curva representando un ciclo de cambio relativo del nivel de base, donde se indican los momentos de erosión y de sedimentación.  
Fig. 10.—Curve representing a cycle of relative change of the base level, where the erosive and sedimentation periods are indicated.

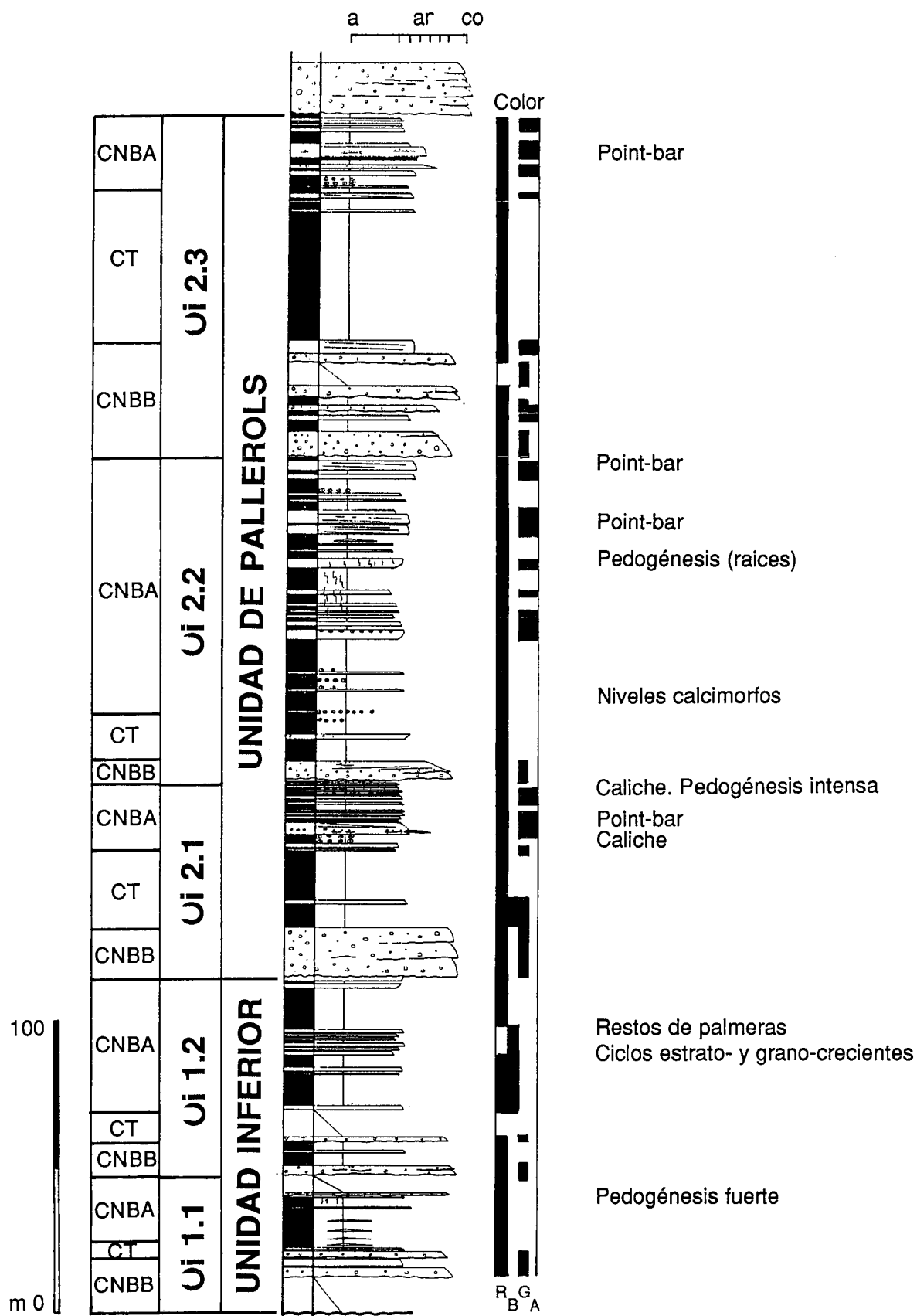


Fig. 11.—Columna de detalle de los dos primeros ciclos de 4º orden del Oligoceno inferior, en la serie de Pallerols. Se distinguen los diferentes ciclos de 5º orden y sus cortejos sedimentarios. CNBB - cortejo de nivel de base bajo, CT - cortejo transgresivo, CNBA - cortejo de nivel de base alto. Colores: R - rojo, B - blanco, G - gris, A - amarillo.

Fig. 11.—Detailed section of the lowermost 4th. order cycles of the lower Oligocene, in Pallerols section. The 5th. order cycles and their related systems tracts are distinguished. CNBB - low base level systems tract, CT - transgressive systems tract, CNBA - high base level systems tract. Colours: R - red, B - white, G - grey, A - yellow.



cabalgamientos y a la fuerte bajada relativa del nivel de base, implicando un periodo de erosión y/o no deposición previo a la sedimentación de los conglomerados.

Tal como se ha dicho anteriormente, existen excepciones locales dentro de las unidades mayores en las cuales es posible distinguir cortejos sedimentarios. Estas aparecen en las unidades de Nuncarga y de St. Mehí, dentro de la Unidad Basal, y únicamente en las áreas más proximales (fig. 5) donde predominan los conglomerados, cerca del frente de cabalgamiento. Se distinguiría un cortejo de nivel bajo (*lowstand systems tract*) con facies conglomeráticas aluviales o fluviales de tipo *braided*, con abundantes *scourings* y superficies de reactivación; un cortejo de ascenso del nivel de base o cortejo transgresivo (*transgressive systems tract*), con predominio de finos y poca cantidad de areniscas, marcado por una superficie transgresiva en la base, cambio brusco entre conglomerados y arcillas, claramente visible en el campo; y un cortejo de nivel alto (*highstand systems tract*) con conglomerados aluviales y fluviales de tipo *braided*, areniscas y lutitas con una parente ciclicidad estrato- y granocreciente.

## 5.2. Unidades Menores: Ciclos de cambio del nivel de base.

Son unidades estratigráficas de rango inferior a las anteriores, y por lo tanto aparecen formando parte de las anteriores. Están delimitadas entre sí por discordancias, y dentro de cada unidad es posible distinguir una ciclicidad relacionada con los cambios en el nivel de base de la cuenca. Este tipo de unidades o ciclos ha recibido diferentes nombres en la literatura, el primero de los cuales fue el término de *baselevel transit cycle* (Wheeler, 1964). Estos ciclos de tránsito del nivel de base fueron definidos como secuencias de cualquier magnitud, limitadas por discordancias, y formadas por una fase cíclica deposicional durante la subida del nivel de base y una fase cíclica erosiva o hiato, durante la cual baja el nivel de base. Estos ciclos se pueden equiparar a las "secuencias mediterráneas" (Uliana y Legarreta, 1988), a las *hinterland sequences* (Vail *et al.*, 1977), a las "secuencias medianas" (Mutti, 1989) y a las secuencias de alta frecuencia o ciclos de quinto orden (Mitchum y van Wagoner, 1991).

Siguiendo el razonamiento utilizado en la estratigrafía secuencial, y utilizando como referencia los cambios que se producen en el nivel de base de la cuenca, en relación directa o no con el nivel del mar global, se pueden distinguir distintos cortejos sedimentarios. Uliana y Legarreta (1988) distinguen un "cortejo de nivel de base bajo" (*lowstand deposits*), que se sedimentaría desde el momento posterior al periodo de erosión causado por la bajada del nivel de base, cuando la relación entre el suministro y la energía de transporte fuese suficientemente alta para empezar la acumulación en algunos puntos, mientras en otros habría aún una erosión retrocedente, hasta el momento en que la acumulación llegase a tapar el punto máximo alcanzado por la erosión (*nick point*), y un "cortejo de nivel de base alto" (*highstand deposits*, según terminología de los autores citados), que se iniciaría antes del

punto de inflexión de la curva de ascenso del nivel de base, momento en que aumentaría el espacio de acomodación y el aporte relativo de clásticos más gruesos, llegando a cubrir las zonas de erosión y de no deposición.

En base a los datos que poseemos en la actualidad, creemos posible la diferenciación de tres cortejos sedimentarios dentro de cada uno de estos ciclos (Figs. 10, 11). Estos cortejos serían equivalentes a los cortejos marinos (*sensu* Posamentier *et al.*, 1988) para ciclos de alta frecuencia (Mitchum y van Wagoner, 1991). De base a techo son:

a.-Tramo de conglomerados en facies *braided*. Se corresponde con el relleno de valle encajado (*incised valley fill*), equivalente al *lowstand prograding complex* en facies de *hinterland*. Formaría parte del "cortejo de nivel de base bajo". Empezaría a sedimentarse posteriormente al punto de inflexión de la curva de descenso del nivel de base. Durante el descenso del nivel de base se produce erosión, aunque a partir del punto de inflexión ésta se vuelve retrocedente (Uliana y Legarreta, 1988).

b.-Tramo predominantemente arcilloso. La superficie transgresiva se presenta claramente distinguible en el campo, debido al contraste entre los conglomerados basales y las arcillas. Queda delimitado normalmente a techo por una superficie de máxima inundación, que en el área de estudio suele estar representada por un nivel de acumulación de caliche. Formaría el "cortejo transgresivo", y se iniciaría anteriormente al punto de inflexión de la curva de subida del nivel de base. Este tramo es, en general, de poca potencia.

c.-Tramo potente arenoso-conglomerático, con presencia importante de lutitas. Corresponde al "cortejo de nivel de base alto". En la base es una continuación de la sedimentación del "cortejo transgresivo", con la predominancia de los sedimentos arcillosos sobre los arenosos. A medida que se sube en la serie aparecen facies fluviales meandriformes y ciclos estrato- y granocrecientes de origen fluvio-lacustre, siempre afectados profundamente por la pedogénesis. Cabe destacar que la parte superior de este tramo es la que aparece más afectada por los fenómenos pedogenéticos.

## 6. CONCLUSIONES

Se han definido nuevas unidades estratigráficas de distinto orden al W del río Segre, en los materiales que se apoyan sobre el Eoceno superior marino del anticlinal de Oliana y que tendrían una edad comprendida entre el Eoceno final y el Oligoceno inferior (fig. 12).

Las unidades o ciclos de mayor rango, aquí llamadas unidades mayores, están delimitadas a base y techo por discordancias erosivas y angulares. Dentro de cada unidad los conglomerados predominan hacia la base, mientras en la zona intermedia del ciclo predominan las lutitas y hacia el techo abundan los niveles conglomeráticos y arenosos. Los niveles basales presentan una marcada ciclicidad estrato- y granodecreciente, mientras los niveles superiores del ciclo forman ciclos estrato- y granocrecientes progradantes. En la mayoría de los casos aparece, en la zona intermedia del ciclo, una superficie de condensación que

EDAD		Riba, 1967		Vergés y Muñoz, 1989		CICLOS 4º ORDEN	CICLOS 5º ORDEN	
OLIGOCENO INFERIOR	ESTAMPIENSE	Fm MOLASAS DE SOLSONA	Fm CONGL. DE BERGA	cgl BUSA	UNIDAD INFERIOR	U. POLIG	Ui. 4.2	
				CONGL. 4			Ui. 4.1	
				cgl LORD		CONGL. 3	U. AGUILAR	Ui. 3.2
						CONGL. 2	U. PALLEROLS	Ui. 3.1
EOCENO SUPERIOR	PRIABONIENSE SUP.	cgl BASTETS	UNIDAD BASAL	U. EMPORDANES	Ui. 2.3			
				U. ST. MEHI	Ui. 2.2			
?	?				U. NUNCARGA	Ui. 2.1		
				CONGL. 1		Ub. 2.3	Ub. 2.2	
						Ub. 2.1	Ub. 1.2	
							Ub. 1.1	

Fig. 12.—Tabla sintética de las unidades descritas en el Eoceno final-Oligoceno inferior de la Depresión Central Catalana al W del río Segre.  
Fig. 12.—Synthetic table of the described units in the latest Eocene-lower Oligocene of the Catalane Central Basin, W of the Segre river

equivale a un nivel de caliche o a un suelo calcimórfico y delimitaría la superficie de máxima inundación.

Estas unidades se corresponden con las secuencias deposicionales (según las definiciones dadas en Mitchum *et al.*, 1977, Vail, 1987), puesto que aparecen limitadas por discordancias. También se observa un paralelismo entre estas unidades y las “secuencias grandes” de Mutti (1989), ya que su origen está relacionado con el avance de los cabalgamientos hacia el antepaís. Finalmente estas unidades se pueden asignar a las secuencias compuestas de cuarto orden (Mitchum y van Wagoner, 1991), dado que están constituidas por varias secuencias deposicionales de menor rango, en las cuales se distinguen los diferentes cortejos sedimentarios.

Estas unidades de menor rango, llamadas aquí ciclos de cambio del nivel de base, aparecen formando parte de las anteriores. Están delimitadas entre sí por discordancias, y dentro de cada unidad es posible distinguir una ciclicidad relacionada con los cambios en el nivel de base de la cuenca. Este tipo de unidades o ciclos ha recibido diferentes nombres en la literatura: **a)** *baselevel transit cycle* (Wheeler, 1964), que los definieron como secuencias limitadas por discordancias y formadas por una fase cíclica deposicional y una fase cíclica erosiva, **b)** “secuencias mediterráneas” (Uliana y Legarreta, 1988), **c)** *hinterland sequences* (Vail *et al.*, 1977), **d)** “secuencias medianas” (Mutti, 1989) y **e)** secuencias de alta frecuencia o ciclos de quinto orden (Mitchum y van Wagoner, 1991).

En base a los datos que poseemos en la actualidad, creemos posible la diferenciación de tres cortejos sedimentarios dentro de cada uno de estos ciclos. De base a techo son:

a.—Tramo de conglomerados en facies *braided*. Formaría parte del “cortejo de nivel de base bajo”. Empezaría a sedimentarse posteriormente al punto de inflexión de la curva de descenso del nivel de base.

b.—Tramo predominantemente arcilloso, con una superficie trasgresiva distinguible en la base y delimitado a

techo por una superficie de máxima inundación (normalmente un suelo calcimorfo importante). Formaría el “cortejo trasgresivo o de ascenso del nivel de base”, y se iniciaría anteriormente al punto de inflexión de la curva de subida del nivel de base. La diferenciación de este cortejo, el cual se observa claramente en el campo, viene debida a que siempre aparece un tramo lutítico, sobre los conglomerados basales, con poca o nula cantidad de arena, y con niveles de caliche. Este tramo presenta principalmente asociaciones de facies palustres-lacustres, a diferencia de los cortejos de nivel de base bajo y alto, los cuales presentan asociaciones de facies aluviales y fluviales.

c.—Tramo potente arenoso-conglomerático, con presencia importante de lutitas. Corresponde al “cortejo de nivel de base alto”. En la base es una continuación de la sedimentación del “cortejo trasgresivo” y a medida que se sube en la serie aparecen facies fluviales meandriformes y ciclos estrato- y granocrecientes fluvio-lacustres, siempre profundamente afectados por la pedogénesis.

Estas unidades pueden observarse en la tabla adjunta.

El emplazamiento del cabalgamiento de las Sierras Marginales se daría durante la sedimentación de los materiales abanicos deltaicos del Eoceno superior marino y de los sistemas aluviales de la Unidad Basal. La inflexión anticlinal de Oliana se iniciaría durante el Priaboniense medio y terminaría a principios del Oligoceno. El final del emplazamiento de los cabalgamientos de las Sierras Marginales va relacionado con una fuerte bajada del nivel de base, la cual provoca una reactivación importante del sistema aluvial, con aportes procedentes de la erosión de los Pirineos.

## AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer al Dr. Joan Rosell i al Dr. Arnold van den Hurk las ideas aportadas durante la realización de este proyecto. Asimismo, un sincero reconoci-

miento a la crítica constructiva hecha por los revisores anónimos de la Revista de la Sociedad Geológica de España.

Este trabajo ha sido subvencionado por la D.G.I.C.Y.T., proyecto nº PS88-0021.

## BIBLIOGRAFIA

- Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S., Cabrera, LL., Colombo, F. y Sáez, A. (1987): Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-eastern Spain (Ebro and Campins basins). *Müncher Geowiss. Abh.*, 10: 35-42.
- Almela, A. y Rios, J.M. (1943): Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 56: 391-452.
- Anadón, P., Cabrera, LL., Colldeforns, B. y Sáez, A. (1989 a): Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, 24 (3-4): 205-230.
- Anadón, P., Marzo, M., Riba, O., Sáez, A. y Vergés, J. (1989b): Fan delta deposits and syntectonic unconformities in alluvial fan conglomerates of the Ebro basin. *4th. Inter. Confer. Fluvial Sediment. Exc. Guidebook, Publ. Sevei Geol. Catalunya*, p. 100.
- Caus, E. (1971): *Bioestratigrafía y micropaleontología del Eoceno medio y superior del Prepirineo Catalán*. Tesis. Universidad Autónoma de Barcelona. 187 p.
- Caus, E. (1973): Aportaciones al conocimiento del Eoceno del anticlinal de Oliana (prov. de Lérida). *Acta Geol. Hisp.*, 8: 7-10.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Am. Ass. Advanc. Science, Science*, 235: 1156-1166.
- Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 26: 53-62.
- Mitchum, R.M. Jr. y van Wagoner, J. C. (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedim. Geol.*, 70: 131-160.
- Mutti, E. (1989): Alcuni problemi relativi all'applicazione dei concetti della stratigrafia sequenziale all'Eocene ed al Cretacico superiore Sud-pirenaici. *Notiziario. Num. speciale* (E. Mutti y R. Valloni, Eds.) *Supplem. Giorn. Geol.*, 51-4: 37-53.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 199-219.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition. In: *Sea level changes: an integrated approach*. (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner, Eds) *Soc. Econom. Paleont. Miner., Sp. Publ.*, 42: 109-124.
- Riba, O. (1967): Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la Depresión Central Catalana. *Acta Geol. Hisp.*, 8: 90-99.
- Riba, O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo Catalán). Ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol. Hisp.*, 8: 90-99.
- Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation, *Sedim. Geol.*, 15: 213-233.
- Riba, O., Ramírez del Pozo, J. y Maldonado, A. (1975): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 329 (34-13-Ponts), del Mapa geológico nacional a escala 1:50.000, IGME: 55 p.
- Robles, S. (1984): El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad Paleógena de la Poble de Segur, entre los rios Noguera Pallaresa y Flamisell. *Inst. Est. Ilerdenses. Lleida*: 117-144.
- Sáez, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la cuenca del Ebro*. Tesis, Univ. Barcelona. 353 p.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L. (1988): Introducción a la estratigrafía secuencial. Análisis de discontinuidades estratigráficas. In: *Introducción a la estratigrafía secuencial y discordancias interregionales* (G. González, C. Gulisano, L. Legarreta, A. Ricardi y M.A. Uliana, Eds.). *Assoc. Geol. Argentina. Inst. Argentino del Petróleo*, 56 p.
- Vail, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: (Bally, A.W., Ed.) *Atlas of seismic stratigraphy*, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. in geology*, 27-1: 277-281.
- Vail, P.R., Audemard, F., Eisner P.N. y Pérez-Cruz G.A. (1990): Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effects on sedimentary sections. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74: 784.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 26: 83-98.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M. Jr, Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, In: *Sea level changes: an integrated approach*. (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner, Eds) *Soc. Econom. Paleont. Miner. Sp. Publ.*, 42: 39-45.
- Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990): Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. France*, (8) VI-2: 265-271.
- Vergés, J. y Burbank, D. (1991): Penrose Short Field Trip Guides, I. Can Boix, II. Sant Llorenç de Morunys. *Penrose Simp. on Forel. Bas.*, Oliana, p. 16.
- Wheeler, (1964): Baselevel Transit cycle. *Kansas Geol. Survey Bull.*, 169: 623-630.

Recibido el 25 de marzo de 1992

Aceptado el 31 de julio de 1992