

Departamento de Geología Dinámica
Facultad de Geología
Universidad de Barcelona

**Estratigrafía y Sedimentología de las
Formaciones lacustres
del tránsito Eoceno-Oligoceno
del NE de la Cuenca del Ebro**

Alberto SAEZ RUIZ

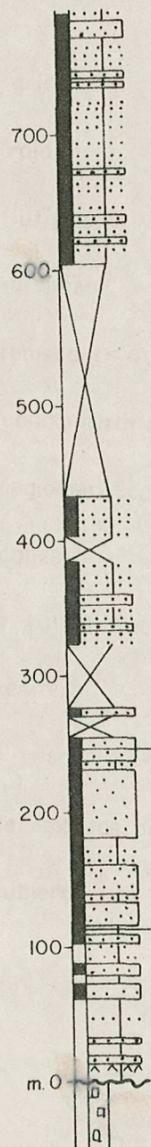
Barcelona, 1987

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

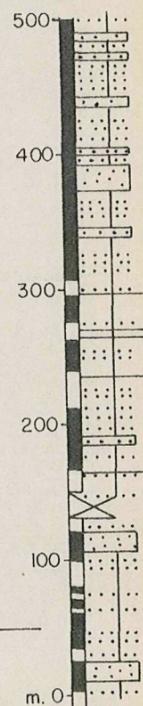
PRIBONIENSE SUPERIOR	ESTAMPIENSE	INFERIOR	EDAD
PM-1	PM-2	PM-3	BIOZONAS MAMIFEROS
PC-1	PC-2	PC-3	BIOZONAS CAROFITAS
			PM-4

- N -

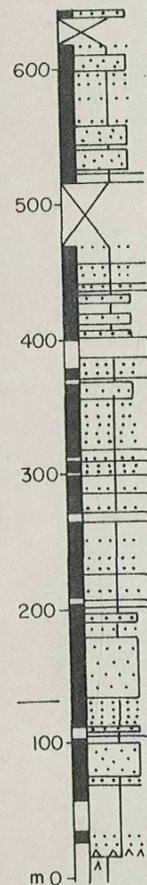
CARDONA



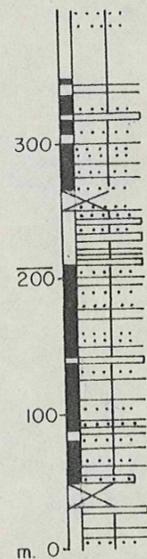
BERGÚS



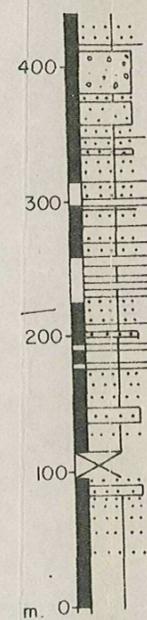
SÚRIA



ST. MATEU



FONOLLOSA



- S -

JORBA

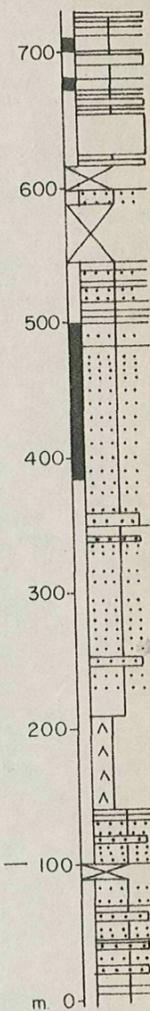


Fig. 6 CORRELACION DE PERFILES DEL SECTOR ORIENTAL

PANEL II

PRIABONIENSE SUPERIOR	PM-1	PC-1
	PM-2	
	PM-3	
ESTAMPIENSE INFERIOR	PC-2	PC-3
	PC-2	
	PC-3	
EDAD	BIOZONAS MAMIFEROS	CAROFITAS

— NW —

VILANOVA DE L'AGUDA

SANAÜJA

MASSOTERES

TORÀ

CALAF

CASTELLTALLAT

FONOLLOSA

— SE —

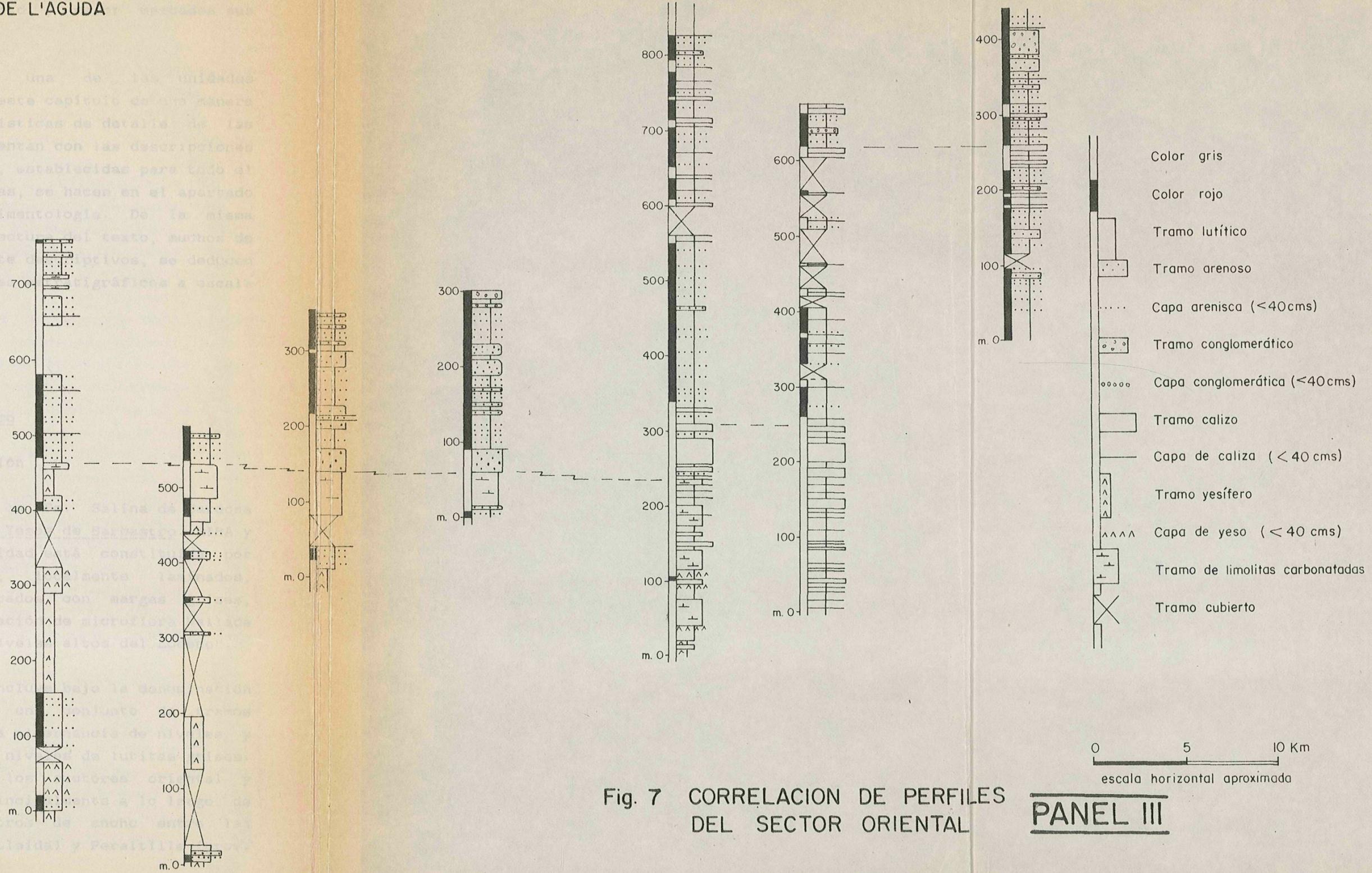


Fig. 7 CORRELACION DE PERFILES DEL SECTOR ORIENTAL

PANEL III

tienen más restringido su ámbito y mejor marcados sus límites.

La descripción de cada una de las unidades estratigráficas no se realiza en este capítulo de una manera exhaustiva, sino que las características de detalle de las diferentes materiales se complementan con las descripciones que de las diferentes litofacies, establecidas para todo el conjunto de las unidades estudiadas, se hacen en el apartado de litofacies del capítulo de sedimentología. De la misma manera y en orden a abreviar la lectura del texto, muchos de los datos estratigráficos puramente descriptivos, se deducen de la observación de los perfiles estratigráficos a escala 1:500 incluidos en el anexo.

2.2. LITOSTRATIGRAFIA

2.2.1. Formación Yesos de Barbastro

2.2.1.1. Antecedentes y denominación

Según RIBA y otros (1967) la Fm. Salina de Cardona queda recubierta por la Formación Yesos de Barbastro. RIBA y otros (1975a) señalan que esta unidad está constituida por "yesos masivos, o anhidrita, localmente laminados, pulvulentos, e interestratificados con margas grises, azuladas o verduzcas"; la asociación de microflora hallada en esta unidad "caracteriza los niveles altos del Eoceno".

En el presente estudio, se incluye bajo la denominación Formación Yesos de Barbastro un conjunto de tramos constituidos esencialmente por una alternancia de niveles y paquetes de niveles de yeso y niveles de lutitas grises. Estos materiales afloran en los sectores oriental y occidental del área estudiada, principalmente a lo largo de una franja de 3 a 6 kilómetros de ancho entre las localidades de Calaf (prov. de Lleida) y Peraltilla (prov. de Huesca).

Los depósitos de la Fm. Barbastro, en sentido amplio, no constituyen un único cuerpo sedimentario. El mayor volumen de materiales de la unidad se integra en un cuerpo sedimentario principal al que denominaremos Fm. Barbastro en sentido estricto. Los depósitos de este cuerpo mayor se sitúan estratigráficamente y de forma concordante por encima de las "Lutitas Grises Superiores" de la Fm. Cardona, siendo gradual el paso entre ambas unidades.

El paraestratotipo de la Fm. Barbastro se encuentra en las cercanías de la localidad de Sanaüja (provincia de Lleida), donde la unidad alcanza una potencia visible superior a los 300 m. (fig. 53). También es posible obtener buenos afloramientos de la Fm. Barbastro en los alrededores de las localidades de Peraltilla, Alfarràs y Vilanova de l'Aguda (figs. 51, 38 y 59), siendo de peor calidad los afloramientos en las series de Súria, Calaf y Massoteres (figs. 57, 44 y 49). En el subsuelo, el cuerpo principal de la Fm. Barbastro se reconoce de W a E, en el sondeo de Asentiu y en todos los sondeos emplazados entre Vilanova de l'Aguda y el río Llobregat (fig. 37); de N a S entre la línea Cardona-Sanaüja y el sondeo de Castellfullit-1.

Además del cuerpo principal, dentro de la Fm. Barbastro, existen otros cuerpos evaporíticos de un volumen mucho menor, que consideraremos miembros estratigráficos de aquella formación. Los depósitos de estos miembros afloran intercalados (figs. 8 y 9) entre los materiales detríticos rojos de la Fm. Artés (Miembro Yesos de Sallent y Miembro Yesos de Copons) y la Fm. Solsona (Miembro Yesos de Artesa).

La serie tipo (figs 29 y 39) del Miembro Yesos de Sallent se encuentra próxima a la masía de Cal Fussimanya, cerca de la localidad de Artés (provincia de Barcelona)(fig. 37). Otro buen afloramiento del Mb. Sallent se puede reconocer en las alrededores de la localidad de Sallent, junto al Pozo Sallent de la empresa E.R.T., en la ribera izquierda del río Llobregat (fig. 52). En la localidad tipo, el Mb. Sallent está representado por dos tramos grises de 3 y 28 m de potencia, el inferior y el superior

respectivamente. Ambos tramos están constituidos esencialmente por una alternancia de niveles de lutitas grises, yesos y areniscas y se encuentran separados por un tramo detrítico rojo de 7 m de potencia.

La serie tipo del Miembro Yesos de Artesa se localiza en las canteras de yeso vecinas a la localidad de Artesa de Segre (provincia de Lleida) en el sector oriental (fig. 37). Allí, se han medido dos tramos grises de 15 m de potencia el inferior y 20 m el superior (fig. 17). Estos dos tramos están compuestos esencialmente por una alternancia de niveles de lutitas grises y yesos, y se encuentran separados por un tramo de lutitas rojas de 30 m de potencia. La extensión lateral del Mb. Artesa en la sección E-W que aflora, apenas supera los 3 kilómetros.

La serie tipo del Miembro Yesos de Copons (fig. 19) se encuentra siguiendo la carretera desde St. Martí de Tous hasta el km 11 de la carretera C-241 (Igalada- L'Espluga). En este corte, el Mb. Copons está constituido por tres tramos grises compuestos esencialmente por una alternancia de yesos y lutitas grises. La potencia de los tramos inferior, medio y superior es de 34, 3 y 52 m respectivamente. Estos tres tramos grises se encuentran separados por dos tramos detríticos rojos de 100 y 66 m de potencia el inferior y superior respectivamente. Otras secciones del Mb. Copons se pueden obtener entre los kilómetros 546 y 544 de la carretera N-II entre Jorba y Sta. M^a. del Camí y en la carretera C-1412 entre el km 53 y la localidad de Copons.

2.2.1.2. Descripción

Fm. Barbastro (s.e.)

El cuerpo principal de la Fm. Barbastro aflora extensamente en una franja de varios kilómetros de ancho siguiendo el núcleo de los anticlinales diapíricos de Balaguer-Barbastro y Ponts-Calaf (fig. 60). Este cuerpo forma un característico relieve invertido propio de los

anticlinales desventrados. Más puntualmente llega a aflorar en los alrededores de la localidad de Súrria.

La potencia de la formación es variable, observándose un incremento progresivo de Este a Oeste. Mientras que en los sondeos de la zona de Súrria (MARIN, 1932) se distinguen tramos equivalentes a la Fm. Barbastro con potencias que oscilan entre 30 y 60 m, en Sanaüja se han medido más de 400 m de depósitos predominantemente evaporíticos solamente en materiales aflorantes. En el sondeo de Asentiu, próximo a esta misma localidad de la provincia de Lleida (fig. 37), se mide también un tramo detrítico-evaporítico, por encima de la Fm. Cardona, con más de 400 m de potencia. Esta potencia, sin embargo, puede no ser real debido a la existencia de una tectónica diapírica, poco conocida en aquella zona.

En las series de Sanaüja y Vilanova de l'Aguda (figs. 53 y 59), que es donde aflora una mayor potencia de materiales de la Fm. Barbastro, se registran, intercalados entre los tramos grises de alternancia yeso-lutitas grises, varios tramos detríticos rojos. Estos tramos tienen una potencia variable (métrica a decamétrica) y una extensión lateral kilométrica, estando constituidos por una alternancia de niveles de lutitas rojas y capas de areniscas. Las capas de areniscas tienen potencias de escala centimétrica a decimétrica, su potencia inferior a los 30 cm, y suelen mostrar geometría tabular, tamaño de grano arena fina, granoclasificaciones positivas, laminación "ripple" y cantos blandos (litosomas arenosos del tipo I); las capas de arenisca restantes son canaliformes, pueden alcanzar el metro de potencia y muestran un surco poco incidido y amplia extensión lateral (litosomas arenosos tipo II).

En los tramos grises, las capas de yeso de la Fm. Barbastro tienen una potencia entre centimétrica y decimétrica, pudiéndose encontrar fácilmente apilados en paquetes con espesores incluso decamétricos. La continuidad lateral de las capas no suele sobrepasar algunos centenares de metros, siendo la de los paquetes más potentes superior a

los 5 km en muchos de los casos. El color de los yesos varía entre blanco y distintas tonalidades de gris, cuando no se presenta traslúcido e incoloro.

Los yesos muestran principalmente facies nodular (Yn) y laminada (Yl); puntualmente en la serie de Alfarràs (fig. 38), se han reconocido niveles de yeso de facies selenítica (Ys) muy diagenizada. La deformación diapírica de la Fm. Barbastro impide en muchos casos la observación y caracterización de estas facies, descritas exhaustivamente más adelante.

La facies más abundante es la nodular (Yn), que es en la mayoría de los casos de origen diagenético. Se trata normalmente de niveles laminados a los que les han sobrecrecido nódulos entre 1 y 50 cm de diámetro, quedando la facies laminada (Yl) en la mayoría de los casos enmascarada por la deformación. En algunos puntos como en la serie de Sanaüja (fig. 53), la acumulación de nódulos forma niveles acordonados de aspecto enterólítico (foto 5, lámina 7). Las facies laminadas (Yl) se reconoce bien desarrollada, sin crecimiento de yeso nodular (Yn) asociado, en la serie de Súrria (fig. 57). Se trata de una alternancia milimétrica a centimétrica de niveles blancos y traslúcidos de yeso, con horizontes de lutitas grises.

Los niveles de lutitas se presentan masivos o con laminación paralela fina. El análisis mineralógico, efectuado por difracción de rayos-X, indica que la composición de las lutitas está formada, en orden de importancia cuantitativa, por: dolomita, calcita, cuarzo y arcillas. Las calcimetrías realizadas en las lutitas sitúan el porcentaje medio de CO_2 entre el 30 y 40 % aunque los valores extremos oscilan entre un 11 % y un 58 % por alto. El análisis mineralógico de la fracción arcilla de las lutitas grises indica que están compuestas predominantemente por illita, clorita, esmectita y arcillas con un componente expansible, más una cantidad variable de caolinita.

Miembro Yesos de Sallent

El Mb. Sallent (fig. 39) se observa exclusivamente en el sector oriental entre las localidades de Sallent y Avinyó (series de Sallent, Artés, y sondeos P-101 y P-102). Los niveles de yeso tienen entre 1 y 40 cm de potencia. Los niveles más potentes están constituidos esencialmente por litofacies de yeso con laminación algal (Ye) y nodular (Yn); los niveles menos potentes por gipsarenitas (Yg). Muchos de los niveles gipsareníticos se encuentran en forma de lenticulos intercalados entre las lutitas y en su interior es posible reconocer la presencia de laminación "ripple", cuando no se dan procesos de nodulización diagenéticos.

Las lutitas se presentan en niveles de potencia variable, normalmente inferiores a un metro. Suelen mostrar estructura masiva y la presencia de organismos fósiles es escasa o nula.

Los niveles de arenisca tienen geometría tabular y potencia inferior a los 40 cm. Su granulometría oscila entre tamaño arena fina y muy fina, estando algunos de los niveles granoclasificados positivamente. Algunos de los niveles muestran laminación "ripple" de pequeña escala, siendo la mayoría masivos.

La proporción de cada una de las litologías con relación al total de la unidad, varía a lo largo de la extensión lateral de la unidad. Así, en el extremo occidental del afloramiento de la unidad (cerca de Sallent), la proporción y frecuencia de niveles de areniscas es mucho mayor (cerca del 50 %) que en posiciones más centrales de la unidad como, por ejemplo, en las cercanías de Artés. En esta última posición, las lutitas constituyen la mayor parte de la serie, mientras los niveles de yeso y sobre todo los de areniscas están en proporción subordinada, no superando entre ambas litologías el 25 % de la potencia total del miembro.

Miembro Yesos de Artesa

La mayor parte de las capas de yeso del Mb. Artesa tienen entre 10 y 80 cm de potencia, llegando a representar más del 60 % de la potencia total de la unidad (figs. 17 y 40). En ellas predomina la facies nodular (Yn), estando la facies de yeso selenítico (Ys) y con laminación algal (Ye) en proporciones subordinadas. Los horizontes seleníticos tienen una potencia inferior a los 8 cm, mientras que los niveles con laminación algal tienen potencias variables, centimétricas por lo usual.

Los niveles de lutitas muestran potencias centimétricas a decimétricas. Las lutitas están compuestas, de mayor a menor abundancia, por dolomita, cuarzo, minerales del grupo de las arcillas y yeso. Las calcimetrías muestran porcentajes medios de CO_2 entre el 30 y 40 % aunque dos muestras superan el 60 %. Las arcillas están representadas predominantemente por esmectita e interestratificados de arcillas con un componente expansible, siendo subordinadas la illita, clorita y caolinita.

Miembro Yesos de Copons

El Miembro Yesos de Copons aflora en una franja de unos 5 kms de ancho por 25 km de largo que se extiende aproximadamente desde el N de la localidad de Odena hasta la de Santa Coloma de Queralt (fig. 60).

La mayor parte de las capas de yeso del Mb. Copons (fig. 19) tienen potencias a los 60 cm, aunque muchas de ellas se apilan formando paquetes de 1 a 3 m de potencia. Los niveles de yeso representan entre el 50 y el 70 % de la potencia total de los tramos grises que constituyen la unidad. La litofacies de yeso que predomina es la nodular (Yn) y en menor cantidad la laminada (Yl). Ambas litofacies se muestran en proporciones y características muy similares a las que presentan los materiales de evaporíticos del cuerpo principal de la Fm. Barbastro. Las lutitas se

presentan en general masivas, incluyendo frecuentemente nódulos de yeso dispersos.

2.2.1.3. Geometría y relaciones estratigráficas

El incremento de potencia hacia occidente del cuerpo principal de la Fm. Barbastro se realiza en parte a costa de la potencia de la unidad inmediatamente superior (Fm. Torà), pues ésta reduce su potencia en la misma dirección que aumenta la de la Fm. Barbastro (fig. 9).

Comparando la potencia de los depósitos del cuerpo principal de la Fm. Barbastro en la zona de Sanaüja-Vilanova de l'Aguda, con los depósitos carbonatados y detríticos vecinos sedimentados, todos ellos, durante el transcurso de la biozona de carófitas PC-1, se advierte la mayor potencia de aquellos respecto a estos. Esta condensación de los depósitos detríticos y carbonatados respecto de los evaporíticos, seguramente equivale a una tasa de sedimentación más alta de éstos respecto de aquellos.

La geometría de la base de la Fm. Barbastro es difícil de precisar debido al paso gradual que existe entre ésta y las "Lutitas Grises Superiores" de la Fm. Cardona. Sin embargo, a través de los datos de sondeo, no se observan, en dirección E-W, grandes diferencias estratigráficas en el sector Ponts-Súria, manteniéndose relativamente constante la potencia del tramo correspondiente a las "Lutitas Grises Superiores", por lo que podemos suponer la base de la unidad de Barbastro horizontal y prácticamente isócrona.

Del sector Balaguer-Barbastro no se tienen datos de sondeo. A pesar de ello y de los diapirizado de los afloramientos, se puede afirmar que en este sector oriental se mantiene aproximadamente la potencia de la Fm. Barbastro, de varios centenares de metros que ya tenía en la parte más occidental del sector oriental.

Teniendo en cuenta los datos de superficie y los de los sondeos del sector oriental (fig. 37) el cuerpo principal de la Fm. Barbastro se extiende, en dirección E-W, desde aproximadamente la localidad de Callús (provincia de Barcelona), hasta por lo menos la de Peraltilla (provincia de Huesca). En dirección N-S la máxima expansión septentrional de la unidad alcanzaría aproximadamente la línea Cardona-Ponts (en el sector oriental) mientras que por el Sur alcanzaría al menos la latitud de Igualada.

Este último límite está fijado teniendo en cuenta que, posiblemente, el cuerpo evaporítico inferior del Mb. Copons esté unido en subsuperficie al cuerpo principal de la Fm. Barbastro, ya que ambos tramos evaporíticos ocupan posiciones estratigráficas relativamente próximas, y muestran parecidas litofacies evaporíticas. Sin embargo, la falta de sondeos profundos entre Calaf e Igualada (fig. 37) impide por el momento, confirmar este extremo.

Los depósitos del cuerpo principal de la Fm. Barbastro pasan lateralmente, hacia el Norte, a los de la Fm. Torá y en los puntos en que ésta última unidad no existe, la Fm. Barbastro pasa directamente a los depósitos de la Fm. Súra y/o Solsona-Peraltilla. Hacia el Sur y Este, la Fm. Barbastro pasa a la Fm. Artés, mientras que en dirección Oeste, aquella unidad se interdigita con los depósitos detríticos de la Fms. Solsona y Peraltilla.

Por lo que respecta a los cuerpos evaporíticos "satélites" de la Fm. Barbastro (Mb. Sallent y Mb. Artesa), tienen geometrías lenticulares a escala regional y como se ha dicho, en afloramiento se encuentran intercalados entre los materiales de la Fm. Artés y Fm. Solsona respectivamente.

2.2.1.4. Contenido paleontológico y edad.

Aunque los materiales de la Formación Barbastro son predominantemente azoicos, se ha podido determinar, en un par de muestras de las series de Calaf y Sanaüja (CF-1 y SN-1), la presencia de esporomorfos fósiles. Estos han sido clasificados por la Dra. N. SOLE como pertenecientes a los siguientes taxones:

Schizaeaceae cf. Lygodium

Pinus tipo haploxylon

Pinus tipo diploxylon

Igualmente, dos muestras de lutitas grises recogidas en un tramo predominantemente rojo y detrítico, intercalado en los depósitos evaporíticos de la Fm. Barbastro en la serie de Vilanova de l'Aguda (fig. 59), registra la presencia de las siguientes especies de carófitas:

Nodosochara jorbae n. sp.

Chara sp. II

Esta asociación es característica de la biozona local de carófitas PC-1, que corresponde a una edad Priaboniense superior-Estampiense inferior basal.

Las diferencias en la tasa de sedimentación de los materiales evaporíticos y los rápidos cambios laterales de facies, dificultan la correlación precisa del techo de la Fm. Barbastro con los niveles datados con mamíferos de unidades estratigráficas vecinas. Con todo, la correlación efectuada señala que los depósitos del cuerpo principal de la Fm. Barbastro en las series levantadas, corresponden a la parte inferior de la biozona PC-1, por debajo del techo de la biozona de mamíferos PM-1 (que señala el límite Eoceno-Oligoceno, por lo que podemos asegurar que la edad de la unidad es exclusivamente priaboniense superior.

Esta última afirmación se ve complementada si tenemos en cuenta que la base de la Fm. Barbastro se situa concordantemente sobre materiales marinos de la Fm. Cardona atribuidos igualmente al Priaboniense superior.

El techo del cuerpo principal de la Fm. Barbastro del sector oriental es marcadamente isócrono en dirección E-W y sobre todo en dirección NE-SW. En la parte más oriental de este sector, el techo de la unidad se situa muy por debajo del límite Priaboniense-Estampiense, como así lo prueba la datación del Mb. Inferior de la Fm. Súrria suprayacente, con más de 250 m de depósitos todavía eocenos en su base. En la parte más occidental del sector, a la altura de Vilanova de l'Aguda, el techo de la unidad según las correlaciones estratigráficas realizadas (fig. 7) estaría muy próximo al límite Eoceno-Oligoceno. La posición estratigráfica de los materiales evaporíticos que afloran en l'Asentiu, si es real la potencia de la Fm. Barbastro que muestra el sondeo de esa localidad, podría corresponder ya a una edad oligocénica franca.

El tramo yesífero más alto del Mb. Copons se situa según la correlación estratigráfica y la datación por carófitas del perfil de Jorba, por encima del límite Eoceno-Oligoceno. Más concretamente, su base se encuentra unos 50 m por encima de los niveles estratigráficos correspondientes al nivel del yacimiento de Santpedor, por lo que podemos afirmar que el tramo superior del Mb. Copons se depositó durante el período de tiempo correspondiente a las biozonas PC-2 de carófitas y PM-3 de mamíferos equivalentes al Estampiense inferior (ver apartado de bioestratigrafía). Por su posición respecto del tramo superior, los tramos evaporíticos inferior y medio del Mb. Copons tienen una edad estampiense inferior basal y pertenecen a las biozonas PC-1 y PM-2 de carófitas y mamíferos respectivamente.

La posición estratigráfica del Mb. Sallent (por debajo del Mb. Moià) confiere a esta unidad una edad priaboniense superior, equivalente a las biozonas PM-1 y PC-1.

Del Mb. Artesa no se ha realizado datación bioestratigráfica. Esto unido a la imposibilidad de una correlación segura con las unidades del sector oriental (debido a la complicación estructural del Segre) impide asignar al Mb. Artesa una edad precisa. Sin embargo, teniendo en cuenta que el Mb. Artesa aflora en una posición estratigráfica superior al techo del cuerpo principal de la Fm. Barbastro, y que éste marca el límite Eoceno-Oligoceno a la altura de Vilanova de l'Aguda, se puede afirmar que la edad del Mb. Artesa es oligocénica, probablemente Estampiense inferior.

2.2.1.5. Interpretación paleoambiental y significado de la unidad dentro del contexto general

Los depósitos de la Fm. Barbastro considerados en su conjunto son propios de ambientes de "playa-lake", es decir, de una llanura lutítica con presencia de lagunas evaporíticas, sin influencia marina. Estas lagunas son someras, tienen una lámina de agua efímera y una extensión variable, por lo general kilométrica.

Los depósitos de la Fm. Barbastro ocupan extensamente posiciones distales respecto de los sistemas aluviales pirenaico y catalánide durante el Priaboniense superior. Con el paso del tiempo, el grueso de la sedimentación evaporítica se desplaza en dirección SW, quedando, en las áreas más orientales y septentrionales de la cuenca, zonas lacustres evaporíticas más reducidas, menos persistentes y aisladas por la sedimentación aluvial (Mb. Sallent y Artesa). Durante el Estampiense inferior, la posición geográfica de los depósitos evaporíticos aislados del Mb. Sallent representan el límite de influencia entre los sistemas aluviales pirenaico y catalánide.

2.2.2. Formación Limolitas de Torà

2.2.2.1. Antecedentes y denominación

RIBA y otros (1975 b) distinguen dentro del Complejo Lacustre de Sanaüja las llamadas "capas de Torà" que en Sanaüja se componen de "una alternancia de margas limolíticas, areniscas y calizas detríticas, con el color predominantemente blanquecino o gris azulado y algunas pasadas rojizas".

En este trabajo, se propone incluir formalmente bajo la denominación Formación Limolitas de Torà un conjunto de depósitos fundamentalmente lutíticos, situados estratigráficamente por encima de los depósitos de la Formación Yesos de Barbastro. Los depósitos de la Fm. Torà, en los que dominan las limolitas, intercalan con frecuencia variable según las áreas, niveles de arenisca, caliza y yeso. Los materiales de la Fm. Torà afloran de manera discontinua en una estrecha franja de terreno, a cada flanco de las estructuras anticlinales de Súria-Calaf y Balaguer-Barbastro (fig. 60).

La serie tipo de la Formación Limolitas de Torà (fig. 53) se localiza en la zona norte de la población de Sanaüja, entre el pueblo y el castillo. En el sector oriental, la Fm. Torà se observa también en las series de Súria, Calaf, Torà, Massoteres y Vilanova de l'Aguda (figs. 57, 44, 58, 49, y 59). En el sector occidental, se registra en las series de Alfarràs y Peraltilla (figs. 38 y 51), e igualmente en los cortes de Castelló de Farfanya, Algerrí y Azanuy (fig. 37).

En las columnas de sondeo se reconocen, con seguridad, tramos litológicamente equivalentes a la Formación Torà en los sondeos de Aguilar de Segarra I y II, Guissona-1, Castellfüllit-1, Fonollosa-1, Pinós y Sanaüja-1 (fig. 37)

2.2.2.2. Descripción

Los depósitos de la Fm. Limolitas de Torà alcanzan una potencia variable según los sectores del área estudiada, llegando incluso a desaparecer en algunos puntos.

En el sector oriental, la Fm. Torà reduce progresivamente su potencia de E a W: de más de 120 m en la ermita de La Molsosa (cerca de Calaf), entre 50 y 80 m en la zona Castellfollit de Riubregós-Sanaüja, y menor de 10 m en Vilanova de l'Aguda. En el sector occidental, la Fm. Torà alcanza su mayor desarrollo en Castelló de Farfanya, donde supera los 100 m de potencia, no se registra en la zona de Almunia de S. Juan y apenas muestra 5 o 6 m de potencia en la serie de Peraltilla.

Las limolitas son normalmente bastante carbonatadas, de color blanco amarillento y con laminación paralela y "ripple" milimétricas (facies Lc); constituyen en la mayoría de las series más del 80% de la potencia total de la Fm. Torà.

En las series de Calaf y Sanaüja, la Fm. Torà la constituye una alternancia, prácticamente paritaria en potencia total acumulada, de tramos decimétricos a métricos de limolitas (Lc) y tramos de lutitas arcillosas grises (Lg).

Las lutitas grises (Lg) muestran tonalidades amarillentas, azuladas o incluso verdosas. Las calcimetrías indican porcentajes de CO₂ muy variables, comprendidos entre el 18 y 60 %. La mineralogía de las lutitas está compuesta en orden de abundancia relativa por: cuarzo, dolomita, arcillas y calcita. El grupo de las arcillas está representado por una alta proporción de esmectita, illita y clorita, estando la caolinita en cantidades variables o incluso ausente.

Los tramos de lutitas arcillosas grises (Lg) intercalan con cierta frecuencia, capas de arenisca de potencia decimétrica, con surco poco encajado y estructuras de corriente (litosomas arenosos del tipo II, en el apartado de litofacies).

Intercalados entre las limolitas, se encuentran niveles centimétricos de calizas con laminación algal más o menos desarrollada (Ce). Entre los tramos de lutitas arcillosas, es más frecuente la intercalación de niveles de calizas micríticas (Cm) y en menor proporción organógenas (Co). A techo de la formación, y en tránsito gradual a la unidad superior (Fm. Castelltallat), la presencia de estos niveles calizos se hace más frecuente.

En Sanaüja, se observan horizontes milimétricos a centimétricos de arenisca media a gruesa intercalados entre las limolitas. Estos horizontes presentan laminación "ripple", en muchos casos con geometrías de tipos "linsen". Ocasionalmente la fracción más arenosa de encuentra rellenando pequeñas depresiones de escala centimétrica; algunas de estas depresiones son pronunciadas, a modo de orificios, pudiendo corresponder a la actividad escavadora de algunos organismos.

En la zona de Calaf, intercalado entre los materiales grise de la Fm. Torà se reconoce un tramo rojo de 4 metros de potencia (fig. 44). Se trata de una alternancia de lutitas rojas y capas centimétricas y decimétricas de areniscas con laminación "ripple" y paralela (en su mayoría litosomas del tipo I). Algunos niveles de arenisca se encuentran pseudonodulizados por deformación reotrópica. Este tramo rojo ha sido utilizado como guía en la cartografía. Al Este de Calaf, entre las lutitas de la Fm. Torà se intercalan varios tramos detríticos rojos más, de similar descripción que el anterior, pero de menor continuidad lateral (hectométrica).

En la serie de Sanaüja se reconoce, igualmente, un tramo rojo de 20 m de potencia intercalado entre los depósitos lutíticos grisáceos de la Fm. Torá (fig. 53). Este tramo está constituido por una alternancia de lutitas rojas (Lr) y capas de areniscas de los tipos I y II. La parte inferior de este tramo rojo, junto con la superior de la Fm. Barbastro infrayacente, constituyen una secuencia estrato y granocreciente de 25 m de potencia (foto 3, lámina 16 y fig. 53). Entre la parte inferior gris de la secuencia y la roja superior, se reconoce la presencia de un nivel de limolitas gris amarillento deformado por deslizamiento ("slump").

Es de destacar en las limolitas, la presencia de horizontes con moldes de evaporitas y, con menor frecuencia, nódulos de chert dispersos. Ocasionalmente es posible reconocer, en el techo de los niveles de limolitas, huellas fósiles del paso de aves y grietas de desecación.

2.2.2.3. Geometría y relaciones estratigráficas

En el sector oriental, la Fm. Torá aflora de forma continua (fig. 9) desde Vilanova de l'Aguda hasta la ermita de La Molsosa (cerca de Calaf). A partir de éste punto y hacia el Este, los depósitos de la Fm. Torá desaparecen por hundimiento del eje anticlinal Calaf-Súria. A la altura de Súria, donde la estructura levanta de nuevo su eje, debido al diapirismo, la posición estratigráfica de la Fm. Torá (inmediatamente por encima de la Fm. Barbastro), está ocupada por un tramo detrítico de tonalidad amarillenta.

Este tramo, de 20 m de potencia, está constituido por lutitas blanco-amarillentas que intercalan algunas capas de areniscas y lentejones de yeso de potencia decimétrica. Los niveles arenosos están organizados en secuencias negativas (estrato y granocrecientes) de potencia próxima a un metro. Las capas de areniscas de la parte superior de las secuencias presentan "ripples" de oscilación con "flasers" de lutitas asociados como estructura sedimentaria más significativa. Al Este de Súria, este tramo detrítico, pasa

lateralmente a las facies rojas de la Fm. Artés del área Santpedor-Moià (fig. 60).

Si consideramos este tramo de la sucesión de Súria como perteneciente a la Fm. Torà, el límite oriental de esta unidad se situaría algún kilómetro al Este de aquella localidad. Si por el contrario, el tramo detrítico de Súria, tan poco característico de la Fm. Torà, lo excluimos de esta unidad, el límite oriental de la Fm. Torà se situaría en el subsuelo, entre las poblaciones de Calaf y Súria. A partir de ahora consideraremos como válido el primero de los casos, ya que las características del tramo detrítico en cuestión no se asemejan a las de los depósitos de la Fm. Barbastro ni de la Fm. Súria y tampoco tiene entidad propia como para definir una nueva unidad.

A nivel regional la base de la Fm. Torà en el sector oriental es estratigráficamente más alta hacia el Oeste, ya que se dispone paralelamente al techo del cuerpo principal de la Fm. Barbastro (fig. 9). A la vez, en esa misma dirección los depósitos de la Fm. Torà se acuñan pasando lateralmente a la Fm. Barbastro, ya que el techo de la unidad se mantiene prácticamente plano e isócrono.

Hacia el Norte, la unidad de Torà se reconoce en los sondeos de Guissona-1 (40 m. de potencia) y Sanaüja-1 (potencia imprecisa), por lo que habría que situar el límite septentrional de la unidad unos kilómetros al norte del emplazamiento de éste último sondeo (fig. 8). A partir de ese límite y hacia el Norte, las limolitas deben indentarse con depósitos detríticos de las formaciones detríticas de Solsona y/o Súria.

Al no reconocerse la Fm. Torà en el corte de Jorba a La Panadella y sí en el sondeo de Castellullit-1 (12 m de potencia máxima), el límite meridional de esta unidad se sitúa en un punto intermedio entre el emplazamiento de aquel sondeo y estas dos localidades (fig. 37). Allí las limolitas amarillentas pasan lateralmente a los materiales rojos de la Fm. Artés.

Los pasos verticales, inferior y superior de la Fm. Torà son litológicamente graduales en el extremo Este del sector oriental, mientras que al Oeste de la localidad de Castellfollit de Riubregós, el tramo limolítico queda definido por límites netos entre la Fm. Barbastro y la Fm. Solsona. En la zona de Calaf, la Fm. Torà empieza a desarrollarse antes que en ningún otro lugar, e intercala en su parte inferior niveles de yeso en tránsito gradual desde la unidad inferior (Fm. Barbastro), mientras que en la parte superior la Fm. Torà intercala niveles de calizas en paso gradual a la unidad superior (Fm. Castelltallat).

Como ya se ha dicho anteriormente, en el sector occidental, la Fm. Torà muestra una potencia variable, llegando incluso a desaparecer. La falta de datos de subsuelo impide conocer los límites reales de la unidad en todas las direcciones. Únicamente se puede decir que, en dirección W, en la serie de Peraltilla, la Fm. Torà se muestra muy poco desarrollada, estando su posición estratigráfica ocupada por las secuencias fluviales de la Fm. Peraltilla.

2.2.2.4. Contenido paleontológico y edad

Las condiciones de alta salinidad y, ocasionalmente, la desecación total de las lagunas en que se sedimentaron los depósitos de la Fm. Torà debieron impedir la proliferación de organismos vivos (exceptuando las algas), de manera que el registro fósil en los materiales de la unidad es prácticamente inexistente. No obstante y a pesar de la aparente esterilidad de los depósitos de la Fm. Torà, no se descarta la posibilidad de que, efectuando un muestreo más intensivo que el realizado, pueda reconocerse la existencia de organismos adaptados a paleoambientes de alta salinidad, como es el caso de algunas especies de ostrácodos y carófitas.

La edad de la Fm. Torà se deduce a partir de la correlación estratigráfica. Al menos la mitad superior de los depósitos de la Fm. Torà en las series de Calaf y Torà del sector oriental, se sedimentaron al mismo tiempo que los del Mb. Inferior de la Fm. Sùria. Siendo estos últimos de edad priaboniense superior (como veremos más adelante) y atribuidos los materiales inferiores de la Fm. Barbastro a la misma edad, podemos afirmar que la totalidad de los sedimentos de la Fm. Torà en las series de Calaf y Torà, se depositaron, igualmente, durante el Priaboniense superior; más concretamente, durante el transcurso de las biozonas PM-1 y PC-1 de mamíferos y carófitas respectivamente.

El hecho de que geoméricamente el techo de la Fm. Torà sea progresivamente más moderno en dirección Oeste (figs. 7 y 9), no puede ser respaldado por la datación cronoestratigráfica, debido a que las biozonas establecidas, tanto de carófitas como de mamíferos, se prolongan demasiado en el tiempo como para poder discriminar pequeñas diferencias de edad. En este sentido, el techo de la Fm. Torà en las series de Vilanova, Sanaüja y Massoteres, está muy próximo al límite Eoceno-Oligoceno o incluso pudiera estar por encima de él.

2.2.2.5. Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

Las limolitas carbonatadas de la Fm. Torà se interpretan como depósitos de llanura fangosa o lutítica ("mud-flat") con fuerte influencia evaporítica. Estos depósitos ocupan una posición distal respecto al sistema aluvial procedente del margen pirenaico de la Cuenca del Ebro.

Probablemente en los sectores próximos al margen catalánide de la cuenca, los depósitos finos de llanura lutítica reciban también aportes de material terrígeno procedente de ese margen; sin embargo, la falta de afloramientos impide conocer la relación sedimentológica precisa entre la Fm. Torà y el sistema aluvial catalánide.

La Fm. Torà se incluye dentro del Sistema Lacustre Catalán pues una buena parte de sus depósitos muestran características sedimentológicas inequívocas de haberse acumulado bajo lámina de agua, aunque ésta fuera muy somera y en ambiente de tipo "playa-lake", similar al que fueron depositados los materiales de la Fm. Barbastro. Los depósitos de estas dos formaciones, Torà y Barbastro guardan, a pesar de sus diferencias en composición litológica, una estrecha relación ambiental, espacial y temporal, superponiéndose en las zonas de cambio gradual de una a otra unidad.

2.2.3. Formación Calizas de Castelltallat

2.2.3.1. Denominación

Se propone incluir bajo la denominación de Formación Calizas de Castelltallat, un conjunto de materiales básicamente constituido por una alternancia de niveles de calizas y de lutitas grises de origen lacustre. El afloramiento de estos depósitos se extiende tanto por el sector oriental como occidental y se sitúan estratigráficamente por encima y en paso lateral respecto a los depósitos de la Fm. Torà. Al Este del río Cardener, donde no se registra la Fm. Torà, los materiales lacustres de la Fm. Castelltallat se encuentran intercalados entre los materiales rojos de la Fm. Artés (fig. 9).

Los depósitos de la Fm. Castelltallat no constituyen un único cuerpo sedimentario, lateralmente continuo. El cuerpo principal (Fm. Castelltallat, en sentido estricto) lo constituyen, en el sector oriental, los niveles carbonatados que constituyen la cresta de la Serra de Castelltallat entre las poblaciones de Súria (flanco sur del anticlinal) y Calonge de Segarra. Esta cresta coincide prácticamente con el eje de la estructura anticlinal Calaf-Súria, por lo que la totalidad del registro de la unidad aflora en ambas laderas de la sierra, observándose los mejores afloramientos en el flanco sur del anticlinal (fig. 60).

La serie tipo del cuerpo principal de la Fm. Castelltallat (fig. 47) tiene 250 m de potencia y se encuentra en la ladera sur de la Serra de Castelltallat, cerca de la ermita del mismo nombre; más concretamente en el corte de la pista que une la masía de Can Goberna con el km 18 de la carretera C-141. Otro buen corte de la unidad, sobre todo por la claridad con que se pueden observar sus relaciones verticales, se obtiene entre los kms. 6,5 y 6 de la carretera Calaf-Pinós, en el perfil de Calaf (fig. 44). En el subsuelo, el tramo correspondiente al cuerpo principal de la Fm. Castelltallat se reconoce en los sondeos emplazados entre Calaf y el río Cardener, concretamente en los de Pinós, Aguilar de Segarra I y II y Fonollosa-1 (fig. 37). La Fm. Castelltallat probablemente incluye, lo que RIBA (1967) denominó informalmente "calizas de Molsosa" y "calizas de Súria".

Al Oeste de Calonge de Segarra, el cuerpo principal de la Fm. Castelltallat, desaparece por acuñaamiento y no vuelve a registrarse en esa dirección hasta Castelló de Farfanya ya al otro lado del río Segre (sector occidental). En este último sector, un tramo carbonatado en la misma posición estratigráfica que la de la Fm. Castelltallat y con idénticas facies, se prolonga por encima de la Fm. Torà, y de forma discontinua desde Castelló de Farfanya hasta la población de Peraltilla en la provincia de Huesca. En el

sector occidental se han reconocido la presencia de los materiales carbonatados de la Fm. Castelltallat en los cortes de Algerrí, Alfarrás y Peraltilla, mientras que Azanuy y Almunia de San Juan la unidad no se registra por acuñaamiento.

Al Este de Súria, el cuerpo principal de la Fm. Castelltallat desaparece igualmente por acuñaamiento hasta la localidad de Santpedor. A partir de allí y hasta la localidad de L'Estany (provincia de Barcelona) se registra, a la misma altura estratigráfica que la parte media-superior del cuerpo principal de la Fm. Castelltallat, un nuevo tramo gris-carbonatado, esta vez intercalado entre los materiales detríticos rojos de la Fm. Artés. Este otro cuerpo carbonatado, de menor potencia y con características estratigráficas algo distintas de las que muestran los materiales de la Serra de Castelltallat, constituye el que denominaremos Miembro Calizas de Moià de la Fm. Castelltallat.

El Miembro Moià se registra en las series de Santpedor, Sallent, Artés Avinyó y Moià, tiene 75 m de potencia media y su serie tipo se encuentra cerca de Moià, entre los kilómetros 1 y 2 de la carretera local que une Moià con Estany (fig. 50). Otro buen afloramiento del Mb. Moià se reconoce a la misma entrada de la población de Sallent donde la unidad se encuentra con su máximo desarrollo. El Mb. Moià probablemente incluye lo que RIBA (1967) denominó informalmente "calizas de Sallent" y "calizas de L'Estany".

RIBA y otros (1975b) incluyen, tanto a nivel estratigráfico como cartográfico, todos los materiales de la Fm. Castelltallat dentro de la Formación Calizas de Tàrrega. Como quiera que los niveles carbonatados descritos como Fm. Castelltallat en los párrafos anteriores, y los cercanos a la población de Tàrrega, están separados en la vertical por centenares de metros de materiales fundamentalmente detríticos rojos y siendo la edad de ambas unidades

sensiblemente diferente (eocena la primera y oligocena la segunda), nos parece del todo justificada y necesaria la segregación de ambos tramos carbonatados en unidades estratigráficas diferentes y del mismo rango.

2.2.3.2. Descripción

Fm. Castelltallat (s.e.)

En la serie de Castelltallat (fig. 47) los 250 m de la Fm. Castelltallat están constituidos por niveles decimétricos de calizas, muchas veces agrupados en paquetes de potencia métrica, que alternan con tramos de lutitas gris azuladas, a veces amarillentas y verdosas, también de potencia métrica. Intercalados con frecuencia variable y preferentemente entre los tramos lutíticos, se registran niveles de grosor centimétrico a decimétrico de areniscas finas y medias con base algo erosiva (la mayoría litosomas arenosos del tipo II).

Alguno de estos paleocanales muestran gradación positiva del tamaño de grano y, casi todos, laminación tipo "ripple" y paralela frecuentemente convolucionadas por fenómenos de escape de agua. En muchos casos, las convoluciones pueden enmascarar estructuras de deslizamiento gravitacional incipiente, sin llegar nunca a desplazamientos significativos. En Calaf, la presencia de estos niveles canaliformes de areniscas se hace más frecuente a techo de la formación llegando a predominar sobre cualquier otra litología en un tramo de unos 35 m de potencia (fig. 44).

Los niveles y paquetes de niveles de calizas presentan fauna y flora típicamente lacustres. Las calizas son mayoritariamente de facies micrítica (Cm) y con nódulos de chert (Cs); subordinadamente, pueden registrarse capas de calizas terrígenas (Ct) y organógenas (Co). Estas últimas son prácticamente inexistentes salvo en el tramo superior de

la unidad, antes mencionado, en la serie de Calaf y en el sector occidental del área estudiada, especialmente en la serie de Alfarràs (fig. 38).

Las dos facies micríticas (Cm y Cs) se presentan en niveles compactos de potencia centi a decimétrica y extensión lateral kilométrica. Las calcimetrías indican porcentajes de CO_2 entre el 91 y el 98,5 % para las muestras analizadas de estas dos litofacies, mientras que las de calizas terrígenas y organógenas registran el 77-79 % y 85-90 % de CO_2 respectivamente. El mineral carbonatado dominante en los niveles de carbonatos es la calcita; sin embargo, dos muestras de facies (Cm) recogidas en posiciones estratigráficas próximas en la serie de Calaf registran la presencia de dolomita en porcentajes significativos.

Las lutitas son siempre grises (Lg), mostrando muchas de ellas tonalidades azuladas, amarillentas o verdosas. Tienen estructura masiva, excepto las más limosas, en las que puede apreciarse laminación paralela. La potencia de los niveles es normalmente decimétrica, aunque cuando se encuentran formando diastemas entre las capas de calizas, apenas alcanzan uno o dos centímetros de potencia.

Como organismos fósiles identificables macroscópicamente, las lutitas contienen principalmente oogonios de carófitas; en menor cantidad, se pueden encontrar tallos de carófitas, ostrácodos, gasterópodos (de pequeño tamaño), restos vegetales carbonosos y un porcentaje variable de bioclastos indeterminables. Microscópicamente se registra la presencia de esporomorfos fósiles.

Las calcimetrías efectuadas en la lutitas grises indican porcentajes variables de CO_2 entre el 7 y el 65 %, aunque la mayoría rondan el 20 %. El análisis mineralógico de las lutitas indica que su mineralogía está compuesta de más a menos abundancia por cuarzo, arcillas, calcita, dolomita y feldespatos. Del grupo de las arcillas los

minerales más abundantes corresponden a la asociación esmectita-arcillas con un componente expansible, mientras que la illita, clorita y caolinita están presentes en cantidades variables.

En la serie de Calaf, entre las lutitas grises del tramo superior de la Fm. Castelltallat, asociados a los niveles de calizas organógenas (Co), se encuentran hasta ocho hiladas carbonosas (fig. 44). Estos nivelillos, de algunos centímetros de espesor se muestran muy alterados en el afloramiento por lo que presentan un aspecto pulvulento. Los niveles de carbón de la Fm. Castelltallat, por lo general y a diferencia de los de la Fm. Calaf, no presentan desarrollos edáficos asociados.

Miembro Calizas de Moià

En su serie tipo (fig. 50) el Miembro Calizas de Moià tiene una potencia de 50 m. Este medio centenar de metros está constituido por una serie de paquetes de capas de calizas con niveles de lutitas interestratificados de potencia métrica y extensión lateral kilométrica. Intercalados en los 20 m superiores de la unidad, se registran tramos métricos en los que alternan las lutitas rojas (Lg) y niveles canaliformes de areniscas del tipo II.

Los niveles de calizas tienen potencias de orden centimétrico a decimétrico, mostrando bastantes de ellos su superficie superior ondulada, formando relieves positivos de extensión lateral decimétrica y diferencias de altura centimétricas. Las calizas son fundamentalmente de facies micrítica (Cm), terrígena (Ct) y, en mucha menor proporción, de facies organógena (Co). La facies (Cm) muestra con frecuencia un alto contenido en bioclastos ("packstones"), horizontes cargados de intraclastos de color blanco y una importante variedad de cementos esparíticos rellenando porosidades.

Hacia la parte central del cuerpo carbonatado que forma el Mb. Moiá (zona de Avinyó), la unidad es continua en la vertical pues no intercala tramos detríticos rojos. En esa misma posición central, el Mb. Moiá muestra una mayor proporción de lutitas grises a costa de la abundancia de niveles de calizas que en buena parte están constituidos por calizas terrígenas (Ct).

Tanto en el extremo occidental del Mb. Moià (zona de Sallent), como en el oriental (zona de Moià), la unidad se muestra "deshilachada" en niveles de calizas intercalados entre materiales rojos. Los niveles de calizas micríticas en estos extremos muestran una alta proporción de bioclastos, estando los procesos de cementación aparentemente menos desarrollados en el extremo occidental.

2.2.3.3. Geometría y relaciones estratigráficas

Como ya se ha dicho en el apartado de denominación, la Fm. Castelltallat la forman al menos tres cuerpos carbonatados que ocupan la misma posición estratigráfica y que se encuentran separados entre sí por materiales rojos.

El cuerpo central, que forma la mayor parte de la cresta de la Serra de Castelltallat, se indenta hacia el Oeste con los depósitos fluviales de la Fm. Solsona y hacia Este con los de la Fm. Súrria. En Calaf, la Fm. Castelltallat se encuentra recubierta por la serie roja de la Fm. Solsona y/o Artés.

El cuerpo más oriental, Miembro Moià, aflora intercalado entre los depósitos de la Fm. Artés, quedando interrumpido hacia el Oeste por la presencia de los materiales detríticos de la Fm. Súrria. El cuerpo más occidental de la Fm. Castelltallat, entre Castelló de Farfanya y Peraltilla, pasa en sus dos extremos, oriental y

occidental, a depósitos fluviales de procedencia pirenaica (Fms. Solsona y Peraltilla respectivamente).

Como el afloramiento de los tres cuerpos de la Fm. Castelltallat se realiza en flancos de estructuras anticlinales, a lo largo de una estrecha franja de dirección NE-SW y E-W, resulta imposible observar directamente, en superficie, sus relaciones laterales con otras unidades en dirección Norte y Sur (fig. 37). Los sondeos de la zona de Cardona no registran un tramo carbonatado en la posición estratigráfica de la Fm. Castelltallat, y sí en cambio el sondeo de Pinós, por lo que el límite Norte de la unidad en el sector oriental debió situarse entre este sondeo y aquella localidad. A partir de esta línea y hacia el Norte, los depósitos de la Fm. Castelltallat pasan a los depósitos aluviales de procedencia pirenaica de la Fm. Solsona.

Al Sur de Calaf, no existen sondeos con cuyo registro poder controlar la continuidad de la unidad lacustre. Sin embargo, al Sur de la localidad de Jorba, donde la erosión permite de nuevo observar tramos equivalentes lateralmente a la Fm. Castelltallat, se registra intercalado entre los materiales de la Fm. Artés, un tramo lutítico gris de un centenar metros de potencia (Lutitas de St. Gallart; P. ANADON, comunicación oral). Este tramo debe representar la continuación meridional de la Fm. Castelltallat y más hacia el Sur, se indenta con los materiales rojos de la Fm. Artés.

El paso vertical de los materiales de la Fm. Torà con los de la Fm. Castelltallat es gradual. Así, en la base de la Fm. Castelltallat se intercalan niveles limolíticos que van siendo menos frecuentes hacia techo de la unidad, hasta desaparecer por completo en posiciones intermedias de la formación.

2.2.3.4. Contenido paleontológico y edad

Dado el escaso desarrollo de facies lutíticas muestreables en las sucesiones lacustres de la Fm. Castelltallat, únicamente se ha localizado un yacimiento con restos de mamíferos fósiles. Este yacimiento, que se localiza en el flanco Norte del anticlinal de Calaf (cerca de la masía de Puigpelat), ha proporcionado una pieza dentaria de roedor poco significativa cronoestratigráficamente, atribuida a:

Gliravus sp.

Por otro lado, las muestras recogidas en búsqueda de esporomorfos fósiles han resultado estériles. Estos hechos motivan que los datos cronoestratigráficos de la Fm. Castelltallat se refieran exclusivamente al estudio de su contenido en carófitas fósiles y a la correlación con otras unidades estratigráficas de conocida edad.

A partir del estudio de los oogonios de carófitas fósiles de 7 muestras positivas recogidas en las series de Calaf (CF) y Moià (MY), se han reconocido en la Fm. Castelltallat las siguientes especies:

Lychnothamnus longus n. sp
Harrisichara tuberculata
Sphaerochara aff. subglobosa
Rhabdochara aff. raibocarpa
Rhabdochara aff. atilis
Stephanochara aff. edwardsi
Chara sp. I

Esta asociación de especies es característica de la biozona de carófitas PC-1 a la que se le atribuye una edad Priaboniense superior-Estampiense inferior más basal (ver cuadro 2). El hecho de que las muestras con carófitas correspondan a los niveles de la mitad superior de la Fm.

Castelltallat y que los niveles inferiores de la unidad se han correlacionado con otros de unidades vecinas de edad Priaboniense superior, indica que el límite Eoceno-Oligoceno debe situarse en los niveles superiores del cuerpo principal de la Fm. Castelltallat, coincidiendo con el techo del Mb. Moirà (fig. 9).

2.2.3.5. Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

Los depósitos de la Fm. Castelltallat corresponden a los formados en un contexto de sedimentación lacustre carbonatada somera. Por la posición que ocupa, la Fm. Castelltallat se correlaciona con la parte más distal del sistema aluvial-fluvial pirenaico durante el tránsito Eoceno-Oligoceno. Seguramente, por el margen S y SE también quedaba limitada por el sistema aluvial de procedencia catalánide.

La abundancia de nódulos de chert incluidos en las calizas junto con la proximidad en la posición estratigráfica con depósitos de composición evaporítica (Fm. Torà y Mb. Sallent) sugiere la existencia de una cierta salinidad en los lagos priabonienses en que se depositaron los materiales de la Fm. Castelltallat, a diferencia de los ambientes lacustres carbonatados estampiensés de la Fm. Calaf.

Si se considera la relación del conjunto de los depósitos del cuerpo principal de la Fm. Castelltallat y del Mb. Moirà con los de abanico terminal de la Fm. Súrria, se advierte que las áreas lacustres que aquellos representan, se instalan en las partes marginales y distales de este sistema aluvial. El sistema de abanico terminal de la Fm. Súrria llega a dividir, en bastantes fases de su desarrollo, el cuerpo de agua lacustre en dos zonas lacustres aisladas entre sí (Fm. Castelltallat y Mb. Moirà).

2.2.4. Formación Areniscas de Súria

2.2.4.1. Denominación

Se propone incluir bajo la denominación de Formación Areniscas de Súria una sucesión de materiales predominantemente detríticos en los que alternan niveles de areniscas, en su mayoría tabulares, y lutitas rojas. Con frecuencia variable, los materiales detríticos intercalan niveles, ocasionalmente tramos poco potentes, de calizas y lutitas grises.

La serie tipo de la formación se encuentra entre las poblaciones de Súria y El Palà de Torroella, siguiendo el torrente que asciende desde el km 16 de la carretera C-1410 hacia el Cerro Tres Tosalts, para continuar entre los kms. 17,5 y 20,5 de la misma carretera (fig. 57). También hay un buen afloramiento de la unidad a lo largo del paseo situado al pie del Castillo de Cardona (fig. 46).

Se han reconocido materiales pertenecientes a la Fm. Súria en las series de Súria, Cardona, Bergús (fig. 43) y St. Mateo de Bagés (fig. 54).

2.2.4.2. Descripción

Los materiales de la Formación Areniscas de Súria afloran a lo largo de una franja de unos 10 kilómetros de anchura máxima, que tiene como eje el curso actual del río Cardener entre Cardona y Súria (fig. 60). En los alrededores de estas dos últimas poblaciones, se puede reconocer completa la sucesión vertical de la formación, gracias a la estructura tectónica (anticlinales de Pinós y Súria) y al encajamiento del río Cardener y su red de afluentes. Cartográficamente, los afloramientos de Súria y Cardona constituyen dos áreas aisladas entre sí por la estructura sinclinal de Saló, que se sitúa entre los dos anticlinales

anteriormente citados y orientada de forma paralela a ellos.

En el sector occidental, siguiendo el eje anticlinal Balaguer-Barbastro, se han reconocido, en la base de las Fms. Solsona y Peraltilla, tramos detríticos aislados con depósitos de similares características y posición estratigráfica que los depósitos de la Formación Súria. Estos tramos tienen poco desarrollo y escasa continuidad lateral, no siendo por su potencia (apenas unos pocos metros) cartografiables. Por este último motivo, consideramos a estos depósitos como pertenecientes a la Fm. Solsona o a la Fm. Peraltilla (según su situación), aunque paleoambientalmente se interpreten de forma parecida a los de la Fm. Súria.

La potencia medida de la Formación Areniscas de Súria en la población del mismo nombre es de unos 450 m; mientras que en Cardona no sobrepasa los 325 m. Dentro de la Formación Areniscas de Súria se han distinguido dos miembros de características estratigráficas y sedimentológicas distintas:

Miembro Inferior

El Mb. Inferior se observa tanto en el perfil de Súria como en el de Cardona, y está integrado por los 110 m. basales de la Fm. Súria en aquellas sucesiones (figs. 57 y 46).

El Miembro Inferior está constituido en Súria por una alternancia de niveles de areniscas y lutitas. La potencia de la mayoría de los niveles de areniscas oscila entre 10 y 40 cm, mientras que los niveles de lutitas tienen potencias variables, normalmente inferiores a un metro. Estos niveles detríticos se ordenan en secuencias estrato y granocrecientes de orden métrico a decamétrico (foto 1, lámina 17), descritas en el capítulo de sedimentología.

La mayor parte de las capas de areniscas corresponden a litosomas del tipo I (ver litofacies arenosas en el capítulo de sedimentología) ya que muestran geometrías tabulares de amplia extensión lateral (centenares de metros) y grano-clasificación positiva (foto 1, lámina 16). Sin embargo, intercalados entre los niveles tabulares, en muchos casos cerca del techo de las secuencias negativas, se encuentra algún nivel arenoso de base poco excavada y amplia extensión lateral (litosomas del tipo II).

Las lutitas se presentan en general masivas, aunque en los centímetros inmediatamente superiores a las capas de areniscas del tipo I y en los de base de los de tipo II, pueden presentarse horizontes con una componente arenosa variable acompañada de laminación "ripple" y paralela. Cuando la carbonatación de las lutitas grises (Lg) es importante (próxima al 40% de CO_2), se reconoce laminación paralela muy fina, que en parte puede corresponder a laminación algal. Es frecuente, tanto en este último tipo de niveles, como a techo de los de areniscas, la presencia de estrechas galerías de excavación seguramente debidas a la actividad de organismos vermóides.

En el techo de los niveles de areniscas más finas o limolitas, pueden encontrarse, con cierta frecuencia, huellas y trazas fósiles de aves (foto 4, lámina 17). El Dr. ELLENBERGER de la Universidad de Montpellier ha estudiado varias muestras de estos icnofósiles clasificándolos (comunicación oral) como debidos al paso de aves de tipo paseriforme y/o columbiforme.

A lo largo del paseo al pie del Castillo de Cardona, se detecta la presencia esporádica de deslizamientos gravitacionales con poca deformación aparente. Los deslizamientos involucran paquetes decimétricos a métricos de la alternancia de capas de arenisca y lutitas (foto 2, lámina 17).

Los límites de los cuerpos deslizados pueden coincidir con superficies de estratificación, con lo cual su geometría es tabular. También puede ocurrir que los límites atraviesen superficies de capa y en estos casos los cuerpos deslizados muestran geometrías características en forma de pera. En este último caso, los deslizamientos debieron producirse cuando el sedimento alcanzaba ya un importante grado de compactación, pues las superficies que limitan los deslizamientos están muy bien definidas y tienden a ser rectas en sección. La orientación de las secciones con que se cortan los escasos deslizamientos en el afloramiento no permite, en ningún caso, conocer la dirección de desplazamiento de éstos.

Miembro Superior

El Miembro Superior de la Formación Areniscas de Súría se sitúa concordantemente por encima del Mb. Inferior. Está constituido por una alternancia de niveles, en su mayoría tabulares, de areniscas y lutitas rojas. A diferencia del Mb. Inferior, no se observa en los materiales del Mb. Superior una ordenación secuencial clara. Sin embargo, de forma aislada, es posible reconocer en la vertical alguna tendencia, poco definida, de las capas a formar secuencias negativas parecidas a las descritas para el Mb. Inferior.

Gradualmente, a medida que nos acercamos a la parte alta del Mb. Superior, es cada vez más frecuente la presencia de niveles canaliformes de surco poco incidido y amplia extensión lateral (litosomas del tipo II) intercalados en la sucesión. En la cartografía y perfiles, los límites laterales y vertical superior del Mb. Superior de la Fm. Súría y por tanto de esta misma, se han fijado a partir de los puntos en que los niveles canaliformes de areniscas son cuantitativamente más abundantes que los de geometría tabular. De esta manera, podemos decir que cuando la sucesión adquiere características fluviales típicas, nos

hallamos ya en depósitos correspondientes a la Formación Solsona.

Las capas tabulares de areniscas presentan estructuras sedimentarias internas parecidas a las del Mb. Inferior. Las capas más potentes muestran, sin perder su forma tabular, estratificación cruzada en artesa de media escala e incluso cicatrices internas, muchas de ellas sin cambio granulométrico aparente. Estas cicatrices insinúan a veces geometrías propias de acreción lateral aunque, en la mayoría de los casos, son francamente erosivas. Este último caso se pone especialmente de manifiesto cuando los niveles de arenisca presentan su parte superior erosionada en forma de surco y éste ha sido rellenado por materiales lutíticos. A techo de las capas tabulares es frecuente la presencia de huellas del paso de aves y además se ha reconocido, tanto en el perfil de Cardona como en el de Súria, huellas del paso de mamíferos. Como estructuras inorgánicas en el techo de las capas tabulares de arenisca se pueden encontrar grietas de desecación e impactos de gotas del lluvia.

Bastantes niveles de arenisca, preferentemente los de geometría canaliforme, muestran (sin mediar ruptura sedimentaria alguna) un horizonte superior parcialmente carbonatado de color más claro y azulado que la parte inferior del nivel. La potencia de estos horizontes no suele exceder de algunos centímetros y frecuentemente se registra en ellos la presencia de oogonios de carófitas y fragmentos o conchas enteras de gasterópodos.

Intercalados entre los tramos de materiales detríticos más lutíticos, se registra, con relativa frecuencia en Súria y muy ocasionalmente en Cardona, la presencia de niveles centi a decimétricos de calizas. En Súria, la sucesión de varios de estos niveles, alternando con niveles de lutitas grises azuladas, llegan a constituir verdaderos tramos carbonatados cuya potencia puede superar la decena de metros. La amplia extensión lateral de estos tramos grises

carbonatados, de orden kilométrico, les convierte en buenos niveles guía para la cartografía y la correlación entre perfiles.

Los niveles y tramos carbonatados presentan fauna y flora típicamente lacustres, distinguiéndose varias litofacies carbonatadas iguales a las descritas en el capítulo de sedimentología. Estas litofacies, por orden de abundancia, son: calizas micríticas (Cm), calizas terrígenas (Ct) y calizas organógenas (Co).

Los niveles de calizas micríticas se presentan sobre todo integrando los paquetes o tramos carbonatados más potentes, mientras que los niveles de calizas terrígenas y organógenas lo hacen además como niveles aislados entre los materiales lutíticos rojos. En este último caso, las capas de calizas suelen presentar claras señales de actividad edáfica como la presencia de moldes verticales con geometrías y dimensiones propias de raíces.

En los niveles de lutitas grises o azuladas (Lg) suelen abundar los oogonios de carófitas, ostrácodos, gasterópodos (de pequeño tamaño) y un porcentaje variable de bioclastos. Se trata de niveles normalmente masivos de potencia centimétrica y decimétrica. En los escasos horizontes de lutitas organógenas (Lo) que se han podido reconocer en el Mb. Superior, no se han encontrado fragmentos óseos ni piezas dentarias de mamíferos.

Las lutitas grises (Lg), tanto del Mb. Superior como las del Mb. Inferior, están compuestas principalmente por cuarzo, dolomita, calcita y arcillas. En las muestras cogidas en la serie de Súrria, el carbonato más abundante es la calcita, mientras que en Cardona lo es la dolomita. Las calcimetrías indican porcentajes de CO_2 entre el 35 y el 40 % en la mayoría de las muestras. El grupo de las arcillas está representado por la illita y la clorita en cantidades importantes, mientras que la esmectita se presenta en

cantidades variables.

Las lutitas rojas (Lr) muestran porcentajes de CO_2 inferiores al 23 % siendo en ellas muy abundante la presencia de cuarzo, arcillas y, subordinadamente, de calcita y dolomita. Las arcillas están compuestas casi exclusivamente por illita y clorita.

2.2.4.3. Geometría y relaciones estratigráficas

Ya se ha mencionado en el apartado de descripción del Mb. Superior, como el paso vertical de éste a la Fm. Solsona se realiza de forma gradual, a medida que se pierden las características sedimentológicas que lo definen. También los pasos laterales de la Fm. Súria, considerada en su conjunto, a la Fm. Solsona (al Oeste) y la Fm. Artés (al Este) son graduales, perdiéndose la geometría tabular de los niveles, para dar paso a morfologías lenticulares.

Si tomamos como línea aproximadamente isócrona la base del Mb. Inferior, se advierte como de Norte a Sur (entre los perfiles de Súria y Cardona), la Fm. Súria aumenta su potencia. Este aumento se realiza de forma que los materiales estratigráficamente más altos del Mb. Superior en Súria pasan, hacia el Norte, a los depósitos fluviales de la Fm. Solsona.

Fijados así los límites de la Fm. Súria y conocida su cartografía, esta unidad tiene en planta una geometría de abanico. Este tendría su zona apical en un sector situado al Norte de Cardona, a partir del cual y hacia el Sur se ensancharía, tanto lateral como verticalmente. La máxima amplitud lateral y potencia visibles de la unidad se alcanza a la altura de la población de Súria.

Probablemente, los depósitos de la Fm. Súria se extiendan en subsuperficie algunos kilómetros más, tanto al Sur como al Norte de los afloramientos de Súria y Cardona respectivamente; a este respecto, los sondeos no pueden dar luz alguna, ya que resulta imposible discriminar, a partir de los datos disponibles, las características sedimentológicas que distinguen los depósitos detríticos de las formaciones de Súria y Solsona-Artés.

En Súria, los depósitos del Mb. Inferior de la Fm. Súria se depositan directamente sobre los pocos metros de material detrítico correspondientes a la Formación Torà o, si no se reconoce la presencia de esta unidad, ya muy poco caracterizada a la altura de Súria, sobre los niveles de yesos de la Formación Barbastro. En Cardona, el Mb. Inferior descansa discordante sobre los materiales salinos replegados por diapirismo de la Formación Cardona, tal como se ve a la altura del Km 30 de la carretera Manresa-Solsona (enfrente de la fábrica de la Cía. E.R.T. de Cardona).

Hacia el Este y hacia el Oeste, los depósitos del Mb. Inferior de la Fm. Súria se indentan con los lacustres carbonatados de la Fm. Castelltallat (s.e.) y los del Mb. Moià respectivamente.

Los sondeos de la zona de Cardona y Norte de Súria (fig. 37) indican que por debajo de los materiales del Mb. Inferior de la Fm. Súria, se registra un tramo entre 30 y 60 m de potencia de materiales lutíticos grises con intercalaciones de niveles evaporíticos (predominantemente sulfatos los más superiores y cloruros los más inferiores) progresivamente más frecuentes hacia la parte basal del tramo. Este tramo, al que denominaremos Lutitas Grises Superiores ("Top Grey Lutites" en BUSQUETS y otros, 1985), no aflora nunca en superficie y ha sido reconocido tanto en el subsuelo de Cardona como en los sondeos del área de Súria.

El hecho de que las "Lutitas Grises Superiores" no afloren, impide su caracterización estratigráfica y sedimentológica detallada, por lo que no se ha creído conveniente tratarlas como una unidad formal. Este tramo lutítico se sitúa, de forma concordante y en una posición estratigráfica intermedia, entre las sales marinas de la Formación de Cardona y los materiales continentales (detríticos y evaporíticos) de las formaciones Barbastro y Súria. Este hecho implica necesariamente que en dicho tramo se encuentren los depósitos del tránsito de medio marino a continental.

RIBA y otros (1975b) emplean el término "Miembro de Transición" para referirse a los materiales situados en una posición "transicional" entre los materiales evaporíticos y detríticos, considerados todos ellos en sentido estrictamente litológico (O. RIBA, comunicación oral). En realidad este término abarca, desde un punto de vista sedimentológico, materiales tanto transicionales (Lutitas Grises Superiores) como de origen netamente continental (Fm. Barbastro, Fm. Torà y Fm. Castelltallat). Con objeto de resaltar el carácter de transición (de marino a continental) del medio sedimentario en que se depositaron las "Lutitas Grises Superiores", y de evitar confusiones de significado terminológico, creemos oportuno, en este trabajo, no utilizar el término "Miembro de Transición".

2.2.4.4. Contenido paleontológico y edad

Como resultado del muestreo de los niveles potencialmente fosilíferos de la Fm. Súria en los perfiles de Súria y Cardona se han obtenido los siguientes resultados:

De los restos de palimorfos fósiles obtenidos en 6 muestras "positivas" del Mb. Inferior se reconocen los siguientes taxones, por orden de abundancia:

Schizaeaceae cf. Lygodium
Pinus tipo haploxylon
Pinus tipo diploxylon
 Esporas (4 formas)

en el Mb. Superior los taxones reconocidos han sido:

Schizaeaceae cf. Lygodium
Pinus tipo haploxylon
 Esporas (1 forma)

Del conjunto de formas reconocidas destaca la abundancia de esporas de la familia Schizaeaceae de distribución tropical y subtropical. También es de resaltar el predominio, dentro de la vegetación leñosa, de Pinus tipo haploxylon, propio de zonas templadas a cálidas.

Por otra parte, se han reconocido en el conjunto de la Fm. Súrria las siguientes especies de carófitas, de un total de 23 muestras:

Nodosochara jorbae n. sp.
Stephanochara aff. edwardsi
Sphaerochara aff. subglobosa
Harrisichara tuberculata
Gyrogona caelata
Lychnotamnus longus n. sp.
Chara sp. I
Chara sp. II

N. jorbae proporciona una información cronoestratigráfica más precisa, caracterizando el Priaboniense superior-Estampiense inferior más basal (biozona PC-1 de carófitas, ver apartado de cronoestratigrafía). Esta especie aparece en el tramo inferior (de 260 m de potencia) de la Fm. Súra, que comprende todo el Mb. Inferior y los 150 m basales del Mb. Superior. El techo de la biozona de mamíferos PM-1, que señala el límite Priaboniense-Estampiense, se encuentra, según las correlaciones estratigráficas realizadas, a los 35 m de la base de la formación, por lo que se puede afirmar que esos metros basales son de edad priaboniense superior. La parte superior del Miembro Inferior se depositó durante el período de tiempo que abarca la biozona de mamíferos PM-2, que caracteriza el Estampiense inferior basal. La sedimentación de la parte inferior (150 m basales) del Miembro Superior de la Fm. Súra tuvo lugar todavía durante el transcurso de la biozonas PC-1 y PM-2 de carófitas y mamíferos respectivamente, mientras que la parte alta del Mb. Superior corresponde a las biozonas PC-2 y PM-3 que caracterizan la parte media del Estampiense inferior. Es posible que, en la serie de Súra (fig. 57), la parte más alta de la unidad se sedimentara ya durante el inicio de la biozona PC-3. De todo lo dicho, se desprende que los materiales de la Fm. Súra abarcan desde el techo del Priaboniense superior hasta la parte media del Estampiense inferior.

Además, se han distinguido varias asociaciones grupos de ostrácodos, todos de difícil atribución taxonómica debido a su mal estado de conservación:

Neocyprideis ? sp.

Limnocytheridae ?

Cypridopsis ? sp.

Eucypris ? sp.

Dolerocypris ? sp.

Se ha reconocido la presencia de restos de reptiles fósiles, siempre asociados a los niveles lacustres. Así, en una muestra del perfil de Súrria perteneciente al Mb. Superior se reconocen restos dentarios de Crocodilia de pequeña talla que, según E. JIMENEZ (Universidad de Salamanca), pertenecen a los géneros:

Diplocynodon ? sp.

Allognatosuchus? sp.

También se han encontrado fragmentos de placas de quelonios en una muestra del Mb. Superior (muestra SR-9, perfil de Súrria).

No se ha reconocido en esta unidad ningún yacimiento con restos de mamíferos fósiles, por lo que las referencias a la biozonación de mamíferos realizada en este apartado, provienen de la correlación estratigráfica de las series de Súrria y Cardona con otras series vecinas, en las que sí se registran yacimientos de mamíferos (series de Santpedor y Fonollosa).

2.2.4.5. Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

La alternancia de niveles tabulares de areniscas y lutitas ordenados en secuencias negativas de la Fm. Súrria corresponden a depósitos de abanico terminal (sensu MUKERJI, 1976; PARKASH y otros, 1983) progradante desde el margen pirenaico hacia el centro de la cuenca.

Los lóbulos del sistema de abanico terminal progradan sobre los depósitos más distales del sistema aluvial (Fms. de Barbastro y Torà). Los depósitos lacustres intercalados se depositaron en zonas protegidas de interlóbulo.

Las paleocorrientes medidas en la Fm. Súria indican un sentido predominante del transporte de NE a SW, por lo que esta debió ser la dirección de progradación de todo el sistema de abanico terminal.

La posición estratigráfica de la Fm. Súria, junto con la orientación de las paleocorrientes medidas en sus depósitos, indican que los aportes detríticos provienen de la expansión frontal del sistema fluvial distributivo pirenaico, representado por los depósitos de la Fm. Solsona.

2.2.5. Formación Lignitos de Calaf

2.2.5.1. Antecedentes y denominación

Desde antiguo y debido a su importancia económica, las capas de lignito del área de Calaf y los niveles lacustres carbonatados a los que aquellas van asociadas, han sido objeto de una serie de estudios específicos, tanto de carácter minero (MAURETA y THOS, 1881; CLOSAS, 1948; MARTIN, 1974; IGME, 1975 b, 1985, 1986) como paleontológico (BOFILL, 1897; DEPERET, 1898; CRUSAFONT, 1965; CRUSAFONT y otros, 1971; SOLE y PORTA, 1982, 1984; ANADON y otros, 1986), como geoquímicos (INGLES, 1976) y sedimentológicos (CABRERA y SAEZ, 1987).

La profusión de trabajos ha originado una cierta confusión en torno a la estratigrafía de estos materiales. Los trabajos de orientación económica, tienden a crear multitud de subdivisiones estratigráficas, en función de

critérios puramente mineros. Sin embargo, la mayoría de los trabajos diferencian, al menos informalmente, el conjunto de depósitos lacustres con lignitos del área de Calaf en una unidad estratigráfica distinta de los depósitos fluviales rojos entre los que se intercalan.

RIBA (1967, 1975), RIBA y otros (1975b, 1986), como en el caso de las calizas de Castelltallat, incluyen los sedimentos lacustres de Calaf en la extensa y heterócrona Fm. Calizas de Tàrrega, que engloba todos los tramos de calizas lacustres del área central de la parte catalana de la Cuenca del Ebro.

Al igual que en el caso de la Fm. Castelltallat, en este estudio se ha distinguido y separado el conjunto de depósitos carbonatado-lignitíferos del área de Calaf en una unidad estratigráfica (Fm. Lignitos de Calaf) independiente de la Fm. Calizas de Tàrrega. Esta discriminación parece necesaria si tenemos en cuenta que el tramo lacustre carbonatado de la localidad de Tàrrega es de una edad netamente superior (Estampiense superior) que la del tramo lacustre de Calaf (Estampiense inferior). Ambos tramos están separados estratigráficamente por una potente sucesión predominantemente terrígena y considerablemente separados en el espacio (unos 35 km).

Se propone incluir bajo la denominación Formación Lignitos de Calaf el conjunto de tramos esencialmente constituidos por niveles de calizas y lutitas grises con capas subordinadas de carbón y areniscas, que afloran intercalados, en el área de Calaf, entre los sedimentos detríticos rojos de las formaciones Solsona y Artés. Hacia el SE de Calaf, cerca de La Panadella, los sondeos (fig. 21) muestran como estos tramos carbonatados, separados entre sí por potentes tramos rojos al Norte de Calaf, se integran en un sólo cuerpo gris-carbonatado de aproximadamente 400 m de potencia y prácticamente continuo en la vertical (sondeos 103, 112 y 21, figs. 33 y 36).

A pesar de que los carbones representan un porcentaje litológico acumulativo bajo respecto de la potencia total de la unidad, se ha optado por utilizar el término litológico "lignitos", por ser la presencia de éstos el rasgo más característico en la identificación de la unidad.

La serie tipo de la Fm. Calaf (fig. 44) se encuentra en la carretera de Calaf a Pinós entre Calaf y el km 4, continuándose en la carretera Manresa-Cervera (C-1412) entre los kms 33,5 y 37,5. Los materiales de la Fm. Calaf quedan igualmente registrados en las series de Castelltallat y Jorba-La Panadella. Otros afloramientos de esta unidad se pueden observar en el flanco Norte del anticlinal de Súria, en las proximidades de las masías de Cal Rutés y Milhomes.

2.2.5.2. Descripción

Los materiales de la Fm. Calaf afloran únicamente en el sector oriental. Lo hacen extensamente en un área centrada en la localidad de Calaf, que se prolonga hacia el Este en forma de dos estrechas franjas que ocupan la parte occidental de los dos flancos del anticlinal de Súria (fig. 60).

La morfología del terreno en la zona de Calaf, en forma de extensas plataformas estructurales subhorizontales, muestra poco resalte topográfico y una notable fracturación, lo que impide la existencia de afloramientos lateral y verticalmente extensos. Este hecho motiva que se tenga un conocimiento estratigráfico más completo de la Fm. Calaf a través de los datos de subsuelo que por medio de los de superficie. Los datos de subsuelo proceden de dos campañas de perforación realizadas por IGME, una en 1975 y otra anterior. En estas dos campañas se extrajeron un total de 12724 m de testigo continuo a través de 52 sondeos diferentes, que se repartieron de forma desigual en el área

que abarca la fig. 21).

A partir de la correlación de la mayor parte de estos sondeos (figs. 33 a 36) se han podido deducir la potencia y geometría de los depósitos lacustres de la Fm. Calaf. Las figuras 22 y 23 muestra como los niveles y tramos de calizas tienen una extensión lateral normalmente kilométrica (superior a 5 km. los más potentes), mientras que los niveles de lignito muestran una continuidad mucho menor.

En los tramos gris carbonatados de la Fm. Calaf se distinguen, por orden de abundancia, las siguientes litofacies: lutitas grises (Lg), calizas micríticas (Cm) y calizas organógenas (Co); en menor cantidad, también hay calizas terrígenas (Ct), calizas laminadas (Cl) y lignito (Lig). Estas facies, descritas en sentido general en el capítulo de sedimentología, muestran una serie de rasgos específicos en la Fm. Calaf que se explican a continuación.

Según datos de INGLES (1983), las lutitas grises (Lg) de la Fm. Calaf, tienen porcentajes de CO_3 muy variables, no superiores al 25 %, siendo la calcita el carbonato dominante. En el grupo de las arcillas, la illita y clorita están presentes en cantidades importantes en casi todas las muestras, mientras que la esmectita y caolinita se registran en menos muestras aunque también lo hacen en un alto porcentaje. Los interestratificados minerales con un componente expansible se encuentran en pocas muestras y en cantidades escasas.

Los niveles de calizas micríticas tienen entre 10 y 60 m de potencia, geometría tabular y una extensión lateral kilométrica. Los niveles de calizas organógenas tienen entre 5 y 10 cm de potencia, geometría lenticular y extensión lateral deca a hectométrica. Amabas facies, (Cm) y (Co), se encuentran frecuentemente asociadas formando paquetes calizos.

Las facies de calizas terrígenas (Ct) muestran una proporción elevada de limo en su composición y se presenta en niveles de potencia centimétrica y extensión lateral variable.

Con frecuencia variable, intercalados en los tramos gris carbonatados se reconoce la presencia de niveles de arenisca de potencia centimétrica, base ligeramente excavada y estructuras de corriente (litosomas arenosos del tipo II, ver apartado 3.1.4.).

Los tramos o niveles detríticos rojos que separan los tramos grises en la serie de Calaf (fig. 44) están compuestos por lutitas rojas que intercalan, con mayor frecuencia en la mitad inferior de la unidad, capas de areniscas canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Estas capas corresponden sobre todo al tipo III de los descritos en el apartado de litofacies (capítulo de sedimentología), es decir, niveles multiepisódicos de surco muy incidido y corta extensión lateral. Las pocas paleocorrientes que se han podido medir en la serie de Calaf tienen tendencia a dirigirse de N a S, por lo que los depósitos fluviales han de atribuirse en principio a la Fm. Solsona.

Las lutitas rojas (Lr) muestran porcentajes de CO_2 entre el 3 y el 15 %. Están compuestas por cuarzo, arcillas y una pequeña cantidad de carbonatos, predominantemente calcita. Las arcillas están compuestas principalmente por illita, clorita y caolinita, además de una cantidad variable de esmectita y arcillas expansibles.

Según se desprende de las columnas de sondeo y de su correlación (figs. 33 a 36), los niveles de lignito de la Fm. Calaf pueden alcanzar los 80 cm de potencia aunque la mayoría tienen espesores entre 10 y 30 cm. Las capas más potentes tienen una extensión lateral incluso superior a los 5 km, mientras que las menos potentes apenas alcanzan el

kilómetro de extensión. CLOSAS (1948) e IGME (1975b) distinguen entre 11 y 12 capas de lignito de potencia explotable.

El carbón (Lig) se muestra muy alterado en superficie, normalmente con aspecto pulvurulento, de manera que se hace difícil distinguir sus características internas. Los niveles más frescos están finamente laminados y son de color negro brillante. Las calcimetrías efectuadas por INGLES (1983) indican contenidos de carbonato inferiores al 4 % en las muestras de carbón.

MARTIN (1974) reconoce en la fracción inorgánica presente en el lignito: minerales de arcilla (caolinita, illita), cuarzo, calcita y dolomita, además de pirita.

2.2.5.3. Geometría y relaciones estratigráficas

Los depósitos de la Fm. Lignitos de Calaf se registran únicamente en el sector oriental. Como ya se ha avanzado en apartados anteriores, constituyen en la zona de Pujalt y La Panadella (al SW de Calaf) un tramo gris-carbonatado potente y continuo. En dirección N y E (figs. 8 y 9), este tramo se interdigita con los materiales rojos de las formaciones Solsona y Súrria (Mb. Superior). Hacia el S y W de este sector, la falta de afloramiento y sondeos impide conocer la continuidad de la unidad en esas direcciones; sin embargo, teniendo en cuenta que el sector de Pujalt-La Panadella representa el depocentro carbonatado de la unidad, podemos suponer que, hacia el S y W, los depósitos de la Fm. Calaf se interdigitan igualmente con materiales detríticos rojos, aunque en este caso, de origen catalánide (Fm. Artés y equivalentes laterales). De hecho, a grandes rasgos, la posición los depósitos de la Fm. Calaf corresponde en dirección SW-NE, al sector donde más tiempo debió estar estabilizado el límite entre los aportes terrígenos de origen pirenaico y catalánide.

Hacia el S y E de la población de Calaf, la parte superior de la Fm. Calaf queda recubierta por un tramo poco potente de materiales detríticos de procedencia seguramente catalánide (Fm. Artés). No se descarta, sin embargo, que ocasionalmente se registren tramos detríticos de procedencia pirenaica (Fm. Solsona). Hacia el N y NE de Calaf, la unidad lacustre está erosionada o recubierta por materiales de procedencia pirenaica (Fm. Solsona); en este último caso la Fm. Calaf pasa a la Fm. Solsona en un punto, al N del anticlinal Calaf-Súria, imposible de precisar a falta de sondeos.

2.2.5.4. Contenido paleontológico y edad

De las unidades estudiadas, los depósitos lacustres de la Fm. Calaf son los que muestran mayor cantidad y variedad de especies fósiles, tanto de flora como de fauna. Esta riqueza paleontológica ha sido hasta la fecha objeto de bastantes estudios paleontológicos, específicos del área de Calaf. Los trabajos se refieren en su mayoría a yacimientos de vertebrados (BOFILL, 1897; DEPERET, 1898; CRUSAFONT, 1965; CRUSAFONT y otros, 1971; ANADON y otros, 1986), pólen (IGME, 1975; SOLE y PORTA, 1982) y carófitas (CHOI, 1984).

A pesar de la abundancia de trabajos, muchos de ellos se refieren a yacimientos sin posición estratigráfica precisa. Por este motivo, ha habido que realizar una labor de investigación con objeto de situar estratigráficamente esos yacimientos lo más precisamente posible, y poder así aprovechar la mayor parte de los importantes hallazgos pretéritos.

Específicamente, para este trabajo, se han recogido en los materiales de la Fm. Calaf un total de 16 muestras con objeto de complementar los datos ya existentes. De estas muestras han resultado positivas 3 con piezas dentarias de mamíferos y 8 con oogonios de carófitas.

La lista de taxones de esporomorfos fósiles presentes en esta unidad, procede de la integración de los datos de IGME (1975) y SOLE y PORTA (1982). Esta lista prácticamente coincide con la que se relaciona en el apartado de bioestratigrafía para el conjunto de las unidades estudiadas, ya que aquella lista está confeccionada sobretodo con datos procedentes de los niveles de lignito de Calaf (ver apartado 2.3.1.).

A pesar de la riqueza de taxones de palinomorfos hallados en los depósitos de la Fm. Calaf, no se obtienen de ellos datos cronoestratigráficos precisos, salvo que la relación cuantitativa de algunas especies presentes en Calaf, coincide con la que se da en depósitos oligocénicos de Bélgica (N. Solé, comunicación oral).

Los datos palinológicos de la Fm. Calaf son útiles, en cambio, como indicadores paleoclimáticos. De ellos se deduce que el clima del sector oriental de la Cuenca del Ebro, durante la deposición de la Fm. Calaf debió ser subtropical y templado, húmedo en las zonas lacustres y vecinas (SOLE y PORTA, 1982).

Las especies de carófitas reconocidas en la Fm. Calaf del total de 8 muestras positivas son:

Harrisichara tuberculata
Lychnotamnus longus n. sp.

Spharochara aff. subglobosa
Gyrogona sp.
Chara (?) sp. indet.

Esta lista no contiene ninguna especie cronoestratigráficamente significativa, ni tampoco aporta nada en el plano paleoecológico.

Por lo que a los mamíferos fósiles se refiere, la Fm. Calaf se muestra, igual que en el caso de los esporomorfos, rica en yacimientos y variedad de especies. En suma, en los seis niveles con resultados positivos de la unidad, más los datos citados en la bibliografía, se reconocen las siguientes especies:

Theridomys calafensis
Bransatoglis n. sp.
Gliravus fordii
Blainvillimys cf. langei
Eucricetodon atavus
Elfomys medius
Bothriodon aymardi
Diplobune minor
Pheratherium frequens
Plagiolophus sp.
Ephelcomenus ? sp.

Estas especies, aunque se hayan reconocido en diferentes niveles dentro de la Fm. Calaf, se corresponden todas ellas en la escala cronoestratigráfica de Europa occidental, con el nivel de Villebramar (PM-3 en la escala local establecida en este trabajo). Ambas biozonas pertenecen a la parte superior del Estampiense inferior, edad aquí asignada a los materiales de la Fm. Calaf.

Paleoecológicamente podemos decir, como en el caso de Santpedor y Fonollosa que la línea Theridomys se asocia a biotopos de tipo húmedo (J. AGUSTI, comunicación oral).

2.2.2.5. Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

Los depósitos de la Fm. Calaf representan, en sentido amplio, facies lacustres de lagos someros, sin una marcada influencia evaporítica y con desarrollo de turberas en las zonas marginales.

Estos lagos se sitúan en las partes más distales de los sistemas aluviales pirenaico y catalánide (definidos en el apartado 2.4.) durante el Estampiense inferior más alto, de manera que las láminas superficiales de agua que se formaban, sufrían rápidas expansiones y retracciones en función de los aportes hídricos y detríticos procedentes de ambos márgenes de la Cuenca del Ebro (fig. 24).

2.2.6. Formación Molasa de Artés

2.2.6.1. Antecedentes

FERRER (1971) incluye bajo la denominación Fm. Artés, y RIBA y otros (1975a, 1975b) y RAMIREZ y otros (1975a, 1975b) bajo la denominación Formación Molasa de Artés a todo un conjunto de materiales aluviales de edad Priaboniense-Oligoceno superior, de procedencia catalánide. Estos depósitos están fundamentalmente constituidos por una alternancia de niveles de areniscas (ocasionalmente conglomerados) y niveles de lutitas rojas que con frecuencia variable intercalan niveles y tramos de calizas y lutitas grises.

Los depósitos de la Fm. Artés afloran en una franja entre 10 y 15 kilómetros de ancho, orientada en dirección NE-SW, que se extiende entre las poblaciones de Moià al NW y Sarreal al SW (fig. 60).

Los mejores cortes que se pueden obtener de la Fm. Artés en el área estudiada, son los de la carretera Manresa-Calaf (entre Manresa y Fonollosa, fig. 48) y el de Artés, en el camino que asciende a la masía de Cal Fussimanya (fig. 39).

2.2.6.2. Descripción

Los depósitos de la Fm. Artés se han registrado en las series de: Moià, Sta. M^a de Oió, Avinyó, Artès, Sallent, Santpedor, Callús, Fonollosa, Jorba-Panadella y St. Martí de Tous. Además, es probable que de la Fm. Artés se intercalen en las series de Balsareny, St. Mateu y Castelltallat entre los de la Fm. Solsona. La potencia máxima de la Fm. Artés (790 m) se obtiene de sumar la potencia máxima que se registra en superficie (640 m en el perfil de Santpedor, fig. 56) y la potencia de tienen los materiales de la misma formación reconocidos en el sondeo de Santpedor (150 m), que se encuentra enclavado a la altura estratigráfica de la base del perfil de Santpedor.

La frecuencia con que se alternan los niveles de areniscas y/o conglomerados con los de lutitas rojas de la Fm. Artés es variable. En general, aproximadamente el 70 % de la potencia de la unidad está compuesta por lutitas rojas (Lr), aunque en algunas series pueden existir tramos, como en la parte superior de la serie de Fonollosa (fig. 48), en los que niveles detríticos gruesos (areníticos y rudíticos) predominan proporcionalmente sobre los lutíticos. Los tramos con mayor densidad de niveles detríticos gruesos destacan en el relieve formando cuevas, mientras que los tramos lutíticos constituyen llanuras de extensión variable,

a techo de las cuestas.

Cuando no ha sido posible utilizar niveles y tramos carbonatados como guía en la cartografía, se ha recurrido a los finales de cuesta como línea de correlación, ya que en general, éstos tienen una buena continuidad lateral y son aproximadamente isócronos.

En general se advierte una tendencia en casi todas las series a que la proporción de niveles detríticos gruesos sea mayor hacia la parte superior de la formación.

Las lutitas rojas (Lr) pueden presentarse masivas, o con laminación plano-paralela en la base de muchos niveles areníticos. En los horizontes de lutitas rojas (Lr) de base de los paleocanales es frecuente reconocer procesos de marmorización. Las lutitas rojas (Lr) tienen alrededor de un 20 % de contenido en CO_2 , y en ellas las arcillas mayoritariamente presentes son aillita, clorita y esmectita, habiendo caolinita en cantidades subordinadas (datos de INGLES, 1983).

En la parte inferior de las series de Sallent y Artés (figs. 52 y 39), las lutitas rojas muestran, dispersos en su interior, nódulos y hasta niveles nodulares de yeso de diámetro y potencia centimétricos respectivamente. Estos tramos detríticos con indicios de evaporitas son los precursores y la base estratigráfica sobre los que se dispone el tramo yesífero del Mb. Sallent.

Los niveles de areniscas son predominantemente de los tipos II y IV, aunque algunos, especialmente en las series de Callús y Fonollosa, pueden ser del tipo III.

Los niveles areníticos del tipo II suelen tener un relleno multiepisódico. Los niveles tienen potencias no superiores a 1 m. y extensión lateral hectométrica a kilométrica. Muchas de las cicatrices erosivas internas están rellenas por lutitas rojas. Los paleocanales del tipo IV muestran geometrías de acreción lateral de una altura normalmente inferior a los 50 cm y una extensión lateral de varios metros. Muchas de las acreciones laterales están constituidas por varios cuerpos arenosos sigmoidales que se relevan entre sí separados o no por horizontes de varios centímetros de potencia de lutitas rojas. Tanto los niveles areníticos del tipo II como los del tipo IV muestran actividad "burrowing" y/o bioturbadora, especialmente, intensa en las alas de expansión de los cuerpos canaliormes.

Los niveles total o parcialmente conglomeráticos se registran sobre todo en la serie de Fonollosa (fig. 48) y son siempre del tipo III. Los conglomerados son clasto-soportados y muestran cantos bien redondeados, de diámetro por lo general inferior a 6 cm. La matriz está constituida por fracciones arena fina a arena gruesa y la composición de los cantos, por orden de abundancia, es de: caliza, cuarzo, arenisca, lidita y roca ígnea. Muchos de los niveles conglomeráticos se presentan como episodios de muy alta energía, dentro de canales arenosos multiepisódicos. Muchos de los horizontes conglomeráticos muestran tamaños de clasto milimétricos. Estos horizontes suelen alojarse en la base del surco principal del paleocanal y encima de las cicatrices erosivas internas más importantes de los niveles multiepisódicos. En cada episodio en los que aparecen, los horizontes rudíticos suelen gradar positivamente a fracción arena.

Los niveles y tramos carbonatados grises intercalados entre los depósitos detríticos rojos, lo hacen con frecuencia variable. En el caso de las series al E de Súrria, los depósitos del Mb. Moia podrían considerarse una intercalación más, dentro del conjunto de las

intercalaciones carbonatadas pertenecientes a la Fm. Artés. Si hemos distinguido este tramo en concreto, es por su mayor potencia y por ser continuación estratigráfica de la Fm. Castelltallat.

En la serie de Fonollosa (fig. 48), los tramos carbonatados alcanzan una mayor potencia (métrica). Están constituidos por una alternancia de niveles de calizas y lutitas grises. Las calizas son esencialmente de facies micrítica (Cm) y terrígena (Ct) y, subordinadamente, organógena (Co). Las lutitas son predominantemente grises (Lg), formando niveles cuyas potencias varían entre varios centímetros y varios decímetros. En algún caso aislado, se registran horizontes de lutitas organógenas (Lo).

En las series de Fonollosa, St. Mateo, Santpedor, Sallent y Avinyó, se ha registrado la presencia de niveles de lignito (Lig) asociados a los niveles y tramos grises carbonatados. Estos niveles tienen potencias de apenas unos centímetros y una extensión lateral hectométrica, excepto en el caso de un nivel de lignito de la "Costa de la Vila" en la serie de Santpedor (fig. 56) que alcanza los 30 cm de potencia y una extensión lateral kilométrica. En el caso del nivel de lignito intercalado en la serie de Fonollosa (fig. 48), se observa un claro desarrollo edáfico en el nivel de lutitas inmediatamente inferior al nivel de lignito (foto 1, lámina 15).

Todos los indicios de niveles delgados de lignito intercalados en la Fm. Artés se encuentran recogidos y analizados en IGME (1985, 1986). El lignito en muestra fresca tiene un brillo intenso y una laminación milimétrica. Varias muestras analizadas de niveles de lignito de Fonollosa, St. Mateo y Callús dan los siguientes resultados (IGME, 1985): 2-8,4 % de humedad; 22-62 % de cenizas; 22-40% de volátiles; 10-38% de Carbono fijo; 1,25-8 % de Azufre; 2000-5200 Kcal/Kg y entre 11 y 341 ppm de U_2O_8 .

2.2.6.3. Geometría y relaciones estratigráficas

Los depósitos de la Fm. Artés descansan, de forma concordante y según las zonas, sobre los depósitos marinos de las formaciones Cardona o Igualada. Sobre los materiales de la Fm. Artés no se depositan materiales de ninguna otra unidad, exepcto los de la Fm. Solsona que puedan disponerse de esa manera en los sectores de indentación entre ambas formaciones.

Hacia el NE de Moià-L'Estany los materiales de la Fm. Artés desaparecen por erosión, mientras que hacia el SW la Fm. Artés pasa en parte a los materiales de la Fm. Conglomerados de St. Miquel (COLOMBO, 1980, ANADON y otros, 1982).

Hacia el S, SE y E los depósitos de la Fm. Artés pasan a los conglomeráticos del margen catalánide de Cuenca, que en su sector central están representados por las formaciones Montserrat y St. Llorenç de Munt.

Hacia el N los depósitos de la Fm. Artés pasan a los depósitos de las Fms. Solsona y Súria y al Miembro Moià, mientras que hacia el W y en el subsuelo pasan, además, a los depósitos lacustres de las Fms. Barbastro, Castelltallat (s.e.), Torà y Calaf.

2.2.6.4. Contenido paleontológico y edad

Los niveles y tramos grises intercalados entre los depósitos detríticos de la Fm. Artés contienen una variada fauna y flora lacustres. En las muestras de lutitas grises y organógenas (Lg y Lo) se registra la presencia de ostrácodos, gasterópodos, carófitas y, en menor proporción, restos óseos de reptiles y mamíferos.

En estos niveles y tramos carbonatados grises de la Fm. Artés se han encontrado las siguientes especies de carófitas:

Nodosochara jorbae n. sp.
Lychnothamnus longus n. sp.
Harrisichara tuberculata
Gyrogona caelata
Rhabdochara aff. raibocarpa
Rhabdochara aff. stockmansii
Rhabdochara aff. atilis
Stephanochara aff. edwardsii
Stephaerochara aff. subglobosa
Nitellopsis (Tectochara) meriani
Lamprothannium sp.
Chara sp. I
Chara sp. II

En los niveles de lutitas grises y organógenas de la Fm. Artés se localizan, igualmente, tres yacimientos de mamíferos fósiles que por orden estratigráfico son los de Sant Cugat de Gavadons, Santpedor y Fonollosa.

En los yacimientos de Santpedor y Fonollosa se han lavado un total de unos 1000 kg de muestra. Del yacimiento de St. Cugat se ha revisado el material depositado en el Instituto de Paleontología de Sabadell. La relación de taxones tanto de macromamíferos como de micromamíferos presente en estos yacimientos se relaciona en el apéndice I o también en el capítulo de bioestratigrafía.

De aquellas listas se desprende que los yacimientos de St. Cugat de Gavadons, Santpedor y Fonollosa pertenecen y caracterizan respectivamente, las biozonas locales de mamíferos PM-1, PM-2 y PM-3. Estas tres biozonas, corresponden en Europa occidental, respectivamente, a las biozonas de Fronhstetten (Priaboniense superior), Hoogbutsel (parte inferior del Estampiense inferior) y Villebramar

(parte alta del Estampiense inferior).

Los niveles estratigráficos correspondientes al yacimiento de St. Cugat de Gavadons se sitúan unos 200 m por encima de la base de la Fm. Artés. La posición de los yacimientos de Santpedor y Fonollosa (muestras SP-2 y FN-14) se encuentra señalada en las series respectivas (figs. 56 y 48), correspondiendo a la parte media y alta de la Fm. Artés respectivamente. De esto se deduce que los materiales de la Fm. Artés se depositaron, durante un período de tiempo que abarca desde el Priaboniense superior (nivel de Frohnstetten), hasta la parte alta Estampiense inferior (nivel de Villebramar).

En la medida en que son comparables, los datos cronoestratigráficos de carófitas apoyan y complementan la datación procedente de los yacimientos de mamíferos. La presencia de *N. jorbae*, característica de la biozona local PC-1 (Priaboniense superior), se registra en muestras recogidas en niveles inferiores al nivel del yacimiento de Santpedor o muy próximos a él. La asociación de especies de carófitas correspondientes a la biozona local PC-2 (parte media del Estampiense inferior) se registra en un potente tramo de la Fm. Artés que incluye el yacimiento de Fonollosa.

El límite Eoceno-Oligoceno en la Fm. Artés queda fijado en una posición estratigráfica intermedia entre los yacimientos de St. Cugat de Gavadons y Santpedor, siendo muy próximo estratigráficamente al paso de la biozona de carófitas PC-1 a PC-2.

En los depósitos más altos de la Fm. Artés, en la serie Jorba-La Panadella, se registra la asociación de carófitas correspondiente a la biozona local PC-3. A esta biozona se asigna al Estampiense inferior más alto (ver apartado de bioestratigrafía), por lo que esa misma es la edad más moderna que alcanzan los materiales de la Fm. Artés en

aquella zona.

2.2.6.5. Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

Los materiales de la Fm. Artés corresponden a depósitos de cursos fluviales, predominantemente sinuosos, con una importante acumulación de sedimentos lutíticos en las llanuras de inundación. En la parte más protegida del influjo detrítico de estas llanuras, se forman ocasionalmente lagos someros, algunos de los cuales pueden evolucionar a turberas.

Los depósitos fluviales de la Fm. Artés ocupan posiciones medias y distales dentro del Sistema Aluvial Catalánide (ver apartado 2.4.) en posiciones frontales de los abanicos aluviales adosados al margen de cuenca (Fms. Montserrat y St. Llorenç de Munt). Igualmente, los sedimentos terrígenos de la Fm. Artés son los que bordean, por su parte S y SE, los sectores lacustres de centro de cuenca.

Es de destacar que en la parte baja de la unidad, la de edad priaboniense, los depósitos detríticos de la Fm. Artés muestran una clara influencia evaporítica, que progresivamente se va perdiendo hacia la parte alta de la unidad, la de edad oligocénica.

2.2.7. Formación Molasa de Solsona

2.2.7.1. Antecedentes

RIBA (1967), RIBA y otros (1975a, 1975b), RAMIREZ y otros (1975a, 1975b, 1975c) incluyen bajo la denominación Formación Molasa de Solsona, todo el conjunto de materiales aluviales de procedencia pirenaica que afloran inmediatamente al Sur de los depósitos conglomeráticos más proximales (Fm. Berga) del margen pirenaico catalán de la Cuenca del Ebro. Las características sedimentológicas de los materiales se describen como fundamentalmente fluviales y su edad corresponde, según los autores citados, al período de tiempo Priaboniense-Oligoceno superior.

Como consecuencia de los criterios sedimentológicos aplicados en este estudio, quedan excluidos de la Fm. Solsona los depósitos correspondientes a la la Formación Areniscas de Súria. Salvo esta puntualización y dado que el objetivo primordial de este trabajo es el estudio de los depósitos lacustres, nos limitaremos en este apartado a describir e interpretar a grandes rasgos los depósitos de la Fm. Solsona.

2.2.7.2. Descripción

La Fm. Solsona está compuesta esencialmente por una alternancia de niveles de lutitas rojas y capas de areniscas arcóscicas canaliformes, con numerosos horizontes conglomeráticos hacia la parte N de la cuenca. Estos depósitos constituyen una franja de sedimentos en el sector oriental de unos 30 km de ancho, orientada en dirección E-W. La Fm. Solsona se registra en los perfiles de Súria, Cardona, Bergús, Castelltallat, Calaf, Torà, Massoteres, Sanaüja, Vilanova de l'Aguda y Artesa de Segre.

El corte más continuo y extenso de la Fm. Solsona se obtiene siguiendo la carretera C-1410 (Manresa-Solsona) entre los kilómetros 38 y 44, entre las poblaciones de Clariana y Ortoneda. Allí se miden más de 500 m de alternancia de lutitas y areniscas. Otro buen corte se obtiene en la carretera de Torà a Solsona entre la primera población y el kilómetro 18 (fig. 58), o también en los cortes de las series de Bergús y Cardona (figs. 43 y 46)

La alternancia de niveles detríticos gruesos y finos en la Fm. Solsona no es regular. En la sucesión vertical de la unidad se registran tramos decamétricos más lutíticos, que alternan con tramos de parecida potencia en los que domina la presencia de capas de areniscas. Esta alternancia de tramos detríticos duros y blandos se refleja en la topografía formando un relieve de planicies escalonadas, en la que las cuestas corresponden a los tramos de composición más grosera.

La mayoría de los niveles areníticos y/o conglomeráticos de la Fm. Solsona tienen geometría canaliforme. Sus características varían en función de dos factores: la posición estratigráfica y la distalidad-proximalidad dentro de la unidad. En las partes más distales (las más meridionales) y basales de la formación, los niveles canaliformes tienden a ser de composición arenosa, tienen una potencia entre 0,5 y 2 m y son predominantemente del tipo II, y en menor número del tipo IV (ver apartado 3.1.4.). Hacia el N, a medida que nos acercamos a posiciones más proximales del sistema fluvial, y en las partes medias y altas de la unidad, bastantes cuerpos canaliformes incluyen episodios conglomeráticos, tienen potencias entre 1,5 y 3 m y su geometría corresponde, sobre todo, al tipo III y ocasionalmente al tipo IV.

Todos los paleocanales son multiepisódicos, ya que muestran cicatrices erosivas internas. En el caso de los paleocanales del tipo II, estas cicatrices separan episodios de potencia centimétrica a decimétrica, granoclasificados positivamente entre arena gruesa y arena fina. Cada uno de los cuerpos comprendidos entre dos cicatrices puede ser masivo y/o presentar laminación "ripple" en la parte superior; ocasionalmente los episodios más basales de cada paleocanal muestra estratificación cruzada en artesa de mediana escala.

En el caso de los paleocanales del tipo III, los episodios son fuertemente erosivos entre sí. Cada episodio puede ser masivo o presentar laminación cruzada de mediana escala. La fracción rudítica se aloja preferentemente en el fondo de los surcos y en las discontinuidades principales. Los cantos están bien redondeados, no suelen superar los 5 cm de diámetro y son principalmente de cuarzo, calizas, areniscas y rocas ígneas.

Los pocos paleocanales del tipo IV que se reconocen, son tanto arenosos como arenoso-conglomeráticos. Por lo usual, muestran cuerpos sigmoidales arenosos de altura inferior a 1 m. Los sigmoides están, en muchos casos, separados entre sí por horizontes delgados de lutitas.

La mayor parte de los niveles de areniscas muestran galerías de escavación de organismos vermiformes. La actividad "burrowing" es especialmente intensa en las superficies basales y superiores de las capas y, también, en las alas de expansión de los cuerpos de tipo II que, en general, se muestran muy bioturbados. Es también en las alas de expansión y en los horizontes de techo de los paleocanales, donde con más frecuencia se observan fenómenos de marmorización.

Las lutitas rojas (Lr) se presentan en niveles de potencia variable, decimétrica a métrica por lo usual. Son niveles masivos o con laminación plano-paralela en la parte inferior de los paleocanales. Las calcimetrías indican porcentajes medios de CO₂ entre el 20 y el 30 %. Los minerales que integran las lutitas son por orden de abundancia: cuarzo, arcillas, calcita, dolomita y feldespatos. Las arcillas, estan representadas sobre todo por illita y clorita, por caolinita en cantidades variables y por esmectitas y arcillas expansibles en nula o escasa proporción.

2.2.7.3. Geometría y relaciones laterales

La potencia de la Fm. Solsona es variable en función de la latitud y la longitud. En general disminuye en dirección S y E. Mientras que en el sondeo SANAUJA-1 los depósitos detríticos continentales alcanzan al menos 1685 m. de potencia, en el sondeo GUISONA-1 (situado 12 km más al Sur, fig. 37) la potencia de los depósitos rojos registrados es de unos 800 m. Hacia el E del sondeo de SANAUJA-1, el sondeo PUIGREIG-III, muestra una potencia de depósitos correspondientes a la Fm. Solsona de unos 700 m (fig. 37).

Estos importantes cambios en la potencia de la Fm. Solsona se deben a la intervención combinada de tres factores: a) a pasos laterales de facies, b) subsidencia diferencial (mayor hacia el margen septentrional que hacia el centro de cuenca), c) menor tasa de sedimentación en las partes distales del sistema aluvial-fluvial y d) mayor erosión de los materiales sedimentados en determinados sectores.

Los depósitos de la Fm. Solsona pasan lateralmente, hacia el Norte, a los depósitos de la Fm. Conglomerados de Berga. Este paso se realiza de manera gradual, de manera que la Fm. Solsona se carga progresivamente hacia el N en niveles conglomeráticos. El límite entre ambas formaciones

se marca en aquellos sectores en que los niveles conglomeráticos dominan proporcionalmente sobre los niveles de areniscas: la línea W-E que une esos puntos pasa aproximadamente entre las poblaciones de Oliana y Gironella. La falta de sondeos impiden conocer que sectores los depósitos fluviales de la Fm. Solsona quedan recubiertos por los de abanico aluvial de la Fm. Berga.

Hacia el Sur, los materiales de la Fm. Solsona pasan indistitamente, según el sector en posición en dirección E-W, que se considere, a los depósitos de las formaciones Artés, Súrria y Calaf. En profundidad, también deben pasar a los depósitos de las formaciones Barbastro, Torà y Castelltallat.

El límite Este de la Fm. Solsona viene señalado por el final del registro de los depósitos terciarios continentales en el sector NE de la cubeta catalana o, en la parte Sur del extremo oriental, por su paso lateral a los depósitos de la Fm. Artés.

Hacia el Oeste, la continuidad del registro de la Fm. Solsona queda interrumpida convencionalmente a la altura de la transversal del río Segre. A occidente de esta línea, los materiales equivalentes a la Fm. Solsona han sido integrados por MACIAS (1985) dentro de la Fm. Peraltilla, a pesar de no mostrar grandes diferencias respecto de los materiales de la Fm. Solsona.

2.2.7.5. Contenido paleontológico y edad

En los escasos niveles de lutitas grises intercalados entre los materiales rojos de la Fm. Solsona, cinco muestras han dado resultados positivos por lo que a la presencia de oogonios de carófitas se refiere. Estas muestras pertenecen a las series de Massoteres y Torà (figs. 49 y 58), y en ellas se ha reconocido la presencia de las siguientes

especies:

Rhabdochara aff. raibocarpa
Lychothamnus longus n. sp.
Harrisichara tuberculata
Gyrogona caelata
Chara sp. II

En cuanto a la información cronoestratigráfica que pueden aportar, todas estas especies son banales. Únicamente podemos decir que Rh. aff. raibocarpa y Chara sp. II tienen comprendido su rango cronoestratigráfico entre las biozonas PC-1 y PC-2 (ver cuadro 2) habiéndose registrado su presencia únicamente en una muestra recogida a 30 m de la base de la Fm. Solsona en la serie de Torà.

Al Este de la localidad de Torà, los depósitos que afloran de la Fm. Solsona yacen sobre los depósitos lacustres del Estampiense inferior basal de la parte alta de la Fm. Castellatallat, por lo que todos los depósitos de la Fm. Solsona que afloran se atribuyen a esa misma edad o a una más moderna.

Por otro lado, los materiales de la Fm. Solsona intercalan y son contemporáneos, en la zona de Calaf, de los depósitos lacustres de la Fm. Calaf. Estos depósitos han sido asignados a las biozonas locales PC-2 y PC-3 de carófitas y PM-3 de mamíferos. Estas biozonas que corresponden a la mitad superior del Estampiense inferior. Como por encima de los niveles de Calaf no ha sido posible reconocer ningún yacimiento fosilífero con valor cronoestratigráfico, esta última (estampiense inferior más alto) es la edad más moderna que se puede asignar a los depósitos de la Fm. Solsona.

En profundidad y hacia el Norte, los materiales inferiores (aproximadamente los 250 m basales) de la Fm. Solsona pertenecen al Priaboniense superior. Esto es así puesto que los sondeos al N de la línea Súrria-Vilanova de l'Aguda indican que buena parte de los materiales lacustres eocenos situados más al Sur han pasado hacia el N a materiales de la Fm. Solsona.

En resumen, queda demostrado que el rango cronoestratigráfico de la Fm. Solsona, considerada ésta en la totalidad de su registro, abarca desde el Priaboniense superior hasta el Estampiense inferior más alto como mínimo. La parte inferior no aflorante es de edad eocénica, mientras que la parte superior, la que aflora, es oligocénica.

2.2.7.5. Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

Los depósitos de la Fm. Solsona constituyen un cinturón fluvial distributivo de procedencia pirenaica. El cinturón lo integraban cursos rectos, ocasionalmente algo sinuosos, de energía decreciente hacia el Sur.

En la transversal del río Cardener y al Sur de Cardona, los depósitos fluviales se expanden derramando su carga sobre una llanura prácticamente horizontal, y constituyendo así un sistema de abanico terminal diferenciado (Fm. Súrria).

En su conjunto, los depósitos de la Fm. Solsona se integran en las partes medias y distales del Sistema Aluvial Pirenaico (definido en el apartado 2.4.3.) ya que se nutren de los sedimentos aportados por los abanicos aluviales adosados al margen pirenaico (Fm. Berga), y a su vez, alimentan de agua y sedimentos el sistema lacustre de centro de cuenca.

2.2.8. Formación roja de Peraltilla

2.2.8.1. Antecedentes

CRUSAFONT y otros (1966) citan por primera vez la Formación roja de Peraltilla, a la que le asignan los depósitos del flanco Sur del anticlinal de Balaguer-Barbastro, en la zona situada entre los ríos Cinca y Alcanadre (provincia de Huesca). Estos mismos autores, junto con REILLE (1971) dan como probable una edad oligocénica a la unidad y señalan que los depósitos de la Fm. Peraltilla recubren los de la Fm. Barbastro.

QUIRANTES (1969) dice que la unidad está constituida por un potente conjunto de "margas y areniscas rojas de distribución muy irregular. Localmente, hay intercalaciones calcáreas, pero siempre a base de calizas lacustres que pasan lateralmente a areniscas" ... "Hacia el NW, las areniscas adquieren un matiz conglomerático, llegando a constituir bancos de conglomerados al N.

MACIAS (1985) estudia los depósitos terciarios del flanco Norte del anticlinal de Balaguer-Barbastro, entre las poblaciones de Balaguer y Alfarràs. Todos los materiales continentales situados por encima de la Fm. Barbastro son integrados dentro de la Fm. Peraltilla e interpretados en su conjunto como característicos de cono fluvial. Los depósitos carbonatados de la base de la formación (equivalentes a los de las Fms. Torà y Castelltallat) se interpretan como lacustres someros. En los depósitos rojos, el autor distingue entre aquellos más distales, integrados por capas tabulares, y otros que constituyen el sistema distributivo de tipo "braided". En la vertical, todos estos materiales constituyen una secuencia de progradación de cono fluvial "no árido" en el que dominan las corrientes tractivas. La progradación frontal del sistema estaría ligada a los primeros estadios del levantamiento tectónico pirenaico, que a su vez daría origen a las Sierras Marginales.

2.2.8.2. Descripción

La Fm. Peraltilla aflora en el flanco Sur del anticlinal de Balaguer-Barbastro. En este trabajo, sus materiales han sido registrados en las series de Alfarràs y Peraltilla (figs. 38 y 51).

A diferencia del trabajo de MACIAS (1985), consideramos que la Fm. Peraltilla está constituida por una alternancia de niveles de lutitas rojas y capas de arenisca; el tramo carbonatado basal descrito por aquel autor forma parte de las Fms. Castelltallat y Torà definidas y descritas en esta memoria.

En la serie de Peraltilla (fig. 38), se distinguen dos tramos concordantes dentro de los depósitos de la Fm. Peraltilla; uno inferior y otro superior.

a) El tramo inferior tiene unos 300 m de potencia, sus niveles de arenisca son preferentemente de los tipos I y II y frecuentemente intercala niveles centimétricos de caliza.

Las lutitas son predominantemente roja (Lr) y se presentan en niveles de potencia decimétrica a métrica. Tienen entre un 8 y 24 % de CO_3 , estando compuestas esencialmente por cuarzo, minerales del grupo de las arcillas y calcita. Las arcillas están representadas por illita y clorita, más una cantidad indeterminada de interestratificados minerales con un componente expansible. No se registra la presencia de esmectita. Los niveles de lutitas rojas (Lr) suelen mostrarse masivos, reconociéndose con frecuencia, fenómenos de marmorización en los horizontes inmediatos a la base de los niveles areníticos, y en los horizontes inmediatos a la base y techo de los niveles de caliza.

Los niveles de arenisca muestran potencias entre 10 y 90 cm, siendo mayores hacia el techo del tramo, donde predominan los litosomas del tipo II sobre los del I. El tamaño de grano no suele superar el de arena media. Los cuerpos que separan las cicatrices erosivas internas de los litosomas del tipo II y los litosomas del tipo I, considerados en su conjunto, suelen mostrar gradación positiva del tamaño de grano y en muchos casos estructuras de corriente tipo "ripple".

Los niveles de calizas están compuestos principalmente por facies terrígenas (Ct), micríticas (Cm) y, en menor cantidad, organógenas (Co). Con frecuencia los niveles de caliza muestran en buena parte de su extensión moldes con formas propias de raíces.

b) Un tramo superior de más de 200 m de potencia en el que se registra una alternancia de lutitas rojas y niveles de arenisca del tipo III.

Los niveles de arenisca son de arena media a gruesa, y hasta microconglomeráticos en la base de los episodios erosivos más importantes. La selección es, por lo general, bastante buena. Los paleocanales alcanzan hasta 7 m de potencia en la parte más incidida, aunque la mayoría muestran espesores entre los 1,5 y 4,5 m. Los niveles arenosos muestran estructura interna masiva o con cicatrices erosivas internas mostrando, con cierta frecuencia, fenómenos de marmorización en los horizontes superiores.

Los niveles de lutitas rojas (Lr) no muestran diferencias apreciables respecto a las del tramo inferior, salvo quizás, su mayor potencia media (casi siempre de orden métrico).

2.2.8.3. Geometría y relaciones estratigráficas

La Formación Peraltilla yace concordante, según las zonas, sobre las calizas de la Fm. Castelltallat o sobre las limolitas de la Fm. Torà.

Ya hemos visto como entre la Fm. Solsona y la Fm. Peraltilla existe un límite lateral estrictamente convencional que, según los autores, se hace coincidir con la transversal del río Segre o con el límite de las provincias de Lérida y Huesca.

Hacia el Sur los depósitos de la Fm. Peraltilla quedan recubiertos por los de la Fm. Sariñena (QUIRANTES, 1969) de las que este último autor distingue por su posición inclinada y supuestamente discordante. Hacia el Norte, en el flanco septentrional del anticlinal Balaguer-Barbastro, presumiblemente los depósitos de la Fm. Peraltilla continúan registrándose, durante un corto espacio de tiempo, por debajo de las unidades aloctonas, pasando en esa dirección a depósitos más conglomeráticos de margen de cuenca.

2.2.8.4. Contenido paleontológico y edad

En los materiales de la Fm. Peraltilla no se ha efectuado muestreo alguno con objetivos cronoestratigráficos, aunque hay que dejar constancia de que en los horizontes de lutitas grises (Lg) asociados a los niveles de calizas del tramo inferior de la unidad, se ha observado la presencia de oogonios de carófitas.

Dada la posición estratigráfica relativa de la Fm. Peraltilla respecto de las formaciones lacustres inferiores (de probable edad eocénica superior y hasta oligocénica inferior en su parte más alta), se puede afirmar provisionalmente que los materiales aflorantes de la Fm. Peraltilla corresponden al Estampienses inferior como edad

más antigua. Según la potencia que muestra la unidad, es probable que sus depósitos más modernos se acumularan todavía durante el Oligoceno inferior.

2.2.8.5. Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

En el tramo superior de la Fm. Peraltilla se distinguen depósitos esencialmente fluviales que corresponde a cursos más o menos rectos, de aguas claras y caudal variable marcado por episodios decelerados. El tramo inferior de la formación está constituido por depósitos tipo "sheetflood" intergradados en uno o varios sistemas de abanico terminal progradante hacia el Sur.

A grandes rasgos, los depósitos de la Fm. Peraltilla tienen un significado en el contexto sedimentario, similar al de los de la Fm. Solsona y Fm. Súria, consideradas en un mismo conjunto. Constituyen un cinturón fluvial distributivo alimentado por los aparatos aluviales conglomeráticos del margen pirenaico de la Cuenca del Ebro. En sus partes más distales el sistema fluvial desparrama su carga material e hídrica, pudiendo ésta ir a parar a llanuras lutíticas evaporíticas tipo "playa-lake" o a lagos más o menos efímeros con una variable influencia evaporítica.

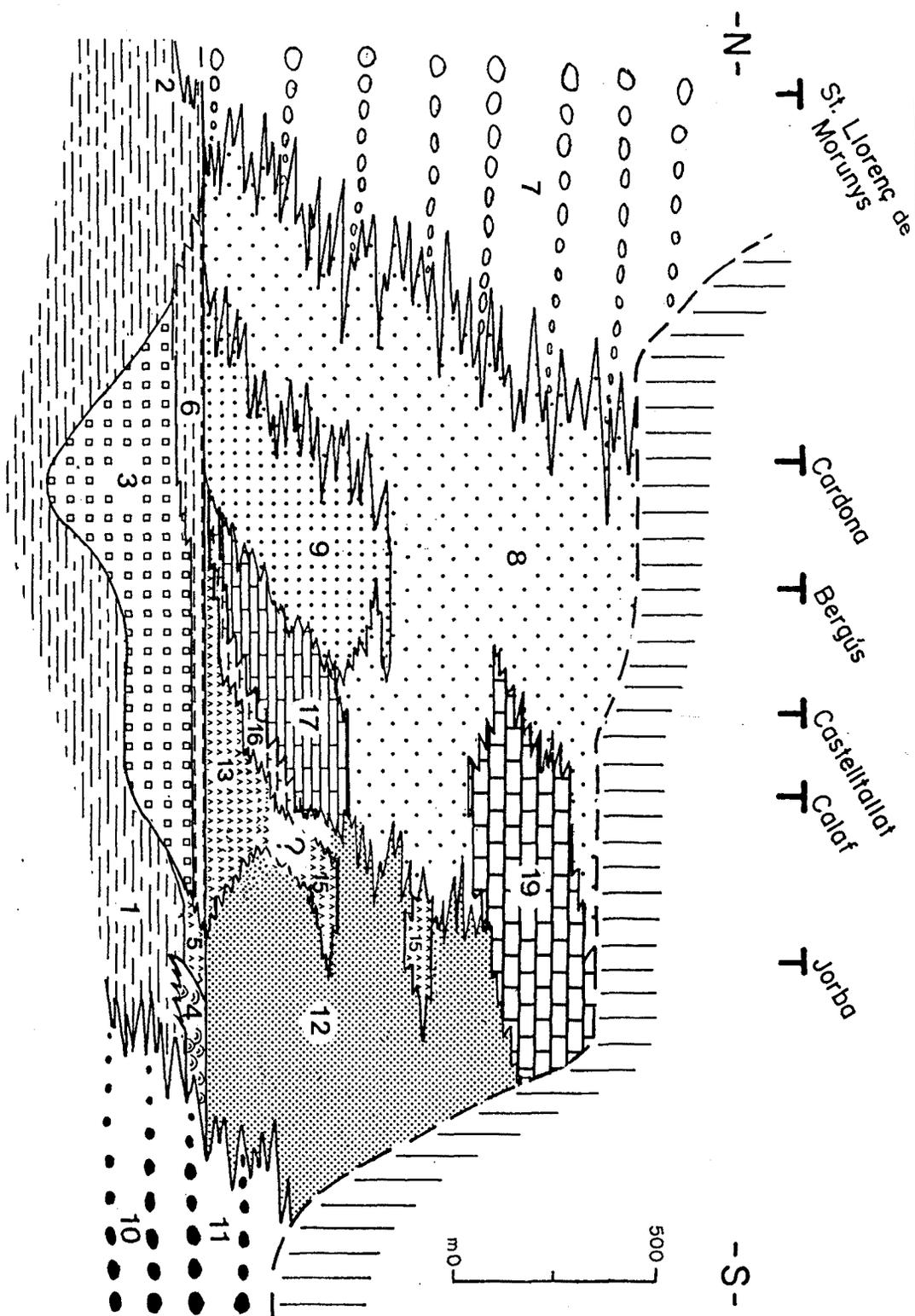


Fig. 8 : Disposición esquemática N-S de las unidades estratigráficas del tránsito Eoceno-Oligoceno en el sector oriental del área estudiada. **UNIDADES MARINAS:** 1. Fm. Margas de Igualada; 2. Fm. Margas de St. Llorenç de Morunys; 3. Fm. Salina de Cardona; 4. Fm. Calizas de Tossa; 5. Fm. Yesos de Odena; 6. "Lutitas Grises Superiores"; **SISTEMA ALUVIAL PIRENAICO:** 7. Fm. Conglomerados de Berga; 8. Fm. Molasa de Solsona; 9. Fm. Areniscas de Súrria; **SISTEMA ALUVIAL CATALANIDE:** 10. Fm. Conglomerados de St. Llorenç de Munt; 11. Fm. Conglomerados de Montserrat; 12. Fm. Molasa de Artés. **SISTEMA LACUSTRE CATALAN:** 13. Fm. Yesos de Barbastro; 14. Mb. Yesos de Sallent; 15. Mb. Yesos de Copons; 16. Fm. Limolitas de Torà; 17. Fm. Calizas de Castellallat; 18. Mb. Calizas de Moia; 19. Fm. Lignitos de Calaf.

EOCENO SUPERIOR	OLIGOCENO	INFERIOR
SR. MARINA	SERIE	CONTINENTAL

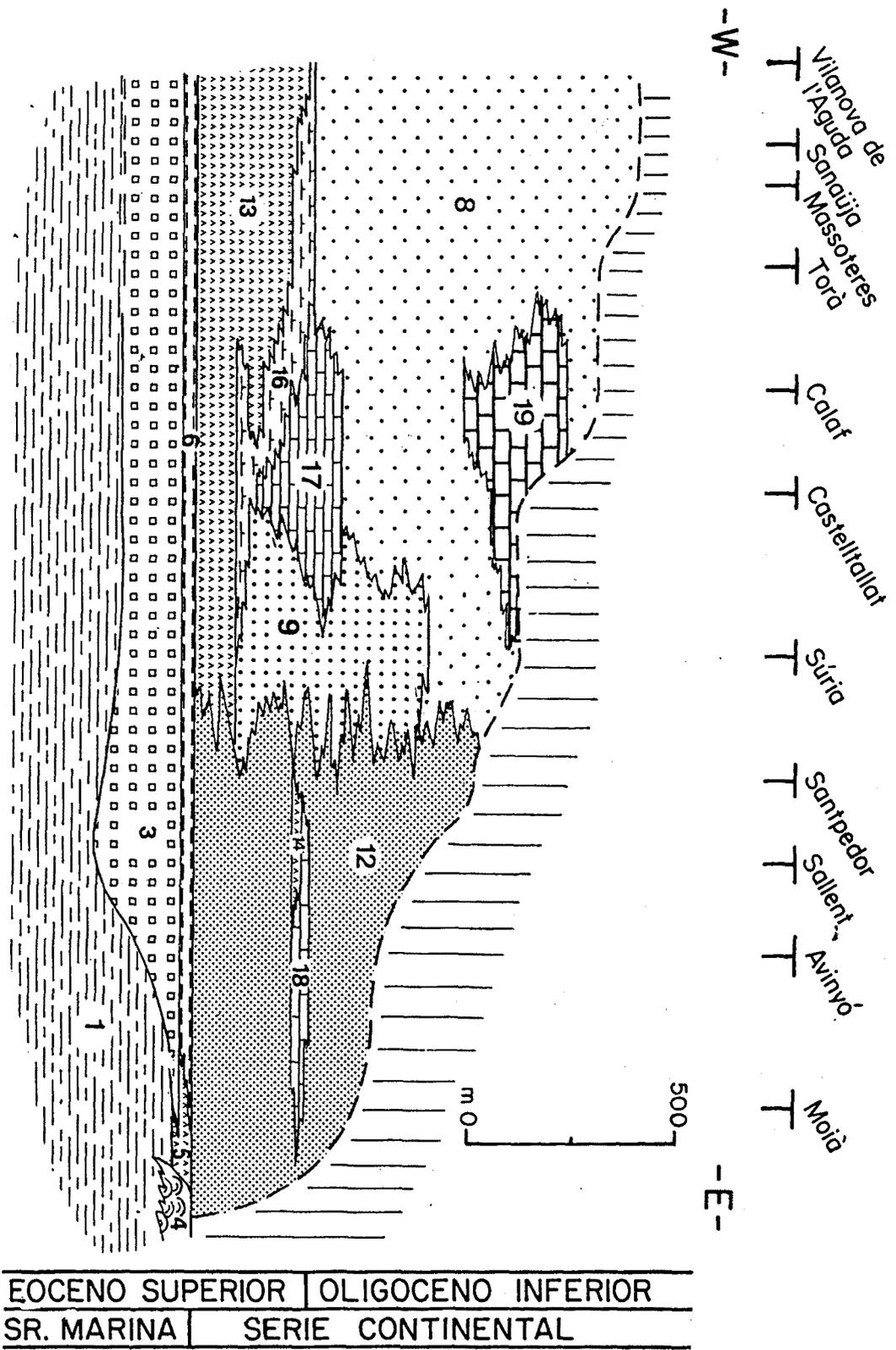


Figura 9 Disposición esquemática W-E de las unidades estratigráficas del tránsito Eoceno-Oligoceno en el sector oriental del área estudiada. La leyenda es común con la de la figura 8.