

**INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA GEOLOGICA DE
MAYALS (32-16)**

MARZO/92

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

INDICE

ÍNDICE

	Págs.
1.- INTRODUCCION	1
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	2
1.2. SITUACION GEOLOGICA	2
1.3. ANTECEDENTES. CARACTERES GENERALES DE LA SEDIMENTOLOGIA DEL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO	3
1.4. METODOLOGIA	10
1.5. NOMENCLATURA	13
 2.- ESTRATIGRAFIA	15
2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES	17
2.1.1. Ambiente deposicional de abanico aluvial medio	17
2.1.2. Ambiente deposicional de abanico aluvial distal	18
2.1.2.1. Facies fluviales	19
2.1.2.2. Facies de llanura lutítica	21
2.1.3. Ambiente deposicional lacustre	23
2.1.3.1. Facies palustres	24
2.1.3.2. Facies deltaico lacustre	25
2.1.3.3. Facies lacustres carbonatadas someras	25
2.2. DESCRIPCION DE LAS LITOFACIES	26
2.2.1. Las litofacies rudíticas	27
2.2.2. Las litofacies areníticas	29
2.2.3. Las litofacies lutíticas	38
2.2.4. Las litofacies carbonatadas	43
2.2.5. Las litofacies organógenas. Lignitos (lig)	44

Págs.

2.2.6.	Las litofacies evaporíticas	44
2.2.7.	Asociación de litofacies. Secuencias	44
2.3.	BIOESTRATIGRAFIA	77
2.4.	CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	78
3.-	BIBLIOGRAFIA	86

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION.

El informe sedimentológico que se presenta trata sobre el análisis de los medios sedimentarios antiguos que se han podido reconocer a partir de las rocas sedimentarias, que exceptuando algunos recubrimientos cuaternarios poco importantes, ocupan toda la superficie de la hoja de Mayals (nº 416, 32-16, del M.T.N.).

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La hoja de Mayals se halla situada en el sector central-meridional de la Depresión del Ebro, entre las ciudades de Lleida, Mequinenza y L'Espluga del Francolí. En su mayor parte pertenece a la provincia de Lleida a excepción de una pequeña zona, situada en el extremo sudoriental, que pertenece a la provincia de Tarragona.

Desde el punto de vista geográfico pertenece a la comarca de Les Garrigues. En el extremo NO de la hoja, en la zona del río Segre, limita con el Pla d'Urgell.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

La zona de estudio se sitúa en el sector centro-meridional de la Cuenca del Ebro, cuenca de antepaís del orógeno pirenaico (PUIGDEFABREGAS *et al.* 1986). Desde el Eoceno terminal hasta el Mioceno inferior esta cuenca ha actuado como centro deposicional de materiales continentales procedentes del desmantelamiento de las cordilleras circundantes: el Pirineo al N, los Catalánides en el SE y la Sierra Ibérica en el SO. Los importantes cambios paleogeográficos y deposicionales sucedidos en esta región desde el Priabonense terminal hasta el Mioceno inferior son deducibles a partir de numerosos trabajos cartográficos, estratigráficos y sedimentológicos (RIBA, 1967, 1973; MALSMSHEIMER y MENSINK, 1979; WEIS, 1980; COLOMBO, 1980. 1986; ANADON *et al.* 1981; ALLEN *et*

al. 1983; ALLEN y MANGERAJETZKY, 1982; CABRERA, 1983; RIBA et al. 1983; SAEZ, 1987; CABRERA y SAEZ, 1987; GONZALEZ, 1989; ANADON, CABRERA, COLLDEFORNS y SAEZ, 1989).

En este informe se presentan las principales relaciones de los sistemas lacustres con los sistemas aluviales-fluviales. Los depocentros lacustres no han permanecido constantes durante todo el tiempo, durante el Oligoceno existían dos depocentros localizados en Catalunya y en Navarra respectivamente (RIBA et al. 1983), mientras que durante el Mioceno el depocentro se localiza en el sector aragonés de la cuenca.

También se indican las relaciones de las sucesivas etapas de la evolución sedimentaria, marcadas por importantes cambios paleogeográficos y sedimentológicos, con los procesos tectónicos que tuvieron lugar en las unidades estructurales circundantes.

1.3. ANTECEDENTES. CARACTERES GENERALES DE LA SEDIMENTOLOGIA DEL SECTOR CENTRO-ORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO

En el presente apartado se describen e interpretan, desde el punto de vista sedimentológico, las sucesiones aluviales y lacustres que integran las unidades litoestratigráficas del Oligoceno, en el sector sudoriental de la cuenca del Ebro.

Parte de estas sucesiones ya habían sido estudiadas por diversos autores, BIRNBAUM (1976) realizó un estudio general de diversos tipos de depósitos lacustres en una extensa zona de la cuenca del Ebro, con un estudio geoquímico y petrográfico detallado de afloramientos dispersos y puntuales, que le permitieron remarcar el carácter somero de las facies lacustres, la existencia de zonas evaporíticas y establecer el modelo lacustre del Lake Aragón. Sin embargo en este trabajo no se individualizan las facies carbonatadas lacustres ni tampoco se esta-

blecen las relaciones secuenciales entre las litofacies carbonatadas, terrígenas y organógenas.

En los trabajos de MALSHEIMER y MENSINK (1979) se estudia la sedimentación y la estructura tectónica, diferenciando siete facies litológicas: facies de Berga, facies de Serrateix, facies de Torá, facies de Cardona, facies de Calaf y facies de Cervera. Estos autores establecen que el material detrítico procedente de los Pirineos y de las Serres Catalanes ha sido transportado a la cuenca del Ebro por sistemas fluviales, encontrándose en el centro de la cuenca sedimentos lacustres predominantemente.

COLOMBO (1980) describe las características litológicas de las formaciones aluviales de procedencia catalánide, prestando una especial atención a la zona comprendida entre las sierras del Montsant y Sant Miquel del Montclar. ALLEN et al. (1983) estudian las características generales de la red fluvial, a partir de la asociación de minerales pesados diferencian dos provincias petrográficas: la catalánide con tres subprovincias (Montserrat, Sant Miquel y Montsant), y la pirenaica: estableciendo que las unidades lacustres se desplazan progresivamente hacia el SO, desde el Eoceno y durante el Oligoceno, debido al incremento del dominio de la sedimentación detrítica de origen pirenaica.

CABRERA (1983) estudia el sistema deposicional lacustre de los Monegros, realizando un análisis sedimentológico de las distintas litofacies que constituyen las unidades lacustres, teniendo en cuenta sus características petrológicas, mineralógicas, paleontológicas y secuenciales.

CABRERA y COLOMBO (1986) estudian el tránsito entre los abanicos aluviales paleógenos del Montsant y las sucesiones lacustres someras de los Monegros, y diferencian las facies fluvio-deltaicas de las facies lacustres carbonatadas.

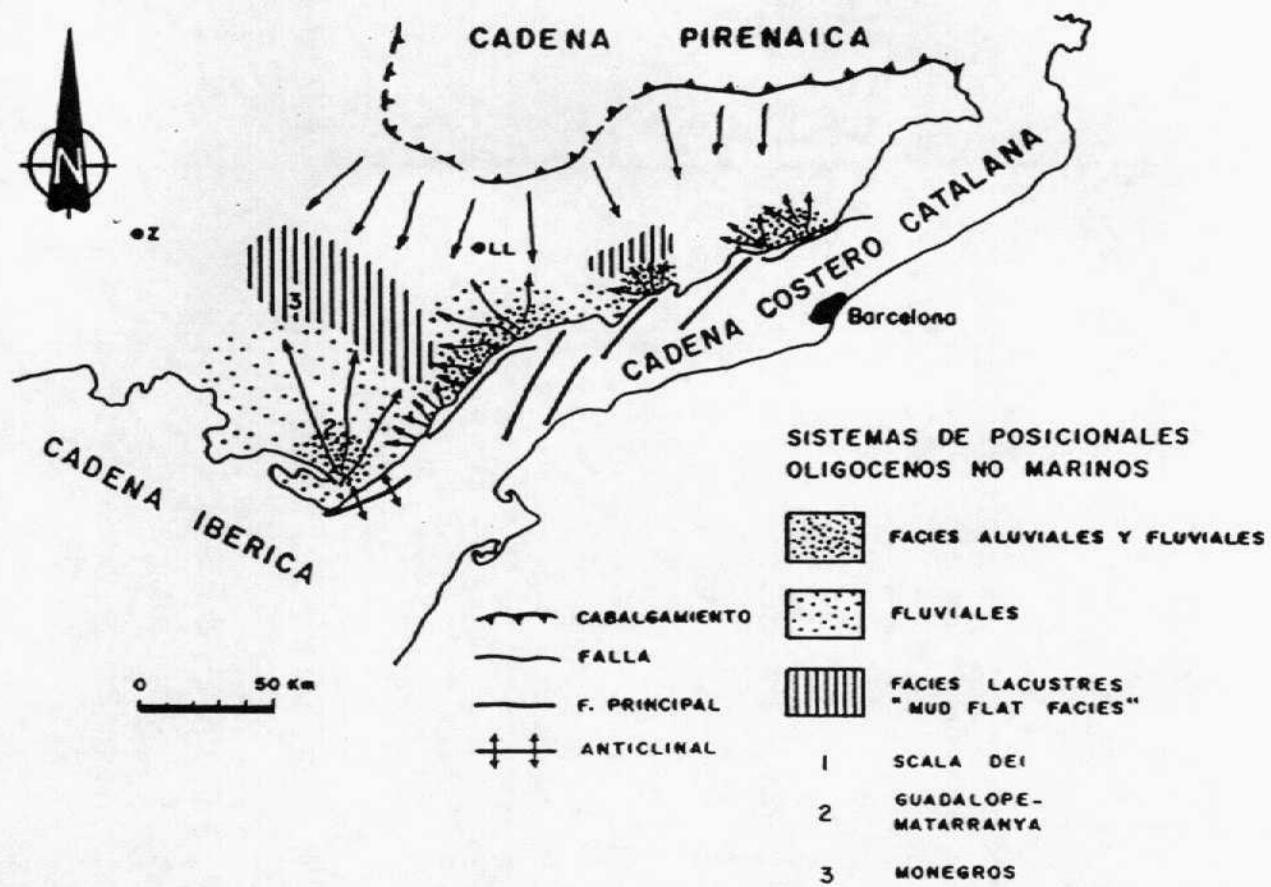
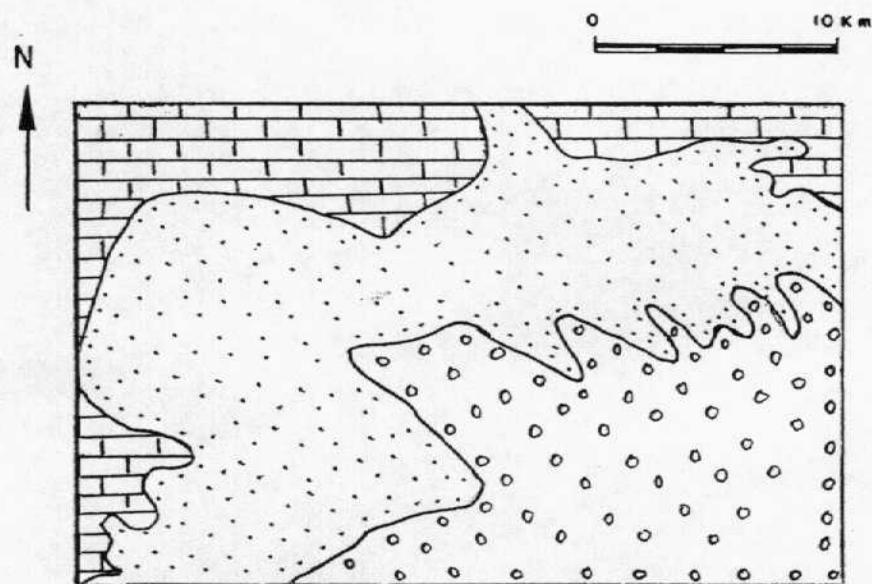


FIG. 1.- Sistemas depositacionales continentales del Oligoceno de la Cuenca del Ebro
(CABRERA, COLOMBO & ROBLES, 1985)



- Ambiente depositacional de abanico aluvial distal** (dotted pattern)
- Ambiente depositacional lacustre-palustre** (brick pattern)
- Ambiente depositacional de abanico aluvial medio** (circles)

FIG. 2.- Distribución general de los ambientes depositacionales en la hoja de Mayals (416)

SAEZ (1987) realiza estudios sedimentológicos de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno, estableciendo las secuencias de las litofacies que presentan, y principalmente de los depósitos de carbón de la cuenca lignitífera de Calaf.

CABRERA y SAEZ (1987) realizan un estudio comparativo entre los depósitos de carbón en los sistemas lacustres carbonatados someros de Calaf y Mequinenza, estableciendo las características secuenciales y dos modelos distintos para el desarrollo de depósitos de carbón durante las expansiones lacustres.

ANADON, CABRERA, COLLDEFORNS y SAEZ (1989) subdividen los sedimentos continentales que rellenan el sector oriental de la Cuenca del Ebro, entre el Priaboniense superior y el Chattiene, en cinco secuencias deposicionales (La Noguera, L'Anoia, Segarra, L'Urgell y los Monegros) definidas en base a los cambios paleogeográficos que afectaron a los sistemas aluviales y lacustres. Tanto el desarrollo de estructuras tectónicas como los procesos de ajuste isostático regionales son considerados como los factores de control de esta evolución sedimentaria. Los sistemas lacustres reconocidos en cada secuencia se desarrollan en las zonas de máxima subsidencia. Las tendencias megasecuenciales de cambios de deposición carbonatada y evaporítica se atribuyen tanto a cambios climáticos como a cambios en la composición del área fuente, los cuales fueron inducidos por la estructuración de los márgenes de la cuenca.

Relacionado con las últimas fases de emplazamiento pirenaico de Gavarnie se desarrollaron importantes sistemas aluviales-fluviales que aportaron gran cantidad de sedimentos terrígenos a la cuenca del Ebro durante el Eoceno y el Oligoceno, en las partes terminales de estos sistemas sufrieron varias expansiones y retracciones que influyeron en la evolución del sistema lacustre central catalán.

En el margen catalánide los sistemas aluviales fueron sucediéndose y desplazándose en el espacio y tiempo en función de la actividad tectónica del margen y de los procesos autocíclicos del medio sedimentario. Los distintos complejos de abanicos aluviales que constituyen el sistema fueron de diversa entidad, así el sistema aluvial de Sant Miquel estaba constituido por abanicos de poca extensión superficial comparados con los que integraban el sistema aluvial del Montsant, lo que refleja la diversa importancia y tipo de accidentes tectónicos relacionados con la evolución del sistema en diversos sectores CABRERA y COLOMBO (1986).

En el sistema aluvial del Montsant se observa un engrosamiento local de los materiales conglomeráticos, en la zona de Vilanova de Prades, relacionado con dos discordancias progresivas superpuestas ANADON et al. (1986), la superior está relacionada con la flexura regional causada por una falla de zócalo, debido a cuya actuación los materiales aluviales de la Sierra de la Llena fueron retrabajados dando lugar a abanicos aluviales desarrollados durante el Oligoceno y que evolucionaron hacia un cinturón fluvial en las partes distales CABRERA y COLOMBO (1986). Localmente se produjeron algunas expansiones conglomeráticas hacia sectores influenciados por zonas fluviales distales ALLEN et al. (1983).

Generalmente el tamaño de los clastos disminuye desde las zonas proximales a las partes medias y distales. Las paleocorrientes indican que las redes fluviales circulaban hacia el centro de la cuenca procedentes de zonas marginales.

Las apreciaciones paleohidrológicas indican una cierta disminución del volumen de aguas que circulan por los cauces de las partes distales, paralelamente a la disminución del volumen de sus depósitos. Así pues se produce una disminución general de la energía del medio: transporte del sedimento y volumen de agua transportado por los canales hacia las zonas distales y marginales; según SLATER (1977) los paleocanales tipo ribbons, corresponden a corrientes fluviales, de carácter efímero, orillas cohesivas y velocidad variables de baja a alta. Por el contrario, los cuerpos arenosos tabulares con acreción lateral de tipo point bar,

corresponden a cursos acuosos con velocidad intermedia, con orillas relativamente cohesivas y un flujo regular.

La evolución de la producción de sedimento terrígeno en las áreas fuente de la cuenca del Ebro, sometidas a fuertes modificaciones estructurales, debieron influenciar a las zonas intermedias de los sistemas, que se traduce en una alternancia repetida de tramos integrados por depósitos de tipo *ribbon* y de *point bar*, que evidencia un cambio de condiciones. De echo la mayoría de ríos actuales tienden a cambiar de morfología, a lo largo de su curso, como respuesta a una multitud de factores variables; además de los cambios en el tipo y cantidad de sedimentos recibidos por los canales se debió combinar con las variaciones del nivel de base de estos canales, generalmente constituido por las cuencas lacustres endorreicas; estas variaciones del nivel de base de las cuencas lacustres, podría estar motivada por procesos alocíclicos (subsidiencia diferencial que afecta tanto a los cinturones fluviales como a las zonas lacustres), o por procesos autocíclicos (variación de la superficie de las zonas lacustres). Estas variaciones del nivel de base podrían derivar en rellenos de canal por procesos de *feet-back*.

Durante el Oligoceno inferior, en el sector oriental de la cuenca del Ebro, el frente pirenaico se situó en su posición más meridional alcanzada y se desarrollaron los anticlinales de Ponts-Calaf-Cardona y Calaf-Súria. Estas estructuras condicionaron la paleogeografía de los depósitos aluviales y generaron discordancias sintectónicas en la zona de Ponts. En los Catalánides, la zona meridional, es la más activa tectónicamente. La sedimentación lacustre fue carbonatada en una primera etapa (Fm. Calaf) con el desarrollo de toberas en posiciones protegidas del influjo detrítico. En una segunda etapa, el sistema lacustre presenta características evaporíticas (yesos de Talavera), que registran una fase de mayor salinidad unida a una retracción precursora de una progradación aluvial que obliteró el sistema lacustre.

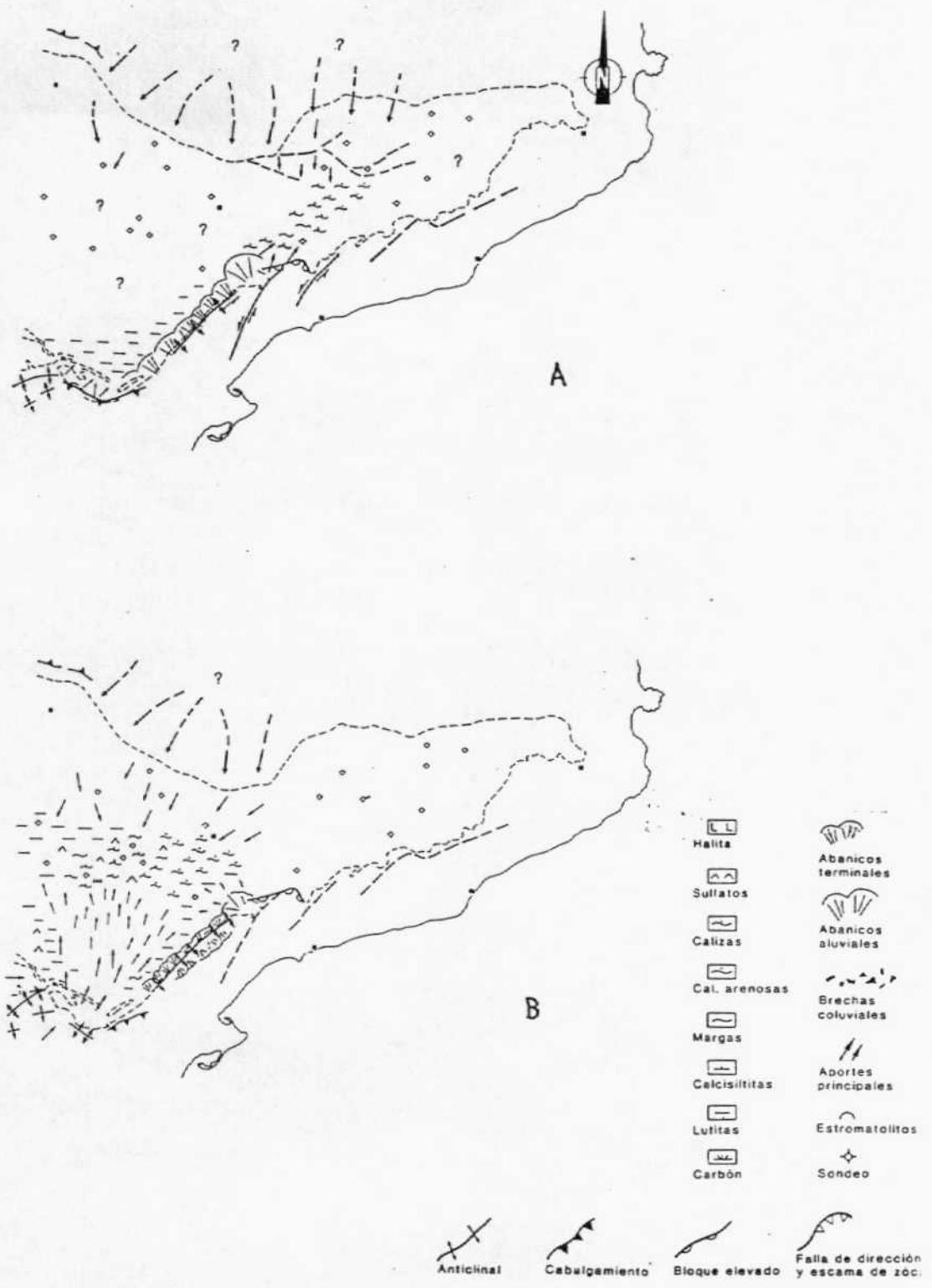


FIG. 3.- Paleogeografía y distribución de facies de los sistemas deposicionales en el sector cetro-meridional de la cuenca del Ebro. A/ Transito Oligoceno inferior-Oligoceno Superior, B/ Parte baja del Oligoceno superior o Chatiense.

A la anterior progradación aluvial, durante el Oligoceno inferior alto, le sucedió una sedimentación lacustre carbonatada somera, situándose el depocentro al S de la localidad de Tàrrega.

En el tránsito del Oligoceno inferior-Oligoceno superior se produjo un rápido desplazamiento del depocentro carbonatados hacia los sectores centrales de la cuenca, al O del actual curso del río Cinca, constituyendo el Sistema lacustre de los Monegros.

La gran expansión radial del sistema aluvial del Montsant, cuya actividad se prolongó hasta bien entrado el Chattiene superior, influyó sensiblemente a las zonas lacustres, donde se generaron secuencias de progradación y retrogradación aluvial.

1.4. METODOLOGIA

Para la realización del estudio geológico de la hoja se ha elaborado la cartografía geológica a E. 1:50.000 y se han levantado 15 columnas estratigráficas. Además se han recogido 150 muestras para el estudio petrográfico, habiéndose realizado láminas delgadas y levigados.

Existen muchos métodos distintos para determinar el medio sedimentario en que se depositó una determinada formación, uno de los mejores es referirse a los cinco parámetros que definen una facies sedimentaria SELLEY (1976): geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles. Las características principales de estos parámetros, en las unidades litoestratigráficas que se han estudiado, se describen en el capítulo de litoestratigrafía. Otro atributo muy interesante en las facies sedimentarias aluviales y lacustres es su tendencia a constituir secuencias verticales, y horizontales, de distintas litofacies dispuestas en conjuntos ordenados.

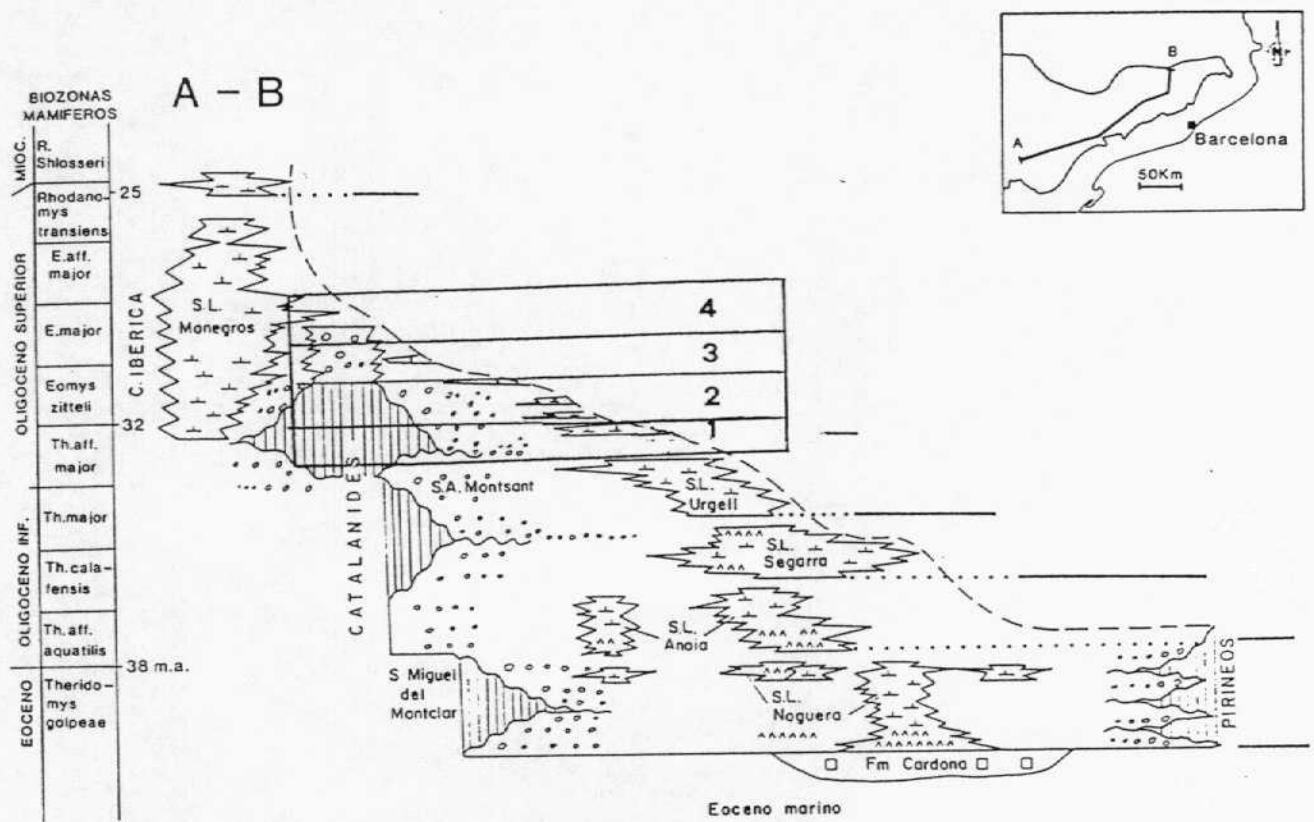


FIG. 4 . - Situación cronoestratigráfica de las cuatro unidades diferenciadas dentro de la hoja de Maials: 1/ U. Castellans, 2/ U. Alfés, 3/ U. Fraga y 4/ U. Ballobar. Modificado de ANADON et al 1989.

Una vez hemos caracterizado las secuencias sedimentarias de un depósito, nos encontramos con el problema de su interpretación, según BEERBOWER (1964) existen dos grupos de procesos generadores de secuencias sedimentarias: a) mecanismos autocíclicos, generados dentro de la cuenca sedimentaria (migración de barras, diversión de canales, etc.), y b) mecanismos alocíclicos, que resultan de cambios externos a la unidad sedimentaria (subsidiencia, cambios climáticos, etc.).

Se han definido cuatro unidades sedimentarias, que de abajo a arriba se han denominado: U. de Castelldans, U. de Alfés, U. de Fraga y U. de Ballobar. Estas unidades se definen como sistemas deposicionales genéticamente relacionados y limitados por discontinuidades, localizables en los márgenes de la cuenca, o por sus paraconformidades correlativas, generalmente registradas en el interior de la cuenca por cambios bruscos de facies en la vertical. En la hoja de Mayals (416) los cambios litológicos registrados, aun siendo significativos, en algunos casos no son esencialmente bruscos, por lo que su significado implica un análisis con una perspectiva más general que la obtenida en afloramientos aislados. En ausencia de discontinuidades, se han establecido unos límites interpretativos a escala regional y que se corresponden con las hojas vecinas (Mequinenza y Lleida) del Proyecto del Ebro.

El desplazamiento de los depocentros lacustres que se observan desde una unidad a la siguiente, implica importantes redistribuciones paleogeográficas. Por lo general cada desplazamiento va relacionado con una progradación aluvial.

1.5. NOMENCLATURA

Los depósitos continentales del Oligoceno de la cuenca del Ebro han sido ampliamente estudiados (RIBA, 1967; QUIRANTES, 1978; ANADON et al. 1981; COLOMBO, 1980; CABRERA, 1983, etc.). En algunos de estos trabajos se definen unidades genético-paleoambientales o Sistemas deposicionales, en el sentido de FISHER y McGOWEN, 1969; GALLOWAY y OHBDAY, 1983, entendidos como conjunto tridimensionales de unidades litológicas, genéticamente relacionadas entre si, desarrolladas coetáneamente y limitadas a un determinado espacio geográfico con determinados procesos y ambientes sedimentarios. Este concepto implica la definición interpretativa de paleoambientes.

Actualmente hay una tendencia a realizar el análisis estratigráfico de las cuencas continentales mediante unidades de rango elevado cuyos límites, sea cual sea su origen, tengan significado genético-evolutivo a escala de amplios sectores de una cuenca o de su totalidad REYNOLS et al. 1989. Aplicando este criterio ANADON et al. definen Secuencias Deposicionales, entendidas como conjuntos de sistemas deposicionales genéticamente relacionados y limitados por discontinuidades, localizables en los márgenes de la cuenca, o por sus continuidades correlativas registradas en el centro de la cuenca por cambios bruscos de facies en la vertical.

A continuación se definen los principales términos utilizados en la elaboración del presente estudio sedimentológico.

- **Unidad Genético-Sedimentaria.**- Utilizamos dicho término para definir un conjunto de materiales genéticamente relacionados y limitados por discordancias (*sensu* MITCHUM et al., 1977). Esta definición corresponde a la de secuencia deposicional (*sensu* VAIL et al., 1977), para sedimentos marinos y a la de *hinterland sequences* (VAIL et al., 1977), para sedimentos continen-

tales. Debido a la ausencia de un modelo bien definido en cuencas continentales (VAN WAGONER et al., 1990), preferimos utilizar el término de unidad genético-sedimentaria.

- **Sistema Deposicional.**- Asociación tridimensional de facies formada por un conjunto de ambientes relacionados fisiográficamente (*sensu* FUSCHER y McGOWEN, 1967); SCOT y KIDSON, 1977).
- **Ambiente Deposicional.**- Condiciones biológicas, químicas y físicas específicas deducidas a partir de grupos de litofacies y paleocomunidades (SCOTT & KIDSON, 1977).
- **Litofacies:** Conjunto de características litológicas que definen a un grupo de estratos y al conjunto de características físico-químicas que reinaron durante el depósito de los mismo, KRUMBEIN y SLOSS (1963) establecen el concepto operativo de litofacies como base para la interpretación paleogeográfica y paleoambiental, destacando la importancia de delimitar las distintas litofacies para niveles o conjuntos de materiales isocronos.
- **Secuencias.**- Asociaciones de litofacies que dan lugar a series rítmicas, que son características de los medios en que se generaron.

2.- ESTRATIGRAFIA

2.- ESTRATIGRAFIA

Los materiales continentales de edad Oligocena que se encuentran en la hoja colmatando este sector central de la Depresión del Ebro, a grandes rasgos, se pueden agrupar en tres dominios litológicos: 1) En el sector meridional afloran facies detríticas de origen aluvial constituida por una alternancia de conglomerados y lutitas. 2) En el sector central afloran facies fluviales constituidas por lutitas con intercalaciones de paleocanales de areniscas y 3) en el sector septentrional y occidental aflora una alternancia de lutitas, margas y calizas lacustres.

En estos dominios litológicos, citados anteriormente, se ha constatado una ordenación vertical cíclica del sedimento consistente en una alternancia entre unos materiales correspondientes a ambientes aluvial-fluvial y otros correspondientes a ambiente lacustre-palustre. Esta sucesión sedimentaria la asociamos al carácter cíclico de los sistemas deposicionales que han proporcionado el sedimento. De esta forma cada ciclo es considerado como una unidad de carácter Genético-sedimentario. Cada unidad, de las cuatro que se han distinguido en esta hoja, está constituida en la base por sedimentos de ambiente aluvial distal-fluvial, que hacia arriba presentan abundantes intercalaciones de sedimentos originados en ambientes lacustre-palustres. Hacia el S estas unidades pasan lateralmente a facies medianas de abanico aluvial, de modo que en el sector meridional de la hoja encontramos exclusivamente facies de abanico aluvial.

Los materiales que se han estudiado en la hoja forman parte de diferentes unidades litoestratigráficas definidas por COLOMBO (1980) y CABRERA (1983). De esta forma, los materiales detríticos del sector meridional y central forman parte de la Fm. conglomerados y areniscas de Margalef, COLOMBO (1980). El resto de los materiales forman parte de la Unidad informal de lutitas y calizas de la Granja d'Escarp definida por CABRERA (1983).

Los sedimentos aluviales que se presentan en la hoja tienen procedencia catalánide y pertenecen al sistema aluvial del Montsant-Scala Dei. (vease fig. 1).

2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES

Las facies presentes en la hoja pueden agruparse en tres ambientes deposicionales que, de proximal a distal, se ordenan de la siguiente forma:

- 1) Ambiente deposicional de abanico aluvial medio-distal.
- 2) Ambiente deposicional fluvial.
- 3) Ambiente deposicional lacustre-palustre.

Dentro de la hoja se observa como las facies más proximales se desarrollan al sudeste, mientras que las más distales se desarrollan hacia el norte y oeste (vease la fig. 2).

2.1.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL MEDIO

Forman una franja de transición aluvial-fluvial desde las facies proximales no canalizadas a las facies de canales fluviales predominantemente areníticos. Están asociadas a sucesiones de cuerpos lenticulares de conglomerados y areniscas intercalados en tramos lutíticos rojos (Lr) de potencia variable, presentan de 3 a 5 m de potencia y de 20 a 30 de anchura, con carácter multiepisódico, por lo general están poco individualizados. Internamente presentan un relleno masivo, con fábrica clastosportada y matriz arenosa, mala clasificación de los clastos que varían de diámetro entre 5 y 25 cm. Este tipo de relleno indican eventos de gran competencia y corta duración, que impiden una ordenación del material transportado. Estos cuerpos conglomeráticos evolucionan distal y marginalmente hacia otros con relleno más estructurado. Con menor frecuencia se han reconocido

cuerpos conglomeráticos lenticulares con geometría sigmoidal, asociados a niveles arenosos con estratificación cruzada de surco, que se interpretan como barras.

Se han medido facies correspondientes a ambiente de abanico aluvial medio en varias columnas de las que se han levantado para el estudio de la hoja. A continuación se citan los metros que se han medido para este tipo de facies en cada columna.

Nº	COLUMNA	METROS	TOTAL
11	L'Aranyó	20	120
12	Les Planes	80	110
13	Solerás	25	170
14	Torms	135	135
15	Granadella	210	210

2.1.2. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL DISTAL

Los depósitos de ambiente de abanico aluvial distal se configuran gradualmente a partir de las facies anteriores, mediante un incremento de las lutitas y la práctica desaparición de los conglomerados; las sucesiones predominantemente lutíticas presentan intercalaciones de capas de areniscas con geometría lenticular y tabular, además existen delgadas capas de arenisca de grano fino con laminación horizontal (Ah), de tipo ripple (Ar), o son masivas (Am) por bioturbación. Algunos tramos lutíticos muestran moteado de coloración gris verdosa y nódulos carbonatados de pequeñas dimensiones que indican procesos edáficos con detención de la sedimentación, estos procesos son frecuentes en las llanuras de inundación.

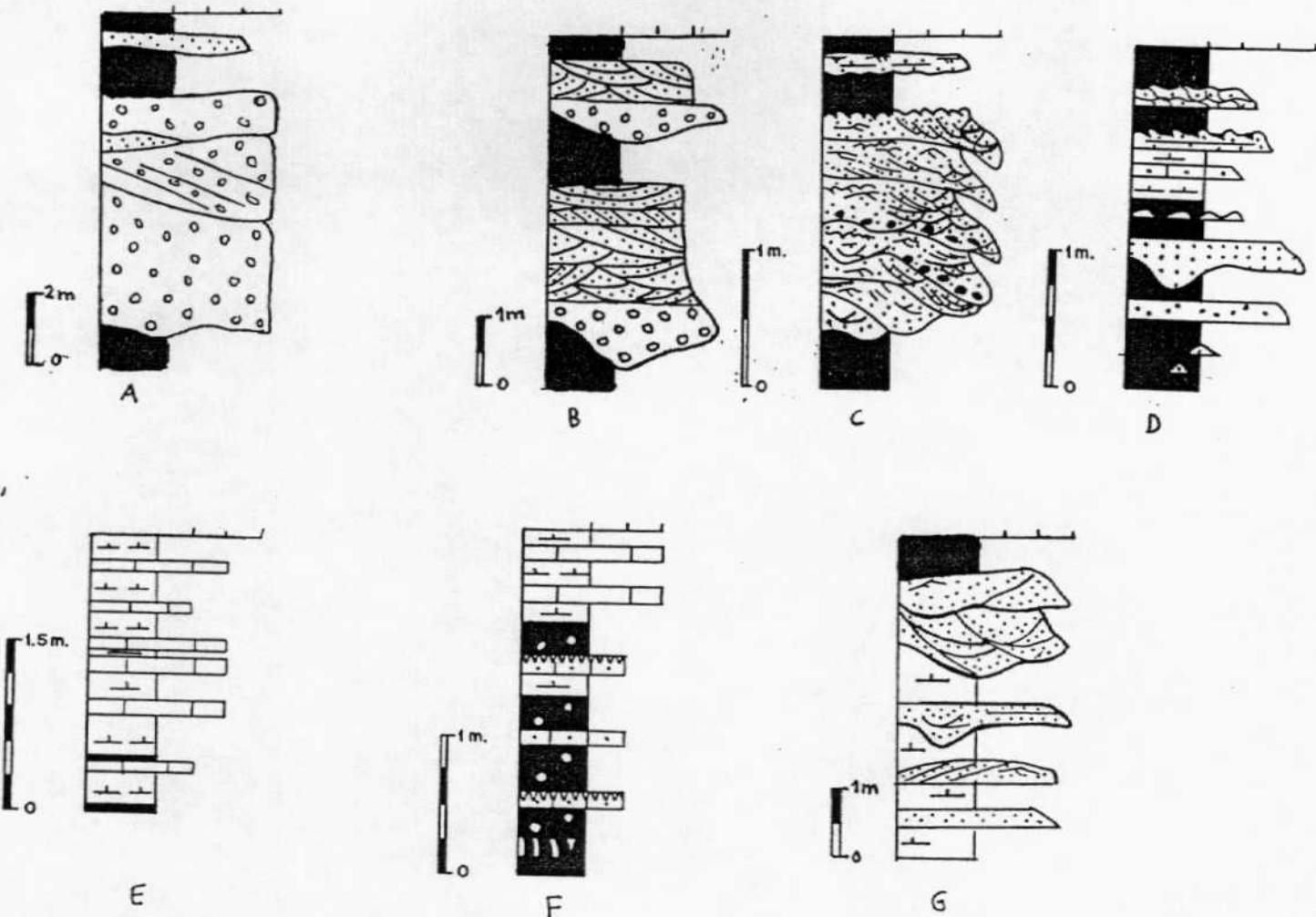
ción de los cinturones fluviales y en llanuras marginales con elevada sedimentación lutítica. Entre estos sedimentos lutíticos ocasionalmente se intercalan capas de calizas limosas, que pueden tener bioclastos.

Dentro del ambiente deposicional de abanico aluvial distal se pueden diferenciar dos zonas, que presentan distintas asociaciones de facies:

- a) Zonas de llanuras aluviales proximales, constituidas por facies de canales fluviales y de las correspondientes llanuras de inundación, situadas entre ellos.
- b) Zonas de llanuras lutíticas distales, relacionadas con las anteriores y sometidas a períodos de encarcamiento. Los sedimentos terrígenos depositados en este contexto muestran indicios de frecuentes variaciones del nivel del agua, por lo general asociados a ambientes lacustres palustres.

2.1.2.1. FACIES FLUVIALES

Las capas lenticulares de areniscas corresponden a depósitos de relleno de canal, que internamente se estructuran con estratificación cruzada de surco, laminación horizontal y **ripples**. Algunas de estas capas se desarrollaron a partir de superficies sedimentarias de acreción lateral, que corresponderían a cursos fluviales meandriformes.



- A - Facies de abanico aluvial medio
 B - Facies de relleno de paleocanales de ríos de baja sinuosidad
 C - Facies de relleno de paleocanales de ríos meandriformes. Barras de meandro
 D - Facies de llanura Lutítica
 E - Ciclos de facies lacustres carbonatadas someras
 F - Ciclos de facies lacustres-palustres.
 G - Ciclos de facies deltaico-lacustre

	Conglomerados		Estratificación cruzada en surco		Laminación paralela
	Areniscas		Estratificación cruzada planar		Cantos blandos
	Calizas		Ripples de corrientes		Estratificación wavy
	Margas		Ripples ascendentes		Estratificación linsen
	Arcillas		Ripples de oscilación		

FIG. 5 - CICLO DE FACIES REPRESENTATIVOS DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE MAIALS (416).

Las capas tabulares de areniscas, de gran extensión lateral y poco potentes, con laminación paralela o aspecto masivo debido a la bioturbación, generalmente aparecen asociados a tramos lutíticos rojos con moteado gris-verdoso. Corresponden a partes terminales de canales distributarios o a depósitos de desbordamiento (**crevasse**) de los canales.

Se han medido tramos de facies fluviales con escala métrica a decamétrica, intercalados entre facies de abanico aluvial medio, de llanura lutítica, palustres y deltaico lacustre, en las siguientes columnas: 1.- Sarroca, 2.- Aspà, 5.- Torrebeses, 7.- Masia Sucarrada, 8.- Granyena, 9.- Cogull, 10.- Albagés, 11.- L'Aranyó y 13.- Solerás.

2.1.2.2. FACIES DE LLANURA LUTITICA

Estas facies están constituidas dominanteamente por sedimentos pelíticos, predominantemente arcillosos con cierto contenido de carbonato cálcico. Presentan algunas intercalaciones de capas delgadas de areniscas, con geometría tabular, y con menor frecuencia de calizas bioturbadas.

El proceso de oxidación del hierro presente en el sedimento, o rubefacción, es muy común en este tipo de facies; aunque también se desarrollan moteados o manchas de reducción. Las lutitas de coloraciones más claras, grises y blanquinosas, también se presentan y generalmente van asociadas a zonas donde la acumulación de agua es más prolongada.

Las características observadas en estas facies predominantemente lutíticas: color, estructuras de bioturbación verticalizada y moteado, indican que éstas han sufrido importantes procesos edáficos, que además se hacen más importantes en la vertical.

Estudiando la evolución vertical de los procesos edáficos, se puede observar como en las partes bajas de una serie lutítica de llanura de inundación predomina la rubefacción, mientras que hacia las partes superiores, en tránsito hacia facies de ambiente deposicional lacustre-palustre, empiezan a predominar los procesos edáficos de carácter hidromórfico, con niveles de acumulación de materia orgánica, principalmente vegetal.

Entre estas facies lutíticas se intercalan capas decimétricas de areniscas con geometría tabular, masivas o con granoclasicación positiva y ripples a techo.

Estas facies se producen por aguas, cargadas en sedimento, que no circulaban por un canal, sino que lo hacen en láminas de muy poco profundidad, producidas por múltiples canalillos excavados en la parte más distal del abanico. La posición en estos pequeños canales cambia rápidamente originándose un depósito en forma de lámina o sheet (floods BULL, 1972).

Las esporádicas capas de calizas que se observan en este tipo de facies sedimentarias acostumbran a ser biomicritas, de poca continuidad lateral, con restos de moluscos, ostrácodos y caráceas, que por lo general presenta bioturbación verticalizada y localmente porosidad móldica.

La génesis de estas calizas se relaciona con zonas donde se produce una acumulación temporal de agua en la propia llanura lutítica distal.

Se han encontrado tramos de potencia métrica a decamétrica, intercalados entre facies fluviales y palustres, en las siguientes columnas: 2.- Aspà, 3.- Castelldans, 4.- Mas Miarnau, 5.- Torrebeses, 6.- Mayals, 7.- Masia Sucarrada, 8.- Granyena, 9.- Cogull y 10.- Albages.

2.1.3. AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE

La sedimentación lacustre estuvo frecuentemente relacionada con los sistemas aluviales que aportaban materiales terrígenos, al Sector SE de la Cuenca del Ebro, según se deduce de las relaciones que presentan las unidades aluviales y lacustres. De estas relaciones se establecen distintas sucesiones, relacionadas entre sí en la zona de transición y claramente diferenciadas en los sectores en que presentan su máximo desarrollo. Dentro del ambiente deposicional lacustre se diferencian dos zonas con asociaciones de facies distintas:

- a) Zonas lacustres con sedimentación carbonatada o terrígena, se caracterizan por presentar coloraciones grises predominantemente y fósiles de organismos límnicos. La sedimentación carbonatada se produce en zonas internas, distanciadas de los aportes terrígenos que dan lugar a depósitos predominantemente lutíticos y arenosos en las zonas litorales del lago. Generalmente a mayor estabilidad de la lámina superficial de agua corresponde un mayor desarrollo de sedimentos carbonatados y de tramos de terrígenos grises.
- b) Zonas de llanuras distal palustre, relacionadas con las anteriores y sometidas a períodos de encharcamiento. Se desarrollan en zonas de transición aluvial-lacustres en las que los canales fluviales no estaban bien desarrollados. Las lutitas grises predominan sobre las rojas, presentando abundantes restos vegetales en estado carbonoso, así como organismos límnicos, frecuentemente aparecen niveles moteados abigarrados. Los sedimentos terrígenos depositados en este contexto muestran indicios de frecuentes variaciones del nivel del agua.

Se desarrollaban zonas deposicionales lacustres con sedimentación carbonatada, formando diversas sucesiones según fuera el contexto paleoambiental, en los sectores marginales estas llanuras estaban constituidas por las zonas más distales

de los sistemas fluviales que pasan a zonas de llanura aluvial lutítica distal. Vease la asociación de litofacies en las columnas realizadas en el capítulo 2.2.5.

2.1.3.1. FACIES PALUSTRES

Están constituidas por una alternancia entre tramos margosos grises, lutitas rojizas y capas de calizas limosas con potencias de 50 a 100 cm, estratificación ligeramente ondulada y mayor bioturbación hacia el techo. Desde la base al techo existe un aumento de las margas grises y calizas en detrimento de las lutitas rojas bioturbadas, siendo muy frecuentes los niveles moteados abigarrados.

En las columnas estudiadas los sedimentos de facies lacustres se encuentran a diferentes niveles estratigráficos, habiéndose medido entre ellos sedimentos de abanico aluvial distal. Vease la asociación de litofacies en las columnas realizadas en el apartado 2.2.5.

Las lutitas rojas, que son muy abundantes en las facies de llanura lutítica distal, son aquí menos importantes cuantitativamente siendo las coloraciones grises-blancinas y los moteados abigarrados mucho más abundantes, estas coloraciones están asociadas a suelos hidromorfos. En un ambiente reductor se pueden producir acumulaciones de materia orgánica, que se distinguen por su coloración oscura. Se trata de láminas milimétricas a centímetricas de color pardo negro constituidas por una acumulación de materia orgánica vegetal carbonosa (lignito).

Entre Castelldans y Cogull (2º cuadrante de la hoja), por encima de la Vall de Melons aflora un nivel de lignitos con pocos centímetros de potencia asociado a un nivel de calizas, estos materiales están lateralmente confinados por paleocanales de areniscas y pertenecen a la Unidad de Alfés. De todos modos, los niveles de lignito más importantes, de escala decimétrica, se encuentran en el sector occidental de la hoja, dentro de los materiales de la unidad de Fraga, hay buenos afloramientos en las inmediaciones de la pista que va de Mayals a Aitona entre el

Mas de Mayals y el Mas de Miarnau. Por lo general estos niveles carbonosos acostumbran a presentarse cerca de la base de las capas de calizas limosas.

Las capas de calizas son de potencia unitaria decimétrica, pudiéndose agrupar en paquetes de 70 a 100 cm. Se presentan dos tipos de calizas: 1) Calizas masivas con perforaciones cilíndricas producidas por raíces y 2) Calizas marmorizadas versicoloreadas y moteado característico de suelos hidromorfos.

A escala de microfacies se trata de biomicritas con abundante materia orgánica (ostrácodos, moluscos, caráceas, etc.).

2.1.3.2. FACIES DELTAICO LACUSTRE

Estas facies se depositaron en las zonas lacustres afectadas por la expansión de facies fluviales durante las transgresiones lacustres. Estas facies son de pequeña entidad debido a que se registraron en zonas lacustres de fondo casi llano y poca pendiente.

Están constituidas principalmente por paleocanales de areniscas (canales distributarios de llanura deltaica), que se intercalan en series de lutitas grises (Lg) y moteadas (Lm) (prodelta), con areniscas de geometría tabular (AI) y de duna (AV) (prodelta).

Véase la asociación de facies, en las columnas realizadas, en el apartado 2.2.5.

2.1.3.3. FACIES LACUSTRES CARBONATADAS SOMERAS

Los sedimentos depositados en un ambiente lacustre carbonatado están constituidos por una alternancia de capas de calizas y margas grises.

Las capas de calizas son predominantemente tabulares con una amplia extensión lateral, dominando las litofacies masivas. Se diferencian dos tipos de calizas: 1) Calizas micríticas de color gris claro con algunas carófitas y ostrácodos, que se interpretan como propias de ambiente lacustre. 2) Calizas organógenas muy fétidas de color gris oscuro a negro, con abundantes gasterópodos, ostrácodos y restos vegetales carbonosos, se interpretan como depósitos lacustres litorales.

Generalmente presentan secuencias somerizantes en el sector occidental. En el sector NE se han observado algunas secuencias de somerización. Vease el apartado 2.2.5.

Algunos niveles han sufrido emersiones, presentando bioturbación por raíces en el techo.

Estas facies no están muy desarrolladas dentro de esta hoja, debido a la influencia de los aportes detríticos procedentes del sistema aluvial del Montsant.

2.2. DESCRIPCION DE LAS LITOFACIES

En este apartado realizaremos a continuación la descripción de las distintas litofacies que se han reconocido en las unidades estudiadas; posteriormente se procedrá a la descripción e interpretación de las diversas formas en que se agrupan, conforme al medio sedimentario en que se depositaron, ya que un gran número de litofacies sedimentarias se han observado en distintos medios sedimentarios, pero su desarrollo y frecuencia con que se presentan varía de unos a otros, según las condiciones predominantes en el momento de la deposición.

El objetivo de este apartado es la descripción y el análisis sedimentológico de las principales litofacies características de las unidades estudiadas. Se realiza un análisis del significado de los distintos tipos de secuencias reconocidas en las

sucesiones aluviales y lacustres de la zona estudiada, estableciendo un modelo sedimentario.

A continuación consideramos equivalentes los conceptos de litofacies sedimentarias y facies deposicionales, en el sentido de que vienen definidas por cuerpos rocosos generados en medios sedimentarios, cuyo volumen y extensión puede ser escaso, pero sus características petrográficas y sobre todo sedimentológicas están claramente definidas.

Se han diferenciado seis grandes grupos de litofacies:

- a) Litofacies rudíticas (R): R, Ri, Rp, Rs.
- b) Litofacies areníticas (A): A, Alh, Alr, Alf, Alp, Als, Aep, Aes, Am.
- c) Litofacies lutíticas (L): Lr, Lg, Lnc, Lne.
- d) Litofacies carbonatadas (C): Cm, Co.
- e) Litofacies organógenas (lig).

Consideraremos cada grupo de litofacies sedimentarias (a, b, c, d, e) como un término secuencial cuyo desarrollo y frecuencia será característico de los distintos tipos de sucesiones.

2.2.1. LAS LITOFAZIES RUDITICAS

Dentro de este grupo de litofacies se agrupan los depósitos conglomeráticos que constituyen litosomas con entidad y geometrías diversas. De un modo general se han diferenciado las siguientes litofacies:

- R: Conglomerados masivos.
- Ri: Conglomerados con imbricación de cantos.
- Rp: Conglomerados con estratificación cruzada planar.
- Rs: Conglomerados con estratificación cruzada de surco.

Las litofacies conglomeráticas que acabamos de describir pueden aparecer aisladas, entre otras litologías, pero frecuentemente se estructuran en litosomas de distinta entidad y geometría, que se relacionan entre sí. A continuación se describen las principales geometrías de litosomas conglomeráticos, que se han diferenciado en las formaciones estudiadas:

- Litosomas con geometría tabular (RI).
- Litosomas con geometría canaliforme (RII).
- RI: Litosomas conglomeráticos de geometría tabular, pueden estar constituidos por conglomerados masivos (R) con potencias métricas a decamétricas y extensión lateral de varios centenares de metros.

También pueden estar constituidos por conglomerados con estratificación cruzada planar (R_p) de hasta 1,5 m de potencia, los planos de estratificación son planos e irregulares y los **foreset**s son tangenciales hacia la base. Lateralmente se relacionan con facies masivas (R) a partir de las cuales se desarrolla la estratificación cruzada planar.

Estos litosomas tabulares corresponden a depósitos de corrientes acuosas en manto que sufren una brusca disminución de las corrientes cuando pierden su encajamiento y llegan a una zona de menor pendiente.

Algunos de estos litosomas conglomeráticos muestran imbricación de los cantos alargados que indican un transporte por corrientes unidireccionales; esta disposición permite determinar el sentido del transporte de los mismos, pues se disponen en forma inclinada en dirección contraria a la corriente. Se interpretan como barras depositadas por corrientes con menor energía que el flujo principal, que retrabajan los materiales previamente depositados.

estos litosomas conglomeráticos tabulares son característicos de las partes proximales de las formaciones aluviales, los cuales no afloran dentro de la hoja y son menos abundantes en las facies medias, por lo que afloran muy ocasionalmente en el sector meridional de la hoja.

- RII: Litosomas conglomeráticos lenticulares, de 3 a 5 m de potencia y anchura decamétrica, presentan carácter multiepisódico y están constituidos por conglomerados masivos (R) con cantos desordenados y mal clasificados. Corresponden a depósitos de corrientes tractivas de gran competencia y corta duración, que impide la ordenación temporal de los clastos transportados; son muy abundantes en las facies medias de los abanicos aluviales.

Estos litosomas conglomeráticos pueden mostrar imbricación de cantos, que correspondería a la migración de barras longitudinales, en el sentido de las corrientes dominantes, formadas a partir de núcleos de depósitos del fondo del canal.

Las litofacies conglomeráticas son muy abundantes en las formaciones aluviales, pero también se encuentran con menor frecuencia en otros depósitos sedimentarios que se han generado en distintos medios sedimentarios, tales como los ambientes fluviales y los lacustres costeros.

2.2.2. LAS LITOFACIES ARENÍTICAS

En este grupo de litofacies se incluyen los depósitos de areniscas que constituyen diversos litosomas con entidad y geometrías diversas. Dentro de este grupo de litofacies se han diferenciado litofacies primarias y diagenéticas. Las primeras proporcionan información referente al tipo de procesos deposicionales, mientras que las segundas lo hacen respecto a los procesos de modificación diagenética, que han actuado poco tiempo después de la deposición; no hay que olvidar que al

formarse una litofacies primaria adquiere un determinado aspecto que posteriormente puede estar influenciado por los procesos diagenéticos, pudiendo cambiar sustancialmente; en casos extremos la estructura primaria puede ser borrada completamente y en otros casos queda simplemente difuminada. De un modo genérico se han diferenciado las siguientes litofacies.

■ LITOFAZIES PRIMARIAS

- Ar: areniscas con ripples al techo del estrato.
- Alh: areniscas con laminación horizontal.
- Alr: areniscas con laminación cruzada debida a ripples.
- Alp: areniscas con laminación cruzada planar.
- Als: areniscas con laminación cruzada de surco.
- Aep: areniscas con estratificación cruzada planar.
- Aes: areniscas con estratificación cruzada en surco.
- Ag: areniscas con granoclasificación.

■ LITOFAZIES DIAGENETICAS TEMPRANAS

- A: areniscas masivas o afectadas de deformación reotrópica.
- Am: Areniscas moteadas por bioturbación.

Las litofacies areníticas generalmente se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias debidas a corrientes acuosas, que reflejan la velocidad y persistencia del flujo que las originó. Si va aumentando progresivamente la intensidad de flujo, para una misma granulometría de las areniscas, se obtiene la siguiente secuencia de formas extremas: 1º ripples, 2º dunas y 3º laminación paralela. La progradación de los ripples produce microlaminación cruzada, mientras que la progradación de las dunas da lugar a estratificación cruzada de mediana y gran escala. La laminación paralela horizontal también se puede originar por corrientes de flujo bajo, para discernir si los niveles con Alh son de régimen de flujo

alto o bajo se deberán observar las relaciones con otras litofacies. La morfología y la inclinación de las láminas de los foresets varían según van aumentando los sedimentos en suspensión, respecto a la carga de fondo, y a medida que va disminuyendo la profundidad generándose las siguientes formas: planar, tangencial, cóncava y sigmoidal.

Generalmente a las dunas se les denomina megaripples, diferenciando los sand waves cuando las dunas de crestas rectas alcanzan grandes dimensiones (de potencia métrica). La migración de los megaripples de crestas planas produce la laminación cruzada planar, mientras que los de crestas sinuosas producen laminación cruzada de surco.

Es muy importantes diferenciar entre estratificación y laminación. Entendemos por estratificación a la disposición de las rocas sedimentarias en sucesivos estratos, a menor escala tenemos el concepto de laminación, en el sentido de que en algunos casos se puede observar la disposición sucesiva de láminas dentro de un estrato. La laminación tiene lugar en un mismo evento sedimentario que da lugar a un estrato; mientras que los estratos están separados por planos de estratificación que representan pequeñas interrupciones en la sedimentación.

Los ripples se manifiestan en la superficie superior de las capas de areniscas o limolitas, se originan por efecto de corrientes de bajo flujo (ripples de corriente o ripples asimétricos) o bien por el oleaje (ripples de oscilación o wave ripples). La laminación de tipo flaser (Af) tiene lugar en áreas con sedimentos arenosos y arcillosos, donde existe una sedimentación de tipo ripple y se alternan períodos de corriente con otros de quietud; en las arenas se formaran ripples mientras la arcilla permanece en suspensión, la cual se depositará en los valles cuando se calme la corriente, si la proporción de arcilla es elevada los flasers se conectan entre si.

Las areniscas con granoclasificación (Ag) presentan una ordenación interna que consiste en la disminución progresiva del tamaño de grano de la base al techo de las capas; esta estructura se produce frecuentemente en el medio fluvial.

Cuando los sedimentos arenosos están sometidos alternantemente a condiciones de humidificación y desecación, se forman las litofacies diagenéticas (Am). Los niveles de arenitas moteadas muestran coloraciones ocres y grisáceas.

Las litofacies areníticas que acabamos de describir pueden aparecer aisladas entre otras litofacies, predominantemente lutíticas, o bien se estructuran en litosomas de distinta entidad y geometría, que se relacionan entre si, en ocasiones de un modo transicional. A continuación se describen las principales geometrías de los litosomas areníticos que se han diferenciado en las formaciones estudiadas:

- Litosomas tabulares (AI).
- Litosomas canaliformes laxos (AII).
- Litosomas canaliformes de surco muy incidido (AIII).
- Litosomas canaliformes con acreción lateral (AIV).
- Litosomas con geometría de megaripple (AV).

- AI: Litosomas tabulares, de menos de 20 cm de potencia, limitados por superficies de estratificación planas y paralelas, de gran extensión lateral, generalmente de algún kilómetro, pueden presentar granoclasificación positiva con areniscas de grano medio y fino en la base que pasan a arena muy fina o limo en el techo, y una sucesión de estructuras que indica un decrecimiento de la corriente, con laminación horizontal en la parte inferior que hacia arriba pasan a laminación cruzada de tipo ripple de corriente (Ah-Ac). Frecuentemente se presentan niveles centimétricos aislados, aunque también abundan los niveles amalgamados unos sobre otros, que constituyen tramos de hasta 1,5 m de potencia. En la base de las capas pueden encontrarse pequeñas excavaciones erosivas de tipo scours y flutes.

El color de estos litosomas areníticos tabulares puede variar entre gris o rojo, según la posición secuencial en que se encuentre, o sea, según estén expuestos a condiciones subáreas oxidantes o subacuáticas reductoras. Ocasionalmente se observa el acabamiento lateral de estas capas tabulares detectándose una geometría lenticular muy laxa, con relieve positivo constituido por un contacto inferior plano y él superior convexo.

Cada litosoma del tipo AI corresponde a un episodio deposicional, la geometría tabular de gran extensión lateral de estos depósitos areníticos sugieren que el transporte se realizó a través de corrientes acuosas, sin canalizar, en forma de manto o láminas. Estos depósitos AI también se pueden interpretar como el resultado de la sedimentación en llanuras de inundación alejadas del cauce fluvial, que han sido transportados en suspensión durante avenidas que han causado un desbordamiento. En ambos casos se producen características sedimentarias similares, únicamente la observación en el campo de su posible relación con depósitos canaliformes permitirán determinar el origen concreto.

- AII: Litosomas canaliformes laxos con relleno uniepisódico y surco poco incidido, presentan potencia decimétrica y algunos metros de extensión lateral, son de grano medio a grueso, generalmente muestran granoclasificación pasando vertical y lateralmente, mediante un surco central muy laxo, a sedimentos arenosos de grano fino, en algunos casos pueden presentar mala clasificación.

Por lo general están formados por litofacies con laminación cruzada de surco (Als) y laminación cruzada planar (Alp), en la parte central, con laminación horizontal (Alh) y ripple de corriente en los márgenes laterales, los cuales pueden presentar intensa bioturbación, que pueden llegar a borrar las estructuras sedimentarias, presentando carácter masivo (A).

Estos depósitos de arenitas del tipo AII resultan de la actuación de corrientes canalizadas con velocidad y persistencia variable; cuando muestran mala clasificación de los grano se pueden atribuir a flujos acuosos esporádicos de corta duración y deposición rápida. Por el contrario si muestran buena clasificación de los sedimentos arenosos, se pueden interpretar como pequeños canales que al llegar a zonas topográficas más llanas pierden progresivamente su potencial de excavación.

- **AIII:** Litosomas canaliformes de relleno multiepisódico y surco poco incidido, presentan surcos de potencia decimétrica y varios centenares de metros de extensión lateral, están constituidos por granos gruesos a finos, localmente conglomeráticos, estructurados en varias granoclasificaciones positivas, dentro del mismo litosoma, que en algunos casos están separadas por cicatrices erosivas internas que denotan el relleno multiepisódico. Cada uno de estos episodios puede presentar estructura interna masiva (A) o laminación cruzada de surco (Als) a mediana escala, que hacia arriba pasa a laminación debida a *ripples* de corrientes (Alr), en las partes más laterales las areniscas pueden estar bioturbadas (Am). Por lo general presentan buena clasificación de los granos, aunque puede ser variable.

Presentan el techo plano y la base erosiva con el surco ligeramente incidido, lo que a veces hace difícil diferenciar las alas de expansión del surco principal.

Las alas de expansión también acostumbran a presentar un relleno multiepisódico constituido por varios niveles tabulares, de granulometría fina, amalgamados uno encima del otro que en algunos casos pueden estar separados por nivelillos centimétricos de lutitas. Frecuentemente pueden presentar moteados y procesos de marmorización.

Las geometrías de los litosomas AIII resultan de la circulación de corrientes poco encajadas en cursos rectilíneos o de baja sinuosidad. El depósito se llenó a través de varios episodios por corrientes con competencia variable, cuando el relleno clasifica bien los granos indica corrientes acuosas de flujo regular y persistente que discurren por canales excavados en zonas con relieves suaves. Cuando los sedimentos están peor seleccionados el depósito es debido a una rápida disminución de la velocidad de las corrientes con la subsiguiente deposición de su carga de fondo.

- **AIV:** Litosomas canaliformes de surco muy incidido, que les confiere una geometría fuertemente lenticular, presentan el techo plano y la base es cóncava y erosiva, se diferencia una parte central muy incisa y dos alas de extensión en los extremos laterales. El surco central generalmente presenta potencias métricas, mientras que las alas de extensión se adelgazan rápidamente pasando a lutitas, por lo general presentan una continuidad lateral inferior al centenar de metros.

Internamente están constituidos por arenas gruesas en la base, localmente conglomeráticas, que hacia arriba pasan a granulometría fina; el surco central general acostumbra a presentar estratificación cruzada planar (Aep) y de surco (Aes), que hacia las alas de expansión pasan a laminación paralela (Alp) y ripple (Alr), aunque en algunos casos la laminación está difuminada por la bioturbación o borrada totalmente dando lugar a litofacies masivas (A).

Estos litosomas presentan un carácter multiepisódico con superposición vertical y ligeros desplazamientos laterales, de modo que varios litosoma se amalgaman constituyendo un único cuerpo arenoso multiepisódico, que por lo general se encuentran aislados entre sedimentos lutíticos, pero frecuentemente se superponen erosivamente uno encima del otro, de modo que algunas alas de extensión parecen erosionadas por el surco central de otro nivel

superior; las alas de expansión, de potencia centimétrica a decimétrica, pueden aparecer alternando con niveles de lutitas laminadas o masivas.

Estos litosomas AIV se interpretan como depósitos de relleno de canales de diversa entidad, predominando la deposición por acreción vertical debida a corrientes tractivas que producían formas de lecho con relieves convexos positivos (megaripples o dunas); las alas de expansión corresponden a depósitos de diques del canal o **leves** que suelen presentar sedimentos lutíticos interestratificados entre los arenosos, debido a las inmersiones que sufren durante las grandes avenidas. El relleno multiepisódico refleja una tendencia de los canales a excavarse sucesivamente reutilizando el trazado preexistente. Las características que presentan estos depósitos sugieren que se han producido por cursos fluviales de baja sinuosidad que se colmatan con sus propios detritos, los cuales se acumulan en barras en el centro del canal, y posteriormente vuelven a ser parcialmente erosionados.

- **AV:** Litosomas canaliformes laxos con acreción lateral, de 0,5 a 3 m de potencia y una amplia extensión lateral, generalmente las superficies de acreción lateral únicamente son observables en secciones transversales, pudiéndose confundir con episodios de relleno de canal. Los diversos episodios de acreción lateral están representados por superficies erosivas con unos 15° de inclinación, que producen estratificación cruzada sigmoidal de tipo epsilon, en ocasiones está remarcada por nivelillos centimétricos de lutitas.

Internamente presenta granulometría de grano grueso a fino, con buena granoclasiación positiva (Agp), las zonas limitadas por superficies de acreción lateral acostumbran a presentar estratificación cruzada planar (Aep) y de surco (Aes), en la parte inferior que pasa a laminación horizontal (Alh) y **ripple** en la parte superior. Frecuentemente aparecen litofacies de areniscas masivas (A), bioturbadas y moteadas (Am) predominando los colores grises y ocres.

Estos litosomas arenosos corresponden a depósitos de cursos fluviales de alta sinuosidad con tendencia a migrar lateralmente formando meandros, que debían discurrir por relieves con pendientes suaves. Se observan litosomas AV de entidad variable lo que sugiere que las corrientes fluviales que los originaron debían ser variable, de carácter episódico.

- **AVI:** Litosomas lenticulares con relieves positivos muy laxos, presentan el plano inferior horizontal y el superior curvado convexo, la potencia es decimétrica. Internamente están constituidos areniscas de grano fino a medio que pueden mostrar granoclasificación negativa y con menor frecuencia positiva. Generalmente presentan laminación horizontal (Alh) y ripples (Alr) de corriente y de oscilación, si bien con frecuencia son masivas (A) pudiendo haber sido deformadas por procesos diagenéticos tempranos, que pueden occasionar laminación convulsionada (**convolute lamination**) y pseudonódulos. Por lo general presenta coloraciones grises.

Este tipo de litosomas pueden aparecer entre lutitas grises (Lg) dando lugar a una estratificación alternante.

En algunos casos se les superponen paleocanales del tipo AII, AIII y AIV.

Estos litosomas corresponden a depósitos deltaicos lacustres ocasionados por la expansión de corrientes fluviales bajo una lámina, el escaso desarrollo que alcanzan estos depósitos pueden indicar tanto la escasa entidad de los flujos como la poca profundidad de las cuencas lacustres donde se formaron.

Cuando no aparecen relacionados con sedimentos lacustres pueden corresponder a depósitos fluviales de **crevasse splay**.

2.2.3. LAS LITOFACIES LUTITICAS

Estas litofacies son las más representadas en las unidades. Están presentes en todos los medios deposicionales, aunque con un desarrollo muy variable.

Los minerales de la fracción arcillas, que se presentan en los depósitos lutíticos continentales, pueden tener un origen detrítico o autígeno. Cuando las arcillas son detríticas ofrecen información paleoclimática del área fuente, siempre y cuando no hallan sido afectadas por cambios diagenéticos; mientras que las arcillas autígenas dan información sobre el área de deposición. La distinción entre arcillas autígenas y detríticas se basa en la composición, estructura, morfología, distribución y en las propiedades texturales SINGER (1984).

La illita es muy abundante en los niveles rojos depositados en ambientes de llanura de inundación, mientras que los interestratificados de clorita y esmectita son más abundantes en las lutitas grises lacustres APRIL (1981). La formación de esmectita autígena es proporcional a la concentración de Mg^{+2} , Ca^{+2} , Fe^{+2} y Na^+ en las aguas estancadas, especialmente en climas semiáridos KELLER (1970).

En los sedimentos lutíticos continentales, del sector suroccidental de la cuenca del Ebro, la presencia de cuarzo es abundante, mientras que los feldespatos se encuentran en proporciones subordinadas; respecto a los carbonatos la calcita es el mineral más abundante, exceptuando la zona del anticinal diapírica de Sanaüja, donde es más abundante la dolomita. Existe una tendencia a encontrar la dolomita en mayor proporción en las unidades depositadas bajo influencia evaporítica SAEZ (1987). La mayor parte de las arcillas, que contienen estos sedimentos lutíticos, es de origen detrítico y su mineralogía es la heredera del área de procedencia. Unicamente una proporción variable de las esmectitas y de las arcillas expansibles que se encuentran en las lutitas grises es autígena, habiéndose

originado por la transformación, una vez depositadas en la cuenca lacustre, de otros minerales de arcillas de origen detrítico. El color gris de las lutitas indica que permanecieron períodos de tiempo debajo de una lámina de agua, lo suficientemente largos para transferir, a los sedimentos, los cationes necesarios para generar nuevos minerales de arcilla.

Muchos tramos lutíticos presentan modificaciones diagenéticas, posteriores a su deposición, por lo que se han diferenciado las litofacies lutíticas primarias y las diagenéticas tempranas. Atendiendo a las características macroscópicas, que se pueden observar en los estudios de campo, se han distinguido las siguientes litofacies lutíticas:

LITOFAZIES PRIMARIAS:

- Lrl: Lutitas rojas laminadas.
- Lg: Lutitas grises.
- Lo: Lutitas organógenas.

LITOFAZIES DIAGENETICAS TEMPRANAS:

- Lrm: Lutitas rojas masivas.
- Lm: Lutitas moteadas.
- Lnc: Lutitas con nódulos carbonatados.
- **LUTITAS ROJAS MASIVAS.**- Estas litofacies lutíticas están constituidas por materiales que oscilan entre la fracción arcillosa, limosa y arenosa muy fina. Se presentan en niveles poco potentes, generalmente de centimétrica a métrica, internamente son masivos.

En algunos niveles se puede observar estructuras de bioturbación y un moteado disperso de colores grisáceos.

Por lo general los tramos de lutitas rojas masivas se presentan alternando con paleocanales conglomeráticos a arenosos, aunque también aparecen intercaladas entre tramos de lutitas rojas laminadas. Estas lutitas corresponderían a depósitos de llanura de inundación las cuales, en cada desbordamiento, se depositan por suspensión y decantación al desacelerar las corrientes acuosas. La coloración roja que presentan estos niveles se atribuye a procesos de oxidación en condiciones subáreas CABRERA (1983), SAEZ (1987).

- **LUTITAS MOTEADAS (Lm).**- Esta litofacies se caracteriza por su aspecto versicoloreado con diversos colores y tonos; rojo, gris, verde y amarillo. El moteado puede ser irregular o estructurarse de un modo verticalizado. Estos niveles de lutitas masivas moteadas presentan potencia variable entre varios centímetros y algunos metros.

El moteado versicolor que caracteriza a esta litofacies se acostumbra a denominar con el término de "marmorización" COLOMBO (1980), CABRERA (1983), SAEZ (1987); es debido a procesos edáficos en condiciones hidromórficas. Las variaciones del nivel freático, generalmente asociadas a procesos de encharcamiento, producen la redistribución del Fe en los materiales edafizados que repetidamente están sometidos a procesos de oxidación y reducción. Las litofacies marmorizadas indican que estas lutitas estaban sometidas repetidamente a empapamiento y desecación.

- **LUTITAS CON NODULOS CARBONATADOS (Lnc).**- Por lo general esta litofacies aparece asociada a las lutitas rojas masivas o moteadas (Lrm, Lm). Se caracterizan por la abundancia de nódulos carbonatados que contienen, generalmente son de diámetro milimétrico y ocasionalmente centimétrico, presentan formas esferoidales de aspecto arriñonado.

La formación del carbonato de estos nodulos está relacionada con la descomposición de la materia orgánica y aumento del PH en niveles lutíticos cerca-

nos al manto freático, por lo que frecuentemente están relacionados con las litofacies Lrm y Lm.

- **LUTITAS ROJAS LAMINADAS (Lrl).**- La litofacies Lrl no es muy frecuente, debido al bajo grado de preservación de la laminación original. Se presentan en tramos poco potentes, generalmente decimétricos, poco compactos.

La laminación puede ser plana, horizontal y paralela, o bien, microlaminación cruzada debida a **ripples**. Las lutitas rojas laminadas se observan mejor en los tramos que presentan intercalaciones de niveles limolíticos o areníticos de grano muy fino; la laminación se manifiesta por el cambio de granulometría, generalmente cada lámina tiene algún milímetro de espesor. Esporádicamente se presentan pistas de excavación (**burrows**) y moteados de color gris azulado.

Estas litofacies se depositan por corrientes tractivas de bajo régimen acuoso, muy someros y gran extensión lateral (**sheet floods**); estos procesos se producen en los depósitos de desbordamiento en las llanuras de inundación de los cursos fluviales, al presentar exposición subáerea sufren procesos de oxidación y de erosión que explican su bajo grado de preservación. También son frecuentes en las zonas distales de las llanuras aluviales.

- **LUTITAS GRISES (Lg).**- Estas lutitas presentan coloración general gris que puede tener tonalidades variadas: azulada, verdosa, marrón y amarillenta; según sea el contenido en materia orgánica y el grado de oxidación. Se presentan en niveles de potencia variable, generalmente decimétrica a métrica. Internamente son masivas sin ningún tipo de estructura.

En algunos niveles de lutitas grises pueden encontrarse abundantes restos fosilíferos: oogonios y tallos de carófitas, conchas de gasterópodos, lamelibranquios, y restos de vegetales carbonosos.

Las litofacies de lutitas grises son indicativas de ambientes diversos, según sea la posición secuencial en que se encuentren; teniendo todos ellos la característica, en común, de que los sedimentos lutíticos se mantienen empapados de agua, en condiciones reductoras, como mínimo durante algún período de tiempo.

Cuando los niveles de lutitas grises aparecen intercalados entre niveles de calizas lacustre pueden corresponder a la llanura litoral de los lagos, mientras que si aparecen asociados a tramos de lutitas rojas que alternan con paleocanales pueden haberse depositado en llanuras lutíticas que permanecen encharcadas durante algunos períodos de tiempo.

- **LUTITAS ORGANOGENAS.**- Están constituidas por niveles de lutitas grises oscuras, verdosas a negras, que presentan forma de bolsadas o lenticular, de potencia centimétrica y poca continuidad lateral, de métrica a decamétrica como máximo.

Estas lutitas presentan un elevado contenido en materia orgánica, superior al de las lutitas grises con fósiles. Contienen gran cantidad de restos vegetales y fósiles de organismos límnicos: gasterópodos, ostrácodos, oogonios de carófitas; en algunos niveles también se encuentran fragmentos óseos y dientarios de vertebrados (reptiles y mamíferos). Estos bioclastos son de tamaño variable, entre 1 y 5 milímetros. Cuando el contenido en materia orgánica no es tan elevado adoptan coloración gris verdosa, que contrasta con el color gris negro predominante. Los mejores yacimientos fosilíferos de vertebrados de la cuenca del Ebro se encuentran en materiales de esta litofacies.

Muestran un contenido variable de fracción terrígena limosa y arenosa de grano fino. Internamente muestran una disposición masiva, desordenada.

2.2.4. LAS LITOFACIES CARBONATADAS

Dentro de las litofacies carbonatadas se han diferenciado los siguientes tipos de calizas:

- **CALIZAS MICRITICAS (Cm).**- Se trata de **mudstones** y **wackstones** de oogonios de carófitas, ostrácodos fragmentos de bioclastos, presentan color gris claro y potencia centimétrica a decimétrica, con geometría tabular y gran continuidad lateral. Estas litofacies son muy frecuentes en los medios deposicionales lacustres someros.
- **CALIZAS ORGANOGENAS (Co).**- Son calizas gris oscuro a negro, localmente con fracción terrígena importante, que presentan geometrías irregulares de poca continuidad lateral, generalmente con potencias inferiores a los 30 cm. Se trata de **Wackstones** y **Packstones** de gasterópodos, ostrácodos y abundantes restos vegetales carbonosos. Estas litofacies son muy abundantes en medios palustres.
- **CALIZAS NODULOSAS (Cn).**- Son calizas con estratificación ondulada muy marcada o nodulosa, pueden presentar perforaciones por raíces, en el techo de las capas, generalmente llenos por calcita. En algunos casos se ha observado un aspecto marmóreo con suaves coloraciones versicoloreadas y un moteado abigarrado característico de paleosuelos hidromorfos. Estas litofacies son muy frecuentes en facies de llanuras lutíticas-palustres.

2.2.5. LAS LITOFACIES ORGANOGENAS. LIGNITOS (Lig)

Se presentan en nivelillos de algunos centímetros de espesor, a excepción de algún nivel que aflora en los alrededores del Mas de Mayals, en el extremo O de la hoja, donde alcanzan los 25 cm de potencia. En superficie están muy alterados por lo que afloran con aspecto pulverulento, algunas veces atravesados por vetas de yeso. Por lo general van asociados a tramos grises o moteados de facies palustres. El lignito en muestra fresca tiene brillo intenso.

2.2.6. LAS LITOFACIES EVAPORITICAS

Las litofacies evaporíticas prácticamente no están representadas dentro de esta hoja, ya que los medios evaporíticos no están presentes. Unicamente se presentan vetas de yeso fibroso secundario, que forma el típico entrerejado. Ocasionalmente también se presenta yeso disperso entre las areniscas, en forma de granos (Yeso-arenitas) y muy ocasionalmente entre los sedimentos lutíticos en forma de nodulillos.

2.2.7. ASOCIACION DE LITOFACIES. SECUENCIAS

A continuación se realiza la asociación de facies que se observa, en la vertical, en las 15 columnas estratigráficas que se han levantado para la elaboración del presente estudio. Posteriormente se aplicará la Ley de Walther, definida a finales del siglo pasado, que establece que las litofacies se presenta ordenadas en sentido lateral y vertical simultáneamente, de modo que podremos establecer los cambios verticales y laterales de litofacies.

COLUMNA N° 1.- SARROCA 62 m DE POTENCIA

TECHO

Ca Facies de Lacustre litoral
 Lg

.....

Lr
 AI
 Lr Facies de Llanura lutítica
 Lm
 AI; Am
 Lr

.....

Aes
 Lr
 Lnc
 Lm Facies Fluviales
 Aes
 Lr
 Aep
 Alh (AI) + Lr + Lm + Lg
 Lr

.....

Cm
 Lg
 Lr Facies palustres-lacustres
 Ag, Aes
 Am
 Co

.....

Lr
 Ag, Als Facies fluviales
 Lr

YACENTE

COLUMNA N° 2.- ASPA 82 m DE POTENCIA

TECHO

Lg	
Ag, Aes	Facies deltaico-lacustre
Lg	
.....	
Ag, Als	
R	
Lr	
Ar	Facies fluviales
Alp	
AV	
AIII	
.....	
Co	
Lm	
AI = Am	
Lm	Facies deltaico-lacustre
AV	
Lm	
AV	
Lm	
.....	
Cm	
Lg	
Lm	
Lc	Facies palustres
Lm + Am (AI)	
Lm + AII	
.....	
Cm	Facies lacustre somero
Lg	

.....
Ag, Aes
AI
Lm
Am (AI)
Lr Facies de llanura lutítica distal-palustre
Lm
Lr
Lm
Lr
Lm + Lg
Cm
Lm
Am

YACENTE

COLUMNA N° 3.- CASTELLDANS 98 m DE POTENCIA

TECHO

Cm

Co

Secuencia profundización lacustre

Lg

.....

Cm

Secuencia profundización lacustre

Lnc

.....

Cm

Cn

Secuencia profundización lacustre

Lg

.....

Cm

Cn

Secuencia profundización lacustre

.....

AII; Als

Lg

AI

Lg

Facies deltaico lacustre

AII

Lg

.....

Cn

Lm + Lg

Lr

Facies llanura lutítica

AI

Lr

Aes

Alh

Lm	
Lnc	
Lig	Facies palustre
Lm	
Lr, Als	
Alh	
Lg	
Lm	
Lr	
Cm	
Lg	
Lm	
Lr	
Lg	
Lm	
Lr	Facies de Llanura lutítica
Lnc	
Lg	
Lm	
Lr	
Lm	
Lig	
Cn	Secuencia somerización lacustre
Cm	
Lg, Al	
Lg	
Lm	Facies palustres
Lr	
Lg	
Cnm	
Lm	

Lr

Lm

Lr

Lm

Lr

Lnc

Cn

Lg

-8

YA

Facies de Llanura lutítica

YACENTE

COLUMNA N° 4.- MAS MIARNAU 105 m DE POTENCIA**TECHO**

Lg	
Cm	Facies lacustre somera
Lg	
.....	
Lr	
AII	
Lr + AI	Facies de llanura lutítica distal
Lm	
.....	
Lg	
Ag, Als	
Lm	
AI	Facies deltaico-lacustre
Lr	
Cm	
Lg	
Lr	
Als	
.....	
Lg + Lm	
Cm	
Lg	
Lg + AI	
Lg + Cm	
Co	Facies Palustres
Lg	
Lm + AI	
Cm	
Lm	

Lr
Cm
Lg
Lr Facies de Llanura lutítica distal
Ar
Lr
.....
Co
Lo Facies palustre
Co
Lm
.....
Lr + Ar Facies de llanura lutítica distal
Lm + Als

YACENTE

COLUMNA N° 5.- TORREDEBESES 85 m DE POTENCIA

TECHO

Am (AI)	
Lg + Lm	Facies lacustres litorales
Cm	
Lg	
.....	
Ag, Aes	
Lr + Ar (AI)	Facies de Llanura lutítica distal
Lr	
.....	
Cm	Facies lacustres someras
Lg	
.....	
Lr	
AII	
Lnc	
Lm	
AII	
Lr	
AII; Ar, Ag, Als	
Lm	
lr	
Lm	
AII	
Am (AI)	
Lm	
AIV; Alh, Aes, Ag, R	Facies fluviales
Lm	
AI	

Co	
Lm	
AIV	
Lm	
Co	Facies palustres
Lg	
Am (AI)	
Lm	
Am (AI)	
Lm	
Lr	
Am, Als	
Lm + Lg	
AI	
Lm + Lg	
Am (AI)	
Lr	Facies de llanura lutítica distal
Als (AII)	
Lr	

YACENTE

COLUMNA N° 6.- MAYALS 105 m DE POTENCIA

TECHO

Lr + Lm + Lg AI + AII	Facies palustres
.....	
Co	
Am	
Lm	
Am	
Cm	Facies de somerización lacustre
Lg	
Cm	
Lg	
.....	
Als (AII)	
Lr	Facies de Llanura lutítica distal
.....	
Co	
Lg	
Am (AII)	Facies deltaico lacustre
Ar (AI)	
Lg	
.....	
Lr + AI	
Lg + AI	
Lr + Am (AII)	
Co + Lg	Facies Palustres
Lr + AI + Lrl	
Als, Alp + Lg	
Lm + Ar (AI)	

YACENTE

COLUMNA N° 7.- MASIA SUCARRADA 95 m DE POTENCIA

TECHO

Cm
 Lm + Lg
 Als, Am (AII)
 Lg Facies lacustres deltaicas
 Aes, Ag
 Lg + Lm
 Ag, Als

AI + Lr
 Alh, Ag, Als
 Am (AI) + Lr + Lm
 Lr
 Lm
 Am (AI) Facies de llanura lutítica distal
 Lr
 Am (AI)
 Lr
 Ar, Alh, Als
 Lr
 Ar, Alh (AI) + Lr
 Lm

Lr
 Aes, Ag Facies fluviales
 Ar, Alh, (AI) + Lr
 Lr
 AII

Lr
 Ar (AI)
 Lr
 Alh (AI) Facies de llanura lutítica distal Lr
 Cm
 Ar, Alh (AI) + Lr

YACENTE

COLUMNA N° 8.- GRANYENA 76 m DE POTENCIA

TECHO

Aes	
Lr	
AII	
Lr	
Co	
Lr	Facies de Llanura lutítica distal
AI	
Lr	
.....	
Am	
Lm	Facies lacustres
Co	
Lm	
.....	
Lr + AI	
Ar, Alh, Ag, Aes	
Lr	Facies de llanura lutítica distal
am (AI)	
Lr	
Ar, Alh, Aes	
.....	
Lg	
Am	
Lm	
AI	
Co	Facies palustres
AII	
Lg	
Lm	
AII	
Lg	
Co	
Lm	

Lr
Aes
Lr

Facies de llanura lutítica

YACENTE

COLUMNA N° 9.- COGULL 120 m DE POTENCIA

TECHO

Lg
 Als, Ag
 Lm
 Lg Facies lacustres deltaicas
 AII
 Lg + Lm
 Als, Ag

.....

Lm
 Als, Ag Facies fluvial
 Lr

.....

lg
 Co
 Lm Facies palustres
 Lnc
 Lm

.....

Aes, Ag (AIII)
 Lr
 Als
 Lg + Lm Facies deltaico lacustres
 Am (AV)
 Am (AII)
 Lg + Lm
 Ar, Alh, Ag, Aes

.....

Co
 Lg
 Lm Facies Palustres
 Am (AI) + Lr

Lr	
Ar, Alh, Aes (AIII)	
Lg	
Lr	
Ag	Facies fluviales
Lm	
Ar	
Alh	
Als	
Lg	
Cm	
Alh, Ar, Als	
Lm + Lg	
Lnc	Facies de Llanura lutítica distal palustres
Lm	
AI	
Lr	

YACENTE

COLUMNA N° 10.- ALBAGES 115 m DE POTENCIA

TECHO

Lg	
Ag, Als	
Lg	Facies deltaico lacustres
Am	
Als	
Lr	
Lm	
Am	
Als	
Am	
Lm	
Alp	
Lm	
Ag, Als	
Lm	
AI	
Lm	
AII	
Lm	
Ag, Aes	
R	
Lm	
AII	

.....

Lg	
Lnc	
Lm	Facies palustres
Lm + Lg	
Lg	

AI
Lr
II
Lr

Facies fluviales

Ag, Als
Lr
AI

Lo
Am
Lm
Lm

Facies palustres

Ag, Als
Lg

Lr
AI
Lr
Ar, Alh, Ag
Lr
Lm
Am (AII)
Ag, Als (AII)

Facies fluviales

Lr
Als
AI
Lr
Ar, Alh, (AI)

AII

Facies fluviales

Alh (AI)

Lm

Am (AI)

Lr

Lm

AII

Lnc

Lm

AI

LR

YACENTE

COLUMNA N° 11.- L'ARANYO 65 m DE POTENCIA

TECHO

Cm	
Lg	Secuencia profundización deltaica
Lm	

.....

Alh, Ag, Als	
Lg	Facies deltaico lacustres
Am, Ag, Als,	
Lg	

.....

Lm	
Cn	
Lg + Lm	
Cm	Facies palustres
Lg	
Co	
Lg	
Co	

.....

Ag, Aes	
Lg	
Lm	
Ag, Als	
Lg	
AI	Facies deltaico lacustres
Lg	
AI	

.....
Lm
Ar, Alh, Ag, Als
Lm
Lr
AII
Lr Facies fluviales
Lh, Ag, Als
Lr
Am, Als
Lm
Lr
Lm
Alh, Ag, Als
.....
Lr
R Facies medias de Abanico aluvial
Lr
AII
Lr

YACENTE

COLUMNA N° 12.- LES PLANES 110 m DE POTENCIA**TECHO**

Cm

Facies lacustres someras

Lg

Cm

Lg

AII

Lg

AV

Facies deltaico lacustres

Lg

AII

Lg

Cm

Lg

Cm

Facies lacustres someras

Lg

Cm

Lg

AIII

Lr

AI

Lr

Aes

Aep

Rs

Am

Lr

Am

AII

Lr

AV

Lr

AII

Lm

AI

Facies de abanico aluvial distal

Lnc
Lm
Am
Lr
Als, R
Lr
AIII
Lr
Als, R
Lr
Am
Lm
AI

Lr + Cp	
Rs	Facies medias de abanico aluvial
Alh	
Lr + Cp + Al	
Lr + Al	
Lr	
R	

YACENTE

COLUMNA N° 13.- SOLERAS 170 m DE POTENCIA**TECHO**

Lr	
Alp	
R	Facies medias de abanico aluvial
Lr	
Ag	
Rs	
.....	
Lr	
Al + Lr	
AII	
.....	
AI + Lr	
Lr	
Co	
Aes	
.....	
Lr	
Ag, Alp	
R	
.....	
Lr	
Alh	
Ag, Alp, Als	
.....	
AI + Lr	
Ar + Alh + Alp	

Lr	
Alh	
Lr	
Alh	
Lr	
Ar	
Lr	
Als	
AII	
.....	
Am	
Ag, Als	Facies fluviales
.....	
Lr	
Ar, Alh, Ag	
Ag, Als, R	
.....	
AII + AI + Ar + Lr	
.....	
Lr	
AII	
Rp	
.....	
Aep	
Lr	
Ag, Aes, R	
Aes	
Ag, Aes	
R	
.....	
Lr	
AI	
Lr	
Aes	
.....	
Lr	

YACENTE

COLUMNA N° 14.- TORMS 135 m DE POTENCIA**TECHO**

Lr

Rs

.....

Lr

Am

Lr

Am

Lr

Rs, Ri

.....

Lr

Alh

Lr

Rs

.....

Lr

Aep

Lr

Aep

Rs

Facies medias de abanico aluvial

Lr

Rp

R

.....

Lr

Ag

Rp

.....

Lr

R

.....
Lr
Lnc
Lm
AI
Lr
AI
Lr
AI
Lr
Am
Lr
Am
R
Alp
R

YACENTE

COLUMNA N° 15.- GRANADELLA 210 m DE POTENCIA**TECHO**

Lr
Alh, Als, Ag, R

Lr
AI
Lr
AI
Lr
R

Lr
AI
Lr
AI
Lr
Ar, Alh, Als
Lr
AII
Lr
AI
Lr
Ag, R

Facies medias de abanico aluvial

Lr
A
Rp

Lr
Ag, Rs

Lr
AI
Lr
AI
Lr
Aes
AI
Lr
Aes
Lm
R

Lr
AI
Lr
Lnc
Lm
Lr
AI
Lr
AI
Lr
AII + Lr
AI + Lr
Lr + AI
A

Ri
Alp
Rp
R

Am
Lr
AI
Lm
Lnc
Lr
AI
Lr
A
Rs

Lm
Lnc
Lr + AI
Rs

Lr + AI
Als
Rs

Facies medias de abanico aluvial

Lr + AI
AI + Lr
Ag
R

Lr + AI
Ag
Rs

Am
Lnc
Lm
AI
Lm
A
Rs

Lr + AI

Lr

AI

Lr

AI

Lr

Alh

Lr

AI

Lr

Ag, Rp

Alh, Alp

Rs

Facies medias de abanico aluvial

A

Lr

Alh

Lr

AI

Lr

YACENTE

Los factores genéticos que condicionan el cambio de litofacies son: a) relación entre subsidencia y velocidad de sedimentación; b) los factores climáticos controlan la cantidad de aportes a la cuenca y c) los factores ambientales regulan la distribución de los aportes dentro de la cuenca.

Una modificación en los agentes de transporte (corrientes por ej.) motiva cambios en el área ocupada por las litofacies. Los cambios bruscos de litofacies implican modificaciones bruscas en las condiciones sedimentarias; así una variación climática fuerte producirá un cambio de facies verticales brusco, mientras que los cambios graduales indican alteraciones progresivas, por ejemplo un aumento lento de la subsidencia, o un cambio gradual en los aportes, da lugar a un cambio de facies gradual.

Las litofacies se asocian rítmicamente constituyendo SECUENCIAS, las series rítmicas son característica en los medios deposicionales aluviales-fluviales y lacustres.

Las SECUENCIAS DE ABANICO ALUVIAL MEDIO se caracterizan por una alternancia de tramos conglomeráticos lenticulares de gran entidad (R) y tramos de lutitas rojas (Lr) con delgadas intercalaciones de areniscas tabulares (Al). En la parte inferior de las secuencias, los conglomerados son multiepisódicos y están poco individualizados, mientras que hacia arriba se presentan más individualizados, con estratificación cruzada planar Rp o de surco Rs. a techo de algunos cuerpos conglomeráticos se presentan areniscas (A, Ag, y/o Ap). Subordinadamente se presentan Lm y Lnc.

Las SECUENCIAS FLUVIALES se caracterizan por presentar una base erosiva, produciendo cicatrices de diferente amplitud y profundidad. Los tramos inferiores son de grano grueso, a veces con cantos y/o cantos blandos. Los tramos superiores son de grano fino, siendo el tránsito de unos a otros gradual. La granulome-

tría es decreciente hacia el techo y existe una variación en las estructuras, que indica un decrecimiento en la energía del medio.

Por lo general, las secuencias fluviales están formadas por tres términos principales:

- a) Conglomerado basal, localmente con cantes blandos (Ri), pueden presentar imbricación de cantes, la matriz es abundante.
- b) Areniscas con granoclasificación (Ag) hacia el techo, estratificación cruzada de surco (Aes) y ripples hacia el techo (Ar).
- c) Lutitas rojas (Lr) con delgadas intercalaciones de areniscas tabulares (Al), con laminación horizontal (Alh) y ripples (ar). También presentan estructuras de bioturbación (Am y Lm). Estas secuencias pueden presentarse truncadas, pues la erosión de la base de cada secuencia suele eliminar términos de la infrayacente. Generalmente la continuidad lateral de estos ritmos es escasa.

Las SECUENCIAS DE LLANURA LUTITICA están constituidas predominantemente por litofacies de lutitas rojas (Lr), algunas areniscas de geometría tabular (Al) constituida por Alh, Ar y/o Am, con menor frecuencia aparecen cuerpos lenticulares de arenisca de sección laxa y relleno uniepisódico, con amplias alas de expansión (AII), subordinadamente presentan niveles de lutitas moteadas (Lm) y ocasionalmente niveles de lutitas grises (Lg) y calizas (Co).

En las SECUENCIAS PALUSTRES dominan las litofacies de lutitas grises (Lg), frecuentes niveles de lutitas moteadas abigarradas (Lm), delgados niveles de lignito (Lig) y calizas organógenas (Co). Por lo general presentan la siguiente asociación: Lr-AII-Lnc-Lm-Am-Lg-Am-Lg-Lo-Co-Lm.

Las SECUENCIAS DELTAICO LACUSTRE son de pequeña entidad y están claramente dominadas por las litofacies de canales fluviales. Generalmente, de abajo a arriba, presenta la siguiente asociación de litofacies: Lg-AI-Lg-AV-Lg-AII-Lm-AII-Lm-Co-Lr.

Las secuencias deltaicas completas y truncadas no son frecuentes, sin embargo se observan combinaciones secuenciales en las zonas de tránsito aluvial-lacustre, con influencias fluviales.

Las SECUENCIAS LACUSTRES SOMERAS se caracterizan por una alternancia de lutitas grises (Lg) y calizas micríticas (Cm), en capas de poca potencia. Dentro de la hoja de Mayals la sedimentación lacustre no está muy desarrollada debido a la influencia de los aportes detriticos procedentes del sistema aluvial del Montsant.

2.3. BIOESTRATIGRAFIA

Los datos de bioestratigrafía más recientes, que hacen referencia a los materiales que afloran en esta zona son los de CABRERA (1983), AGUSTI *et al.* (1988) y CUENCA (1991 a y b).

Los sedimentos de la primera unidad diferenciada en esta hoja (Unidad Castellans) se sitúan en el tránsito Oligoceno inferior-Oligoceno superior, abarcando parcialmente las biozonas de Theridomys major y Theridomys aff. major.

La segunda unidad que se ha diferenciado en esta hoja (Unidad Alfés) abarca, al menos en parte a las biozonas de Eomys zitlell y Eomys major. De edad Oligoceno superior a Chattiene.

Los sedimentos de la tercera unidad que hemos diferenciado (Unidad de Fraga) pertenecen al Oligoceno superior o Chattiene (Arveniense), comprendiendo la

biozona de Eomys major, definidas para el sector sur-occidental de la Cuenca del Ebro, y que se corresponden con el nivel de referencia MP-27 de Boningen, SCHMIDT-KITLLER, M. (1987), y con la biozona local MB-1 establecida por CABRERA, 1983, en la zona vecina de Los Monegros.

La cuarta unidad diferenciada en la hoja (Unidad de Ballobar), que es la más moderna, también pertenece a la parte alta del Oligoceno superior o Chattiene (Arveniense), y en concreto a la zona de tránsito entre las biozonas de E. major y Eomys aff. major.

2.4. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

La realización de esta hoja de Mayals del Plan MAGNA se enmarca dentro del Proyecto del Ebro, el cual consta de 28 hojas a escala 1:50.000. La realización de este proyecto implica hacer un estudio cartográfico, estratigráfico y sedimentológico de la parte central de la Cuenca del Ebro.

De forma análoga a las secuencias deposicionales marinas creemos que el origen de las unidades genético-sedimentarias, que se han diferenciado en este proyecto, se debe a cambios de base o superficie de equilibrio (WHEELER, 1964, SLOSS, 1964, ULIANA y LEGARRETA, 1988). Cada unidad está organizada en ciclos de rango inferior, los cuales corresponden a ciclos de facies y son asimilables a parasecuencias, o ciclos de 4º orden (*sensu* VAN WAGONER, 1985). Estos ciclos de facies se pueden observar mejor en los ambientes deposicionales lacustres-palustre y de margen salino, que están bien representadas en las hojas de la zona más central de la zona. El hecho de que en la parte meridional y central de la hoja de Mayals afloran exclusivamente facies detríticas, nos ha permitido distinguir los ambientes deposicionales de las partes distales y medias de abanico aluvial, de procedencia Catalánide (Fm. Margalef de COLOMBO, 1980), que corresponden a cada una de las unidades de Castelldans, Alfés, Fraga y Ballobar.

En la hoja de Mayals se puede observar como las facies medias y distales de abanico aluvial pasan lateralmente hacia el N y NO a depósitos de llanura lutítica, con esporádicos cinturones fluviales, en la que se desarrollan zonas palustres y lacustres inestables, dando lugar a una interdigitación, en la vertical, que permite estudiar la ordenación cíclica de estos sedimentos. Esta ciclicidad nos ha permitido diferenciar cuatro unidades de carácter genético-sedimentario, que de abajo a arriba son las siguientes: Unidad Castelldans, Unidad Alfés, Unidad Fraga y Unidad Ballobar. Estas unidades se hallan separadas por paraconformidades en el sentido de MITCHUM et al. (1977), que hacia el SE se corresponderían con las discordancias que se presentan en las facies proximales del sistema aluvial del Montsant-Serra de la Llena, ya en las hojas vecinas de Flix y de la Espluga del Francolí (que no entran dentro del presente Proyecto del Ebro).

Las unidades de Fraga y Ballobar están bien representadas en la hoja vecina de Fraga, pudiéndose observar claramente como cada ciclo está constituido por sedimentos aluviales distales en la base y por sedimentos lacustres-palustres en el techo, presentando un límite neto y brusco entre cada ciclo. En la hoja vecina de Lleida están bien representadas las unidades de Castelldans y de Alfés, mientras que dentro de la hoja de Mayals, debido a su posición más meridional y a la influencia de aportes detríticos aluviales, de procedencia catalánide, los límites entre los ciclos son más graduales, siendo más compleja la ordenación cíclica en la vertical.

Los sedimentos cartografiados en la parte catalana de la Cuenca del Ebro tienen una edad comprendida entre el Priaboniense y el Oligoceno superior y se organizan de forma cíclicamente, habiéndose diferenciado en este sector un total de 13 unidades, desde la Unidad de Sanaüja hasta la Unidad de Ballobar (vease la tabla I). La primera de estas unidades (Unidad Sanaüja) únicamente está representada por facies de lago salino. Las unidades de Torà, Ivorra y Sant Ramón-Panadella evolucionan a facies evaporíticas a lo largo del núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer. Estas cuatro unidades inferiores hacia el SE pasan lateralmente a depó-

sitos predominantemente aluviales de la Fm. Artés, que corresponden a las facies distales del abanico aluvial de Montserrat; mientras que las unidades de Tàrrega, Vallbona, Omells, La Floresta y Arbeca, hacia el S pasan lateralmente a las facies distales del abanico aluvial del Montsant (Fm. Blancafort). Las cuatro unidades superiores: Castelldans, Alfés, Fraga y Ballobar, hacia el SE pasan lateralmente a las facies medias y distales (Fm. Margalef) del abanico aluvial del Montsant.

En la parte más central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa) se han diferenciado 20 unidades genético-sedimentarias que abarcan una edad comprendida entre el Priaboniense y el Aragoniense-Vallesiense (véanse las tablas I y II).

La unidad de Castelldans, que desde el punto de vista estratigráfico está constituida por los materiales más antiguos representados en la hoja de Mayals, aflora en el valle del río Sed, situado en el sector nor-oriental de la hoja, y en las inmediaciones de la localidad de Castelldans, ocupando la mayor parte de la superficie del 2º cuadrante de la hoja. Presenta unos 120 m de potencia sin que afloren los materiales subyacentes de 120 m de potencia sin que afloren los materiales subyacentes de la unidad de Arbeca, la cual está bien representada en las hojas vecinas de Tàrrega y Lleida. En el sector E esta unidad está constituida por sedimentos correspondientes a facies medio-distales de abanico aluvial, que hacia el NO, en dirección Albagés-Cogull-Aspà pasan lateralmente a facies de llanura lutítica con intercalaciones de paleocanales fluviales, mientras que en el extremo NE de la hoja, en los alrededores de Castelldans las facies de llanura lutítica presentan intercalaciones de ambiente palustre y hacia el techo son abundantes las facies lacustres.

Esta unidad se sitúa en el tránsito Oligoceno inferior oligoceno superior, por lo que se le asigna una edad Sueviense-Arveniense.

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
OLIGOCENO SUPERIOR	CHATTIENSE	Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca	▲ MN-1 ▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (1) (MP-30)	Arcillas y calizas de las Fm. Alcubierre y Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena. Yesos de la Fm Lerín.
		Unidad Mequinenza-Ballobar		Arcillas y calizas de la Fm. Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena.
		Unidad Fayón-Fraga	▲ Zona <u>Eomys aff. major</u> (1) (MP-27) ▲ Zona <u>Eomys major</u> (1)	Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell, Sariñena y Peralta
		Unidad Alfés-Ribarroja	▲ Zona <u>Eomys Zitteli</u> (1) (MP-26)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza alfa (Embalse Secá) Aytona.
		Unidad Castelldans	▲ Zona <u>Theridomys aff. major</u> (1) (MP-25)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castelldans
		Unidad Arbeca		Arcillas, areniscas lacustres y caliches de Vacaroja Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad La Floresta		Areniscas y calizas lacustres de La Floresta, Arcillas Formación Urgell, Pla de la MAUXA)
		Unidad Omells		Arcillas, areniscas y calizas lacustres de Omells Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad Vallbona		Arcillas, areniscas y calizas lacustres de Vallbona Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad Tárrega	▲ Zona <u>Theridomys major</u> (1) (MP-23) ▲ Zona <u>Theridomys calafensis</u> (1) (MP-22)	Calizas de Cervera y del Talladell Formación Urgell - Parte inferior
OLIGOCENO INFERIOR	ESTAMPIENSE	Unidad Sant Ramón		Calizas de Sant Ramón - Yesos de Talavera Molasa de Solsona (Sector de Guissona)
		Unidad Ivorra		Calizas de Ivorra Molasa de Solsona (sector de Guissona)
		Unidad de Torá		Complejo lacustre de Sanäuja
EOCENO SUP.	PRIABONIENSE	Unidad Sanäuja		Yesos del núcleo del anticlinal de Sanäuja

TABLA I.- Síntesis de las unidades genético-sedimentarias oligocenas del Sector Oriental de la Cuenca del Ebro

BIOZONAS MN: MEIN (1989)

BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)

(1) AGUSTI, et al. (1988)

E D A D	UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
O Z E C O — M	VALLESIENSE	Unidad San Caprasio	Areniscas, arcillas y calizas de la Formación Alcubierre.
	ARAGONIENSE	Unidad Sierra de Lanaja-Montes de Castejón	Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
		Unidad Sierra de Pallaruelo-Monte de la Sora	Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
		Unidad Remolinos-Lanaja	▲ (MN-3) (?) Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre yesos de la Fm. Zaragoza.
		Unidad Bujaraloz-Seriñena	▲ Zona <u>Ritteneria manca</u> (2b) (1) Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre, yesos de la Fm. Zaragoza.
		Unidad Galocha-Ontiñena	Arcillas y areniscas de la Fm. Sariñena. Arcillas y calizas de la Fm. Alcubierre y Mequinenza, yesos de la Fm Zaragoza.
		Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca	▲ Zona <u>Rhodanomys schlosseri</u> (MN-1) (2) Arcillas y calizas de las Fms. Alcubierre y Mequinenza. ▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (2) (MP-30) Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena, yesos de la Fm. Lerín.
OLIGOCENO SUP.	CHATTIENSE		

TABLA II.- Síntesis de las unidades genético-sedimentarias de edad miocena en el sector centro-septentrional de la cuenca del Ebro.

BIOZONAS MN: MEIN (1989)

BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)

(1) MEIN (1975)

(2) AGUSTI, et al. (1988)

La unidad de Alfés aflora en una amplia franja de dirección SE-NO, ocupando la mayor parte del 1º y 4º cuadrante de la hoja, entre las localidades de Juncosa, Torms, Solerás, Granyena, Torrebeses, Alcano y Sarroca. También aflora en el 2º cuadrante, entre Aspà, Castelldans y el Tossal de les Forques, situándose por encima de la unidad anterior (Unidad de Castelldans).

Esta unidad en los afloramientos más meridionales, situados en la zona de Juncosa de les Garrigues (4º cuadrante), está constituida por facies medias y distales de abanico aluvial. En el sector central de la hoja está representada principalmente por facies fluviales, mientras que en la zona septentrional de la hoja, entre el embalse de Utxesa y Alcano afloran facies de llanura lutítica que hacia el techo presentan abundantes intercalaciones de facies lacustres someras. En el extremo oriental de la hoja también afloran facies lacustres de esta, que en la hoja vecina de la Espluga del Francolí coronan la Serra de les Marqueses, constituyendo el Pla del Pepe, donde por su contenido paleontológico, según SAEZ *et al.* (en prensa) sitúan el límite del Oligoceno inferior y el Oligoceno superior, por lo que a esta unidad se le asigna una edad Sueviense-Arveniense.

La unidad de Fraga aflora predominantemente en la zona meridional del 1º cuadrante de la hoja, al S del Canal de Serós, donde está constituida por facies de llanura lutítica que hacia el techo presenta abundantes intercalaciones de facies lacustres someras, los materiales de esta unidad hacia el SO, en los valles del Masos y dels Vedats pasan lateralmente a facies fluviales. El afloramiento de esta unidad se prolonga más hacia SO, hasta los alrededores de la Pobla de la Granadella, situada en el 4º cuadrante de la hoja, donde está representada por facies media y distales de abanico aluvial. Esta unidad yace sobre la unidad de Alfés.

La edad de esta unidad es Oligoceno superior o Chattiene.

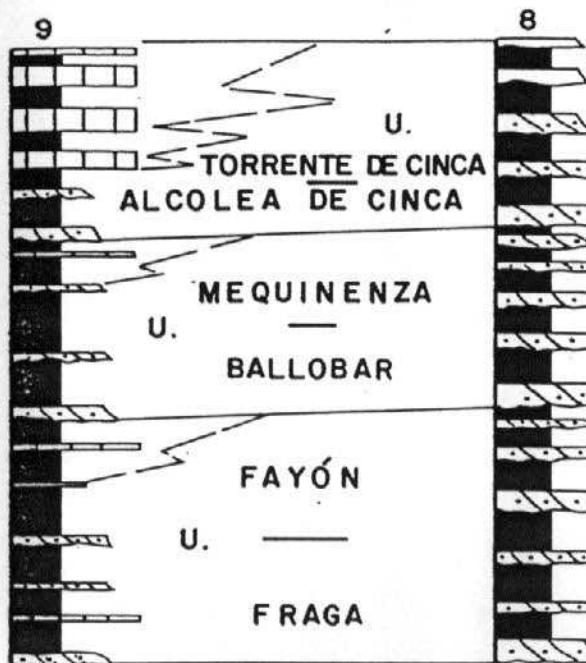
La unidad de Ballobar constituye el techo de los materiales estudiados en esta hoja y aflora en el sector sudoccidental, ocupando la mayor parte del 3º cuadran-

te de la hoja. En las inmediaciones de la localidad de Mayals esta unidad está constituida por facies de llanura lutítica con abundantes intercalaciones de facies lacustres, mientras que más hacia el E, en la zona de Llardecans, está representada por facies de llanura lutítica con frecuentes intercalaciones de facies fluviales. Esta unidad también afloran en la zona de la Granadella, en el extremo S de la hoja, donde está constituida por facies distales y medias de abanico aluvial.

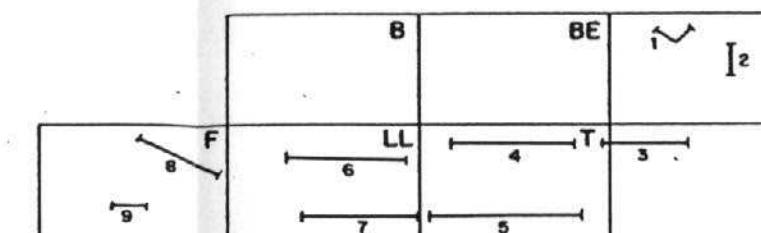
La edad de esta unidad es del Oligoceno superior o Chattiene.

En la figura 6, y a título de conclusión, se representa la evolución espacial y temporal de las unidades genético sedimentarias oligocenas del sector centro oriental de la cuenca del Ebro.

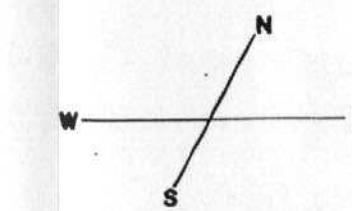
ZONA DE FRAGA — LLEIDA



ZONA DE BALAGUER — LLEIDA — TARREGA



ZONA DE GUISSONA — CERVERA



LEYENDA

	PALEOSUELO CALCIFORMO
	CALIZAS LACUSTRES
	ARENISCAS TABULARES
	TURBIDITAS SILICICLÁSTICAS
	PALEOCANALES DE ARENISCA
	ARENISCAS LACUSTRES
	LUTITAS
	MARGAS
	YESOS
	CONTACTO ENTRE UNIDADES GENÉTICO-SEDIMENTARIAS
	PASO TRANSICIONAL DE FACIES
	CAMBIO DE ESCALA

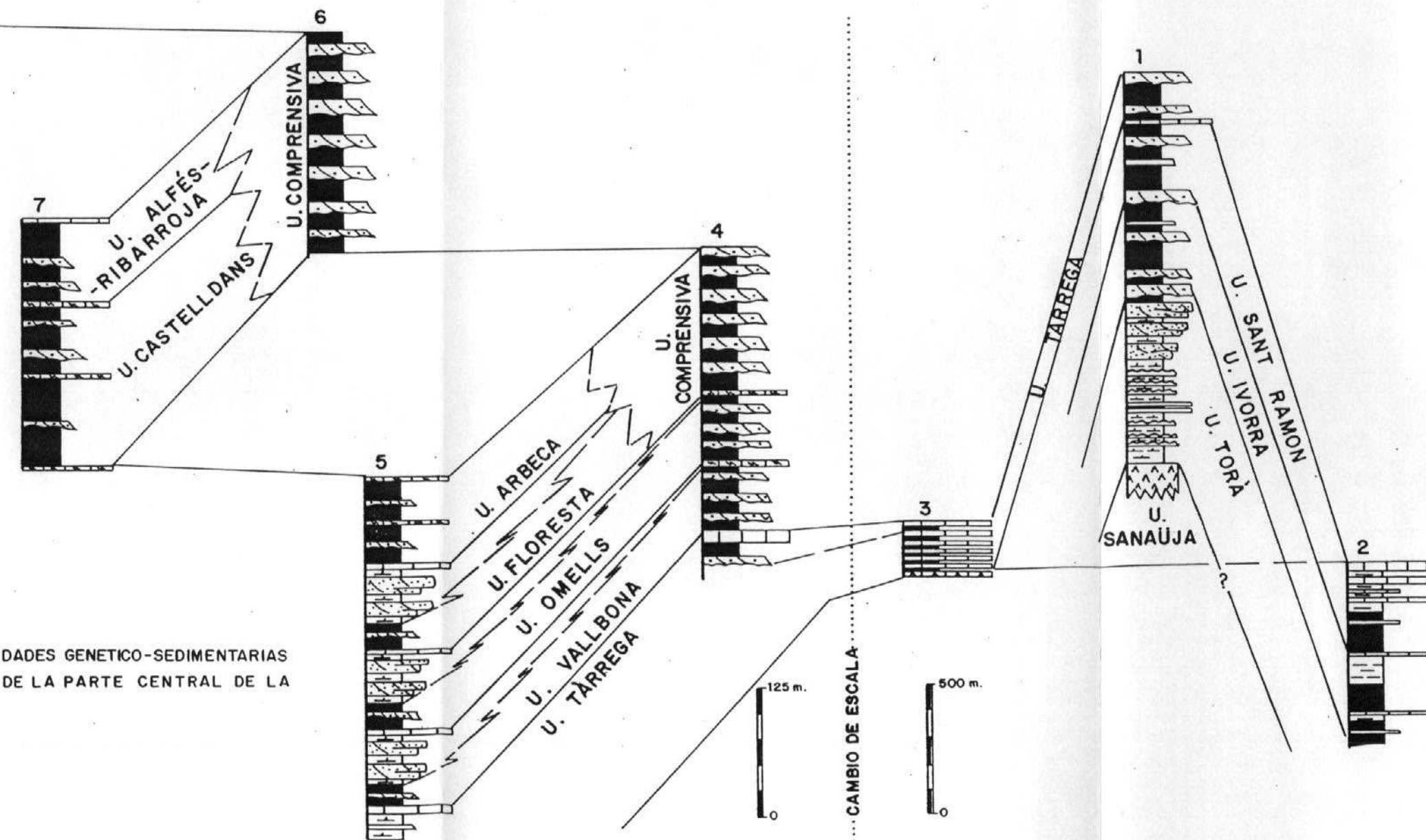


Fig. — EVOLUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS UNIDADES GENÉTICO-SEDIMENTARIAS DEL EOCENO SUPERIOR Y DEL OLIGOCENO, DE LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

3.- BIBLIOGRAFIA

3.-

BIBLIOGRAFIA

-
- AGUSTI, J.; ANADON, P.; ARBIOL, S. y CABRERA, L. (1983-84).**-Biozonación mediante Roedores (Mammalia) del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector sureste de la Cuenca del Ebro. **Paleontología i Evolució**, nº XVIII, pp. 131-149.
- AGUSTI, J.; ANADON, P.; ARBIOL, S.; CABRERA, L.; COLOMBO, F. y SAEZ, A. (1987).**- "Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins)". **Münchener Geowiss. Abh.**, (A), 10, 35-42, 2 figs.
- AGUSTI, J.; CABRERA, L. ANADON, P. y ARBIOL, S. (1988).**- "A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain). A potential mammal stage stratotype". **Newsl. Stratigr.** 18 (2) pp. 81-97, 5 fig. Berlin-Stuttgart.
- AGUSTI, J. Y ARBIOL, S. (1989).**- Nouvelles espèces de Rongeurs (Mammalia) dans l'Oligocène supérieur du Bassin de l'Ebre (NE de L'Espagne). **Geobios**, nº 22, fasc, 3, pp. 265-275, 1 fig. 1 Pl.
- ALLEN, J.R.L. (1965).**- "A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments". **Sedimentology**, v. 5, p. 89-191.
- ALLEN, P.A. y MATTER, A. (1982).**- "Oligocene meandering stream sedimentation in the eastern Ebro". Basin, Spain. **Eclogae Geol. Helvet.** vol. 75, nº 1, pp. 33-49.

- ALLEN, P.A. y MANGE-RAJETZKY, M.** (1982).- "Sediment dispersal and paleohydraulics of Oligocene rivers in the eastern Ebo". Basin. Sedimentology, t. 29 n° 5, pp. 705-716.
- ALLEN, P.A.; CABRERA, L.; COLOMBO, F. y MATTER, A.** (1983).- "Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Basin", Spain. Jour. Geol. Soc. London, n° 140, pp. 133-146.
- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. y SOLE SUGRAÑES, L.** (1979).- Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. Acta Geol. Hispánica. 14: 242-270.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; GUIMERA, J. y SANTANACH, P.** (1985).- "Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the south eastern margin of the Ebro Basin". Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, n° 37, pp. 303-318.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; COLOMBO, F.; MARZO, M. y RIBA, O.** (1986).- "Syntectonic intradeformational unconformities in alluvial fan deposits. Eastern Ebro Basin margins (NE Spain)". In: Ph. Allen and P. Homewood (eds.). Foreland basins. Spec. Publ. I.A.S., 8: 33-45.
- ANADON, P.; VIANEY-LIAUD, M.; CABRERA, L. y HARTENBERGER, J.L.** (1987).- "Gisements à vertébrés du Paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie". Paleontología i Evolució T.21, pp. 117-131.

ANADON, P.; CABRERA, L.; COLLDEFORNS, B.; COLOMBO, F.; CUEVAS, J.L. y MARZO, M. (1989).- Alluvial fan evolution in the SE Ebro Basin: Response to tectonics and lacustrine base level changes, 4^a Conference on Fluvial Sedimentology. Excursion Guidebook, nº 9, Publ. Serv. Geol. Catalunya, 91 p.

ANADON, P.; CABRERA, L.L.; COLLDEFORNS, B. y SAEZ, A. (1989).- Los Sistemas Lacustres del Eoceno Superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. Acta geológica Hispánica. v. 24, nº 314. pp. 205-230.

BIRNBAUM, S.J. (1976).- "Non-marine evaporite and carbonate deposition, Ebro Basin, Spain". Tesis Doctoral, Univ. Cambridge.

CABRERA, L. (1983).- Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligo-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral, Univ. Barcelona. 443 pp.

CABRERA, L.; COLOMBO, F. Y ROBLES, S. (1985).- "Sedimentation and tectonic interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments". 6^o Europ. Reg. Meeting I.A.S. Exc. Guidebook nº 10, pp. 393-492.

CABRERA, L. y COLOMBO, F. (1986).- Las secuencias de abanicos aluviales paleógenos del Montsant y su tránsito a sucesiones lacustres someras (sistemas de Scala Dei y de Los Monegros, sector SE de la Cuenca del Ebro). XI Congreso Español de Sedimentología, Barcelona. Guía de las Excursiones.

- CABRERA, L. Y GAUDANT, J. (1985).**- Ciprínidos (Pisces) del sistema lacustre oligocénico-miocénico de Los Monegros (sector SE de la Cuenca del Ebro, provincias de Lleida, Tarragona, Huesca y Zaragoza). *Act. Geol. Hisp.* nº 20, pp. 219-226.
- CABRERA, L. Y SAEZ, A. (1987).**- "Coal deposition in carbonaterich sallow lacustrine systems: the Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, Eastern Ebro Basin, NE Spain)". *Jour. Geol. Soc. London.* nº 144, pp. 451-461.
- COLOMBO, F. (1980).**- Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los catalánides. *Tesis doc. Univ. de Barcelona.* 608 pp. Inédito.
- COLOMBO, F. (1986).**- Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (provincia de Tarragona, España). *Cuad. Geol. Ibérica,* nº 10, pp. 55-115.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1964).**- "Les Mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du Basin de l'Ebre (Espagne)". *Coll. Sur le Paléogène* (Bordeaux, 1969). *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 28.
- CRUSAFONT, M.; REGUANT, S. y GOLPE, J.M. (1975).**- Síntesis biocronoestratigráfica del Terciario continental español. *Est. Geol.*, v. XXXI, pp. 581-586.
- CUENCA, G. (1991 a).**- Nuevos datos bioestratigráficos del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *I Congreso del grupo Español del Terciario, CONGET'91. VIC.* pp. 97-100.

- DALEY, B. (1973).**- "Fluvio-lacustrine cyclothem from the Oligocene of Hampshire". *Geol. Magaz.*, v. 110, nº 3, pp. 235-242.
- DE LAS HERAS, H.; GRIMALT, J.O.; CABRERA, L. Y SAEZ, A. (1990).**- "Organic matter in lacustrine coal deposits (Calaf and Mequinenza secuences, Eastern Ebro Basin, NE Spain)". *Abstrats 13 th Int. Sedim. Congr. Nottingham*.
- FERNANDEZ MARRON, M. (1973).**- Nuevas aportaciones a la sistemática y paleoecología de la flora oligocena de Sarral (Tarragona). *Est. Geol.*, nº 29, pp. 157-170.
- FERRER, J.; ROSELL, J. Y REGUANT, S. (1968).**- Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del borde oriental de la depresión del Ebro. *Act. Geol. Hisp.* t.3 nº 3, pp. 54-56.
- FRIEND, P.F.; SLATER, M.J. y WILLIAMS, R.C. (1979).**- "Vertical and lateral building of river sandstone bodies". Ebro Basin. Spain. *J. Geol. Soc. London*, nº 136, pp. 39-46.
- FRIEND, P.F.; BRAZIER, S.A.; CABRERA, L.; FEISTNER, K.W.A. y SHAW, J. (1989).**- "Magnetic Reversal Stratigraphy in the Late Oligocene succession of the Ebro Basin, near Fraga, Province of Huesca". Northern Spain. *Cuad. Geol. Ibérica*. nº 12, pp. 121-130.
- FREYTET, P. y PLAZIAT, J.C. (1982).**- "Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis -Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France". *Constributions to Sedimentology*, 12. Füchtbauer H., Lisitzyn, A., Milliman, J.D., Seibold, E., Eds. Stuttgart, 1982.

- GOLPE, J.M. (1971).**- Datos sobre el yacimiento estampiense de "El Talladell", cerca de Tàrrega. *Publ. Inst. Paleont. Sabadell. Paleontología y Evolución.* t, 3, pp. 58-62.
- HIRST, J.P.P. (1983).**- "Oligo-Miocene Alluvial Systems in the Northern Ebro Basin, Huesca Province, Spain". *Tesis Doctoral. Univ. Cambridge,* 247 pp.
- JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR (1981).**- Estudio Estratigráfico del borde meridional de la Depresión del Ebro entre Alcañiz y Borges Blanques (Prov. Teruel, Zaragoza, Lleida y Tarragona). 109 p. Inédito.
- MACIAS, I.; DIAZ MOLINA, M.; ESTRADA, R. y RAMPONE, G. (1986-87).**- Facies de abanico fluvial en los afloramientos orientales de la Formación Peraltilla. *Acta Geológica Hispánica,* T. 21-22, pp. 19-26.
- MALMSHEIMER, K. y MENSIK, H. (1979).**- "Der geologische Aufbau des Zentralkatalanischen Molassesbeckens". *Geol. Rundschau.* pp. 121-162.
- MITCHUM, R.M. (1977).**- "Seismic stratigraphy and global changes of sea level., Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, in C.E. Payton, ed., Seismic stratigraphy-aplications to hydrocarbon exploration". *AAPG. Memoir 26,* pp. 205-212.
- PETERSON, J. Y CABRERA, L. (1989).**- "Dolomitization in thin bedded calcarrenites in the lacustrine Los Monegros Group (Oligocene)". Southeastern Ebro Basin, Spain. Vol. and. Guidebook. *AAPG/SEPM, Annual Meet. Field Trip,* nº 3, pp. 135-144.

- PUIGDEFABREGAS, C.; MUÑOZ, J.A. y MARZO, M. (1986).**- "Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequence in the southern foreland basins". *Sper. Publs. Int. Ass. Sediment.* 8, pp. 319-336.
- QUIRANTES, J. (1978).**- Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. Inst. "Fernando el Católico" (CSIC). Zaragoza. Tesis Doctorales. nº 27, 207.
- RIBA, O. (1967).**- Resultado de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. *Acta Geológica Hispánica*, CSIC nº 1 pp. 1-6.
- RIBA, O. (1973).**- Las discordancias sintectónicas del Alto Cardenar (prepirineo catalán); ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geológica Hispánica*. T-VIII, nº 3, pp. 90-99.
- RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983).**- Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca del Ebro. Libro Jubilar J.M^a Ríos. *Geología de España*, T.2, I.G.M.E., pp. 131-159.
- ROBLES, S. (1982).**- Estudio comparativo del sistema aluvial del borde suroccidental de los Catalánides en la transversal de Prat del Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de La Pobla de Segur (Prepirineo de Lérida). *Act. Geol. Hisp.* nº 17, pp. 255-269.
- SAEZ, A. (1987).**- Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral. Univ. Barcelona 2 tomos.

- SLATER, M.J. (1977).**- "Oligo-miocene fluvial molasse sediments of the northern Ebro Basin. Spain". Tesis Doctoral Univ. Cambridge. 199 p. Inédito.
- SLOSS, L.L. (1964).**- "Tectonics cycles of noth american craton". Kansas Geological Survey Bulletin. pp. 450-460, 4 fig. 1 tabl.
- SELLEY, R.C. (1977).**- "An introduction to sedimentology". Acade. Press. London. pp. 1-408.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Y THOMPSON, S. (1977).**- "Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 3; relative changes of sea level from coastal onlap", in C.W. Payton Ed., Seismic Stratigraphy applications tohydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, pp. 63-97.
- VAN WAGONER, J.C. (1985).**- "Reservoir distribution as controlled by sea level change, abstract". Society of Economic paleontologist and mineralogist mid-year Meeting. Goden, Colorado, August. 11-14, pp. 91-92.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M. Y RAHMANIAN, V.D. (1990).**- "Siliciclastic sequence. Stratigraphy inwell logs. cores and outcrops" AAPG. Methods in Exploration. Series, nº 7, 55 p.
- WEISS, H. (1980).**- "Sedimentologie Fluvatiler und Lakustrislicher ablagerungen in Oligozan des Ostlichen". Ebrobeckens (Spanien). Tesis Doctoral. Univ. de Berna. 144 p. Inédito.
- WHEELER, H.E. (1964).**- "Base-Level transit cycles. Kansas Survey Bulletin2. 169 p.

WILLIAMS, R.C. (1975).- "Fluvial deposits of Oligo-Miocene of Southern Ebro Basin". Tesis Doctoral, Univ. de Cambridge, 220 p. Inédito.