

**INFORME SEDIMENTOLOGICO**  
**DE LA HOJA GEOLOGICA**  
**DE GANDESA (31-18)**

**COMPANIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.**

## INDICE

---

# INDICE

---

	Pags.
1. INTRODUCCION . . . . .	1
1.1. SITUACION GEOGRAFICA . . . . .	2
1.2. SITUACION GEOLOGICA . . . . .	2
1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO . . . . .	5
1.4. NOMENCLATURA . . . . .	5
2. ESTRATIGRAFIA . . . . .	7
2.1. MESOZOICO . . . . .	8
2.1.1. Litoestratigrafia del Mesozóico. Descripcion de facies. . . . .	12
2.1.1.1. Ambiente deposicional de llanura mareal carbonática. . . . .	14
2.1.1.2. Ambiente deposicional de llanura lutítico-costera . . . . .	14
2.1.1.3. Ambiente deposicional de talud carbonatado . . . . .	15
2.1.1.4. Ambiente deposicional de plataforma carbonática energética . . . . .	17
2.1.1.5. Ambiente deposicional de plataforma carbonática externa . . . . .	18
2.1.1.6. Ambiente deposicional fluvial . . . . .	19
2.1.1.7. Ambiente deposicional de plataforma carbonática restringida . . . . .	20
2.1.1.8. Ambiente deposicional lacustre . . . . .	21
2.1.2. Bioestratigrafía del Mesozóico . . . . .	21
2.1.3. Cronoestratigrafia del Mesozóico. Estratigrafia secuencial . . . . .	23
2.1.3.1. Secuencia superior triásica . . . . .	24
2.1.3.2. Secuencia basal jurásica . . . . .	25
2.1.3.3. Secuencia basal cretácica . . . . .	27
2.1.3.4. Secuencia superior cretácica . . . . .	27

2.2.	TERCIARIO . . . . .	28
2.2.1.	<b>Litoestratigrafia. Del terciario descripcion de facies . . . . .</b>	32
2.2.1.1.	Ambiente deposicional fluvio-aluvial . . . . .	33
2.2.1.2.	Ambiente deposicional lacustre . . . . .	36
2.2.1.3.	Ambiente deposicional de abanico aluvial proximal . . . . .	36
2.2.1.4.	Ambiente deposicional de abanico aluvial distal . . . . .	37
2.2.1.5.	Ambiente deposicional lacustre-palustre . . . . .	39
2.2.2.	<b>Bioestratigrafia del terciario . . . . .</b>	40
2.2.3.	<b>Cronoestratigrafia. Del terciario. Estratigrafia secuencial . . . . .</b>	42
2.2.3.1.	Unidad paleocena . . . . .	48
2.2.3.2.	Unidad eocena . . . . .	48
2.2.3.3.	Unidades oligocenas 1, 2 y 3 . . . . .	49
2.2.3.4.	Unidades oligocenas 4 y 5 . . . . .	49
2.2.3.5.	Unidad oligocena 6 . . . . .	50
2.2.3.6.	Unidad oligocena 7.(Unidad Fayón-Fraga) . . . . .	51
2.2.3.7.	Unidad oligocena 8 (Unidad Mequinenza-Ballobar) . . . . .	53
2.2.3.8.	Unidad oligocena 9 (Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca) . . . . .	55
3.-	<b>BIBLIOGRAFIA . . . . .</b>	59



## 1.- INTRODUCCION

---

## **1.- INTRODUCCION**

---

## 1. INTRODUCCION

### 1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La zona estudiada, corresponde al territorio ubicado en la Hoja topográfica de Gandesa (31-18). La mayor parte del territorio comprendido en la Hoja corresponde a la parte sur-oriental de la Depresión del Ebro, exceptuando el cuadrante SE del mismo, en donde se ubican las estribaciones meridionales de la Cordillera Costero-Catalana (Los Catalánides), concretamente en las Sierras de Pàndols y de Cavalls. En el extremo SE de este cuadrante, se ubica una superficie muy reducida correspondiente a la Depresión terciaria de Móra d'Ebre. Administrativamente la superficie de la hoja se reparte entre las provincias de Tarragona, de Teruel y de Zaragoza.

### 1.2. SITUACION GEOLOGICA

Dentro del área cartografiada existen tres dominios tectonoestratigráficos diferentes: Los Catalánides, La Cuenca del Ebro y la Depresión de Móra d'Ebre. Los Catalánides, representados por las Sierras de Pàndols y de Cavalls, consisten en una banda de deformación situada entre dos bloques poco deformados, correspondientes a las Cuencas terciarias del Ebro (situada al NO) y de Móra (situada al SE) (ORCHE *et al.*, 1981; TEIXELL, 1988).

Su estructura consiste en un anticlinorio formado por pliegues oblicuos menores "en échelon" (TEIXELL, 1988). Este anticlinorio se halla desarrollado en materiales mesozoicos (comprendidos entre el Triásico medio-superior y el Cretácico superior), mientras que en las depresiones adyacentes afloran materiales terciarios (comprendidos entre el Paleoceno y el Paleógeno superior-Mioceno).

El hecho de que la porción de Catalánides que aflora en la Hoja de Gandesa (31-18), presente un mesozoico de escasa potencia, puede explicarse por la situación paleogeográfica de esta parte de la Cordillera, dentro de la cuenca sedimentaria mesozoica.

Desde el punto de vista estratigráfico, la Sierra de Pàndols y la Sierra de Cavalls, pertenecen al Dominio meridional de Los Catalánides y, dentro de este, se sitúan en el denominado Sector externo (*sensu* ANADON *et al.*, 1979). Según estos autores el Dominio meridional de Los Catalánides se halla entre el Río Francolí y la vertical de Fontespatla-Pena Roja y se caracteriza por poseer un Jurásico y un Cretácico calcidolomíticos y margosos, con una potencia mayor que en los Dominios Central y Septentrional, definidos por los mismos autores en áreas situadas más al N y con características estratigráficas diferentes.

Dentro de cada dominio, diferencian sectores internos, intermedios y externos. Los sectores internos corresponden a sectores situados relativamente más aguas adentro de la Cuenca mesozoica, mientras que los externos corresponden a zonas más marginales de la misma, que incluso, temporalmente, han estado fuera de ella (*s.s.* ANADON *et al.*, 1979). Los sectores externos se encuentran entre la Cuenca del Ebro y entre los sectores internos o intermedios, es decir que la Cuenca mesozoica se profundizaba hacia el actual Mediterráneo.

En el Dominio meridional, el Sector externo, posee una serie mesozoica muy reducida e incompleta, con importantes lagunas estratigráficas y discordancias cartográficas. El Jurásico es incompleto, sólo se encuentra hasta la base del Dogger, salvo en el extremo sur-occidental (Beseit), donde existe la base del Malm, falta el Cretácico inferior y el Cretácico superior está muy poco desarrollado (*s.s.* ANADON *et al.*, 1979).



Durante el Paleógeno inferior, tanto el extremo sur-oriental de la Cuenca del Ebro como la Cuenca de Móra, representaban la cuenca de antepaís (primitiva Cuenca del Ebro) de Los Catalánides, ya que los materiales paleocenos y eocenos son similares en ambas cuencas. El progresivo desarrollo del anticlinorio mencionado, en el interior de la Cuenca del Ebro, originó la formación de un relieve barrera que produjo el aislamiento de la Cuenca de Móra. De esta forma los materiales de edad oligocena y de tránsito Oligoceno-Mioceno, evolucionaron por separado en las dos cuencas (TEIXELL, 1988).

La Cuenca del Ebro, desde el Paleoceno hasta la actualidad, se ha comportado como una cuenca de antepaís, cuya evolución está relacionada con la de los orógenos que la circundan (PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1986).: El Pirineo, por el N, Los Catalánides, por el SE y La Cordillera Ibérica por el SO. A grandes rasgos, durante el Paleoceno y el Eoceno inferior, en la parte septentrional de la cuenca, se desarrollaba el dominio de una sedimentación marina y, en los márgenes de la misma, el dominio de una sedimentación continental. Durante el Eoceno medio y superior, la cuenca era marina y, dentro de ella, se desarrollaron fan deltas, cuya área fuente estaba principalmente ubicada en Los Catalánides (fan deltas de Montserrat y de St. Llorení del Munt) y en Los Pirineos (fan deltas del Puigsacalm). A finales del Eoceno, en la cuenca tuvo lugar una regresión marina generalizada, que provocó, desde el Eoceno terminal, hasta el Mioceno medio, el desarrollo de abanicos aluviales, en los márgenes de la cuenca y el desarrollo de una sedimentación lacustre, en las partes centrales de la misma.

Según los conocimientos actuales, se puede afirmar que durante el Oligoceno, existían dos depocentros, de sedimentación fluvio-lacustre, dentro de la Cuenca: un depocentro oriental, situado en la parte catalana de la Depresión del Ebro, y un depocentro occidental, situado en el área de Navarra. Sin embargo, durante el Mioceno, la paleogeografía de la cuenca era substancialmente diferente, puesto

que el depocentro de sedimentación fluvio-lacustre se hallaba situado, principalmente, en la parte Aragonesa de la Depresión.

La zona de estudio, se halla en la zona meridional de la parte catalana de la Depresión del Ebro y, los materiales que configuran el territorio, poseen una edad comprendida entre el Paleoceno y el Oligoceno superior más alto.

### 1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO

El estudio de la zona, se ha realizado sobretodo en base a la cartografía geológica a escala 1:50.000, de la Hoja de Gandesa (31-18). También se han levantado un total de 18 columnas sedimentológicas de detalle y se han recogido 90 muestras, con las que se ha realizado el estudio petrográfico. Para el estudio micropaleontológico, se han recogido un total de 22 muestras para levigados.

### 1.4. NOMENCLATURA

En este apartado, se definen los principales términos que se utilizan en el presente informe sedimentológico.

#### SECUENCIA DEPOSICIONAL Y UNIDAD GENETICO-SEDIMENTARIA:

Utilizamos dichos términos para definir a un conjunto de estratos, relativamente concordantes y genéticamente relacionados, limitados por discordancias o por sus correlativas paraconformidades (*sensu*. MITCHUM *et al.*, 1977). Esta definición, corresponde a la de secuencia deposicional (*sensu*. VAIL *et al.*, 1977), para sedimentos marinos y, también a la de **hinterland sequences** (VAIL *et al.*, 1977), para sedimentos continentales. Debido a la ausencia de un modelo bien establecido, en cuencas continentales (VAN WAGONER *et al.*, 1990), preferi-

mos utilizar el término de unidad genético-sedimentaria, para los materiales continentales terciarios, mientras que utilizamos el de secuencia deposicional, para los materiales marinos del Mesozoico, aunque ambos términos sean equivalentes.

#### SISTEMA DEPOSICIONAL:

Con este término se entiende a una asociación tridimensional de litofacies, formada por un conjunto de ambientes relacionados fisiográficamente (*sensu* FISCHER y McGOWEN, 1967 y SCOTT y KIDSON, 1977).

#### AMBIENTE DEPOSICIONAL:

Condiciones biológicas, químicas y físicas, deducidas a partir de grupos de litofacies (SCOTT y KIDSON, 1977).



## **2.- ESTRATIGRAFIA**

---

## 2.- ESTRATIGRAFIA

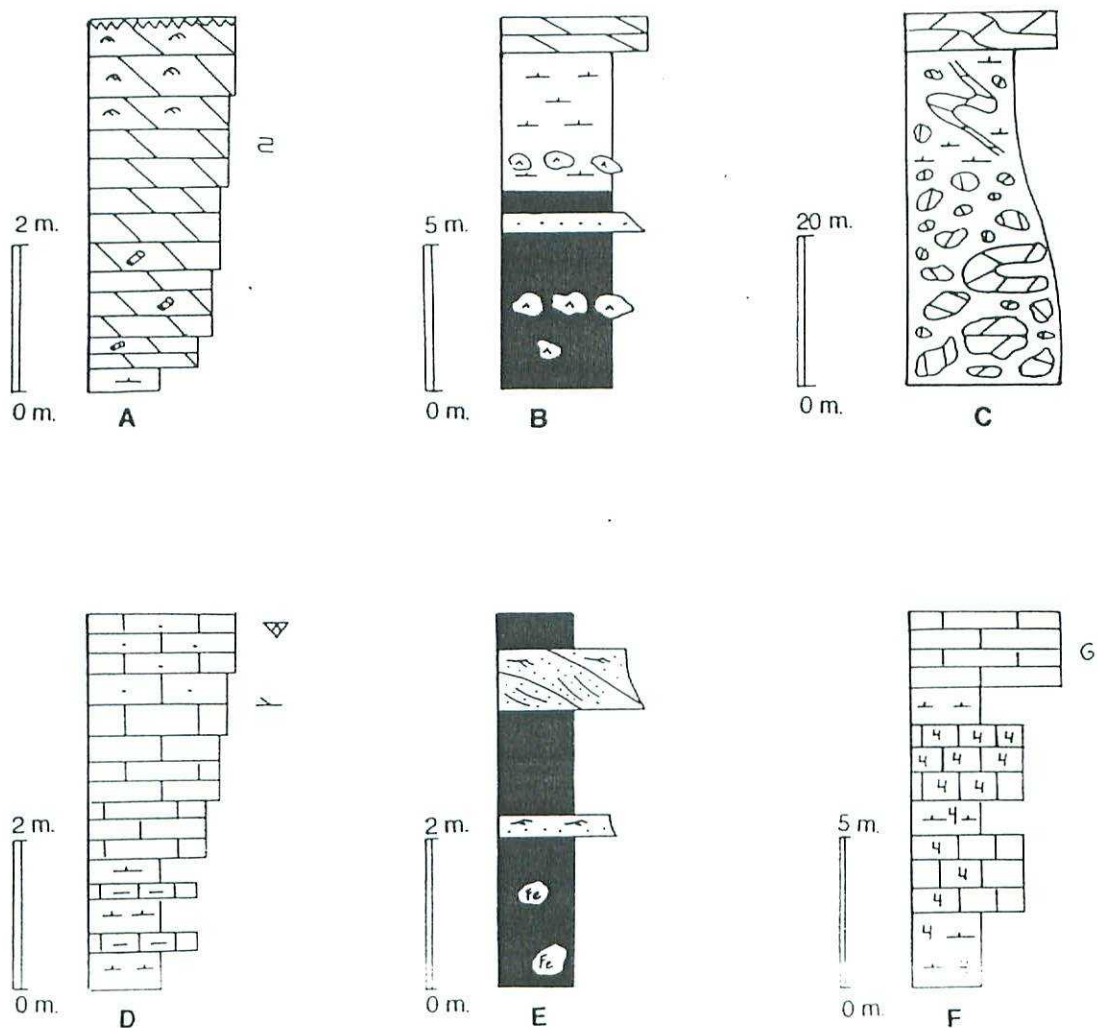
En este informe describiremos por separado, las características sedimentológicas y estratigráficas de los materiales mesozoicos, que caracterizan Los Catalánides, de las de los materiales terciarios, que configuran las Depresiones del Ebro y de Móra.

### 2.1. MESOZOICO

La serie mesozoica, representada en las Sierras de Cavalls y de Pàndols, ambas situadas en las estribaciones meridionales de Los Catalánides, está formada por materiales cuya edad se halla comprendida entre el Triásico medio-superior y el Cretácico superior. Los materiales jurásicos y cretácicos presentan una reducida potencia y en el área cartografiada se hallan poco representados, debido a que en la serie se presentan importantes superficies de interrupción sedimentaria que, en numerosos casos, representan importantes hiatos estratigráficos.

Los materiales triásicos dentro de la zona están representados por el tramo carbonatado superior de las facies Muschelkalk, conocido en la literatura como M<sub>3</sub> (VIRGILI, 1958), por las suprayacentes facies Keuper y finalmente, por un nivel de dolomías tableadas, de edad noriense, equivalentes, según LOPEZ OLMEDO *et al.* (1985), a la Formación Dolomías tableadas de Imón, definida en la Cordillera Ibérica por GOY *et al.* (1976) (Figs. 2 y 3).

El Jurásico únicamente se halla representado en sus tramos más inferiores, correspondientes al Lías. La serie está formada por tres niveles: el nivel inferior está constituido por un potente tramo de megabrechas dolomíticas. El tramo intermedio está formado por un nivel calcáreo y el superior, por una alternancia de margas y de calizas. Según LOPEZ OLMEDO *et al.* (1985), estos tres tramos son respectivamente equivalentes de las Formaciones Cortes de Tajuña, Cuevas



A.-Facies de llanura mareal carbonática

B.-Facies de llanura lutítico-costera

C.-Facies resedimentadas de talud. Magabrechas carbonáticas

D.-Facies de plataforma carbonática

E.-Facies fluviales. Depósitos de barras de meandro y de llanura de inundación

F.-Facies de plataforma carbonática interna

#### LEYENDA

	Dolomías		Nódulos de Fe		Microfósiles
	Calcarenitas		Slump		Braquiópodos
	Margocalizas		Brechas dolomíticas		Marcas de raíces
	Calizas		Nódulos de yeso		Bioturbación vertical
	Margas		Areniscas		Burrows
	Lutitas				Ripples de oscilación
					Ripples de corriente
					Laminación paralela
					Estratificación cruzada planar

Fig.1.-Secuencias de facies representativas de los ambientes deposicionales de los materiales mesozoicos de la Hoja de Gandesa (31-18).

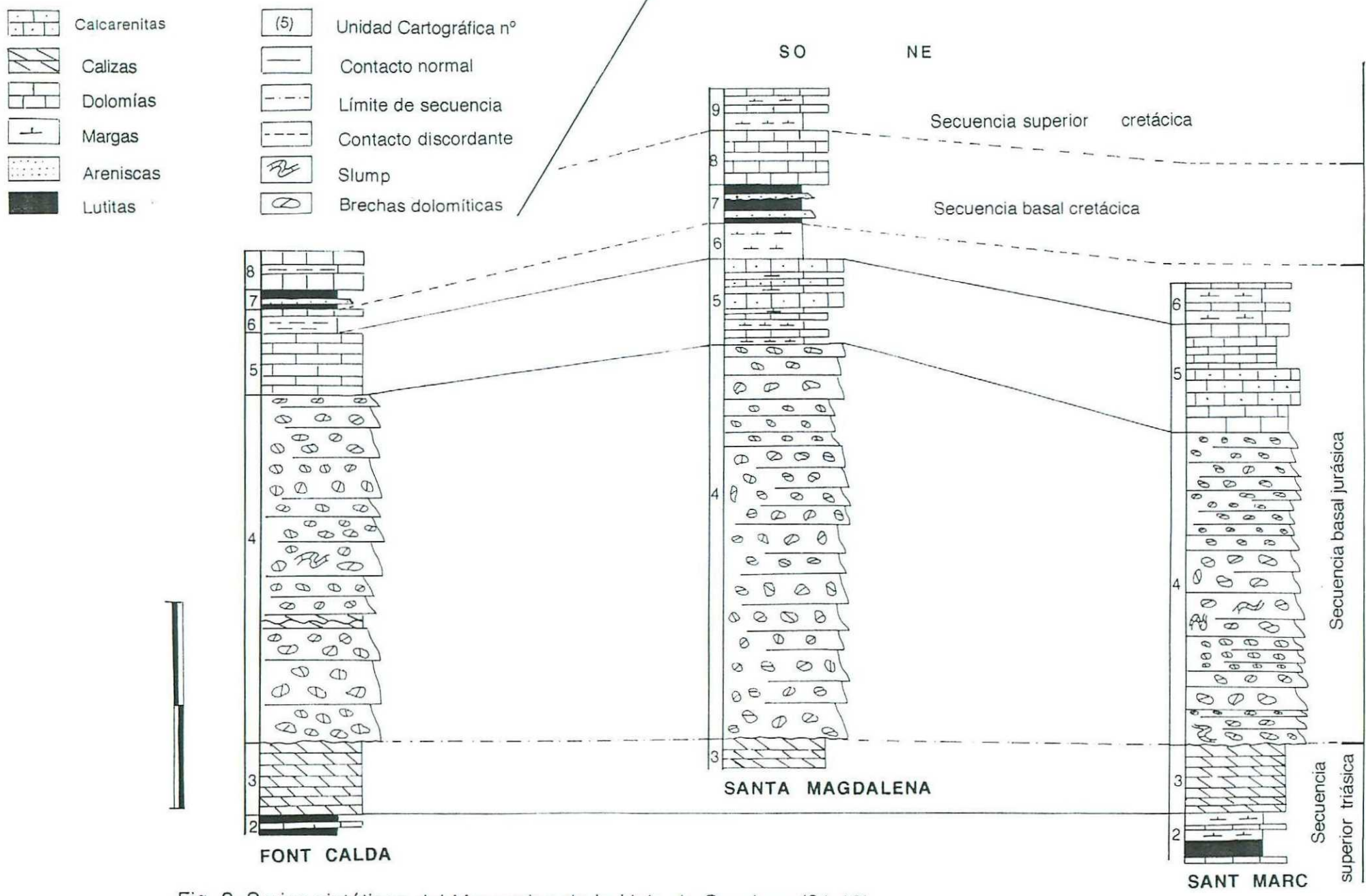


Fig. 2.-Series sintéticas del Mesozoico de la Hoja de Gadesa (31-18)



SERIE	PISO	SECUENCIAS DEPOSICIONALES	FORMACIONES ASIMILABLES	DESCRIPCION DE LAS LITOLOGIAS HOJA DE GANDESA
CRETACICO	Senon.	Secuencia superior Cretácica		9.Margas y calizas
	Cenom. Albien.	Secuencia inferior Cretácica	Facies Utrillas	8.Dolomías, calizas y margas 7.Lutitas versicolores con nódulos de hierro
JURAS. (Lias)	Pliens. Sinem. Hettan.	Secuencia basal Jurásica	Fm. Cerro del Pez Fm. Cuevas Labradas Fm. Cortes de Tajuña	6.Calizas y margas con Braquiópodos y Ammonites 5.Calizas, dolomías y margas 4.Megabrechas dolomíticas. Carb. resedimentados
	Norien. Carni. Ladín.	Secuencia superior Triásica	Fm. Imón Keuper Muschelk. 3	3.Dolomías tableadas 2.Lutitas versicolores con nódulos de caliche y yeso 1.Calizas, dolomías y margas

FIG. 3.-Cuadro sintético de los materiales mesozoicos de la hoja de Gandesa

Labradas y Cerro del Pez, definidas en la Cordillera Ibérica por GOY et al. (1976) (Figs. 2 y 3).

Por encima de este último nivel descrito, dentro del área estudiada yacen discordantemente los materiales del Cretácico inferior, correspondientes al Albiense, no habiendo representación de los materiales jurásicos del Dogger y del Malm, ni tampoco de los que constituyen la mayor parte del Cretácico inferior (Figs. 2 y 3). Este hecho, en este área de Los Catalánides, puede interpretarse como debido a un depósito escaso y en su mayor parte, a etapas de emersión en las que la erosión, llega a profundizar hasta el Lías superior (RÓBLES, 1975). El Albiense está formado por materiales terrígenos, correspondientes a las Facies Utrillas. Estos, en vertical pasan a los materiales carbonáticos cenomanienses, ya del Cretácico superior (Figs. 2 y 3).

Por encima de estos últimos, en la zona de estudio, se hallan los sedimentos margo-carbonáticos correspondientes al Senoniense, llegándose a constatar otra laguna estratigráfica que abarca el Turoniense (Figs. 2 y 3). El Senoniense, está representado por una escasa potencia de sedimentos, la edad de los cuales, según las dataciones bibliográficas, probablemente oscila entre el Coniaciense y el Maastrichtiense (ver ANADON et al., 1979).

### **2.1.1. LITOESTRATIGRAFIA DEL MESOZOICO. DESCRIPCION DE FACIES**

El conjunto de los materiales descritos en el apartado anterior, constituyen una serie predominantemente carbonatada, depositada en ambientes marinos, si exceptuamos las facies de transición del Keuper y las facies continentales del Albiense (Facies Utrillas).

De forma general, podemos considerar que los materiales mesozoicos presentan asociaciones de facies, correspondientes a 8 ambientes deposicionales diferentes

(en la Fig. 1 se observan las secuencias de facies características de 6 de estos ambientes deposicionales):

- A) ambiente deposicional de llanura mareal carbonática: está representado en las facies carbonáticas del Muschelkalk superior (M<sub>3</sub>) y en las facies dolomíticas equivalentes a la Formación Imón.
- B) ambiente deposicional de llanura lutítico-costera: está representado por las facies Keuper.
- C) ambiente deposicional de talud carbonatado: se halla representado por las megabrechas de liásicas.
- D) ambiente deposicional de plataforma carbonática energética: las facies carbonáticas liásicas, que configuran la parte intermedia de la serie liásica, representan este ambiente deposicional.
- E) ambiente deposicional de plataforma carbonática externa: representado por las facies margo-carbonáticas de la parte superior del Lías.
- F) ambiente deposicional fluvial: representado por las facies Utrillas del Albien-se.
- G) ambiente deposicional de plataforma carbonática restringida: representado por las facies carbonáticas del Cenomaniense.
- H) ambiente deposicional lacustre: representado por las facies margocarbonáticas del Senoniense.



#### 2.1.1.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE LLANURA MAREAL CARBONÁTICA

Se halla representado, tanto en las facies calco-dolomíticas del M<sub>3</sub>, como en las facies dolomíticas norienses, aunque únicamente se han estudiado con detalle estas últimas, debido a que las primeras, dentro de la zona, se hallan fuertemente tectonizadas, ya que únicamente afloran en el núcleo de pliegues anticlinales. Su estudio sedimentológico se ha realizado en las series de Sant Marc (01) (40 m) y de Font Calda (03) (35 m).

Las dolomías del Noriense corresponden a un nivel cartográfico muy homogéneo, que a gran escala se presenta con marcadas superficies de estratificación. En detalle se trata de niveles de dolomicritas y micritas, que ocasionalmente poseen laminaciones paralelas y ripples simétricos, posiblemente de oscilación. También se pueden observar laminaciones marcadas por diferencias de color, que posiblemente sean de origen algal, aunque la fuerte recristalización que normalmente afecta a estos materiales, no permite asegurarlo. Las intercalaciones margosas son muy escasas y muy delgadas. Se organizan en ciclos de facies estratocrecientes, en el techo de los cuales las capas dolomíticas presentan señales de bioturbación vertical, probablemente producida por raíces. Estos ciclos, corresponden a ciclos de somerización (Fig. 1a). En la serie de Sant Marc (01), en el techo de la unidad, existen numerosas e importantes superficies de ferruginización, las cuales representan superficies de interrupción sedimentaria.

Petrográficamente, los niveles dolomíticos corresponden a dolomicritas recristalizadas y a calizas esparíticas. Ocasionalmente se presentan fantasmas de fósiles.

#### 2.1.1.2. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE LLANURA LUTITICO-COSTERA.

Dentro del área de estudio, únicamente se halla representado por las facies lutíticas del Keuper. Dentro de la zona, el Keuper se halla fuertemente tectonizado, ya

que aflora en el núcleo de pliegues anticlinales y, por lo tanto, no se ha podido realizar la medición de su potencia total. De forma parcial, sus características se han representado en las series de Sant Marc (01) y de Font Calda (03).

Consiste en una serie constituida fundamentalmente por lutitas versicolores, con predominio de los colores rojizos y verdosos. Estas lutitas poseen numerosas intercalaciones de yesos, en su mayoría nodulares y de dolomías carniolares. Ocasionalmente se intercalan niveles arenosos planoparalelos, normalmente de grano fino y muy fino, con laminación paralela, ripples y climbing ripples. En la parte superior se intercalan numerosos niveles de dolomías y de margas blanquecinas, que marcan el tránsito gradual a la unidad suprayacente (las dolomías norienses).

Al microscopio, los niveles dolomíticos corresponden a dolomicritas, con una alta porosidad de fractura, rellena por esparita y por yeso.

El conjunto de estos materiales, se interpretan como depositados en un ambiente de transición marino-continental, representado por facies de llanura lutítica costera (Fig. 1b), con ambientes de sabkha continental asociados.

#### 2.1.1.3. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE TALUD CARBONATADO

Está representado por los materiales brechoides de la base del Lías. Estos materiales presentan una potencia que oscila entre 150 m y 200 m y han sido estudiados en las secciones de Sant Marc (01), de Santa Magdalena (02) y de Font Calda (03).

En los dos extremos de la Sierra de Pàndols, esta unidad presenta características algo diferentes: en el sector de Sant Marc, en el extremo NE de esta sierra, la serie que caracteriza esta unidad, consiste en una superposición de niveles do-



lomítico-carbonatados de aspecto brechoide. En la parte inferior y media de la serie, los niveles están formados por brechas de diferente tamaño, predominando las de diámetro métrico e incluso existen bloques dolomíticos laminados, de tamaño decamétrico, que se hallan "eslumpizados". La composición de estos niveles basales es idéntica a la de las dolomías norienses infrayacentes. En la parte superior de la serie, predominan los niveles de brechas poligénicas y de tamaño decimétrico. Suelen ser angulosas. Es frecuente el contacto erosivo, entre los diferentes niveles de brechas. Ocasionalmente, se intercalan capas dolomítico-co-carbonáticas, con abundantes laminaciones algales de tipo estromatolítico. A escala de afloramiento, parece que se hallen "in situ", pero observadas a mayor escala, se puede constatar que se hallan "eslumpizadas" y, a la vez, erosionadas por los niveles superiores. En el sector de Font Calda, en el extremo SE de la Sierra de Pàndols, la serie consiste en niveles de brechas poligénicas, que ocasionalmente contienen bloques carbonáticos "eslumpizados". Entre los niveles de brechas se intercalan niveles carbonáticos micríticos, que en ocasiones contienen brechas de diámetro reducido. Normalmente presentan una estratificación ondulada muy marcada, probablemente debida a que están afectados por procesos de "slump". También presentan laminaciones algales.

Al microscopio, los niveles carbonatados se presentan como calizas esparíticas y microesparíticas, totalmente recrystalizadas. alguna de las muestras estudiadas corresponde a biomicroesparitas, con restos de algas.

En la literatura geológica, el origen de estas brechas se ha interpretado de diferentes formas: algunos autores les atribuyen un origen diagenético, tratándose de colapso-brechas, por disolución de evaporitas. Otros, consideran que su origen es tectosedimentario, depositados en un escarpe de falla, a favor de una tectónica sinsedimentaria (ROBLES, 1974). Finalmente hay autores que consideran que poseen un origen mixto, tectosedimentario y diagenético.

Según las características descritas para estos materiales, dentro del área cartografiada, creemos que estos niveles corresponden a megabrechas resedimentadas. La presencia de "slumps", de bloques, de cantos y de brechas dolomíticas, procedentes de la unidad noriense infrayacente, las superficies de erosión entre los diferentes niveles y el carácter poligénico de las brechas, son hechos que pueden justificar suficientemente este origen. No presentan siempre una organización clara, pero tienen tendencia a organizarse en niveles de dos términos (Fig. 1c): a/ un término inferior formado por bloques y brechas y b/ un término superior formado por facies más finas "slumpizadas". Este tipo de organización es similar a la que ROSELL y WIETZCOREK (1979) describen para las megaturbiditas poco evolucionadas, que han sufrido un escaso transporte y únicamente están formadas por los términos más densos. De esta forma, el conjunto de estas megabrechas, representaría una sucesión temporal de eventos megaturbidíticos, cada uno de los cuales podría estar en gran parte originado por movimientos tectónicos (sismoeventos).

#### 2.1.1.4. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE PLATAFORMA CARBONÁTICA ENERGÉTICA

Este ambiente está representado por los carbonatos que forman la parte intermedia de la serie liásica. Han sido estudiados en las secciones de Sant Marc (01), de Santa Magdalena (02) y de Font Calda (03). Su potencia oscila entre 30 m y 40 m.

Consiste básicamente en mudstones y wackstones bioclásticos, con algunas intercalaciones de tramos margosos y de margocalizas, más frecuentes en la base de la unidad. Existen niveles de calcarenitas bioclásticas que, en ocasiones, presentan estratificación cruzada de tipo planar. En el área de Santa Magdalena, estos niveles calcareníticos presentan un abundante contenido en rinconélidos, terebratulídeos, ostréidos y pectínidos, mientras que en el área de Font Calda, el contenido



faunístico de la unidad es menos importante. Los niveles presentan una organización en ciclos estratocrecientes, correspondientes a ciclos de somerización (Fig. 1d).

Del estudio petrográfico, se deduce que la mayoría de muestras estudiadas corresponden a calizas micríticas y microesparíticas recrystalizadas. También existen muestras correspondientes a biomicritas con fragmentos de lamelibranquios, braquiópodos y placas de equinodermos.

Las facies descritas corresponden a facies de plataforma carbonática. La presencia de niveles calcareníticos, ocasionalmente con estratificación cruzada planar, indica una cierta energía en el medio sedimentario.

#### 2.1.1.5. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE PLATAFORMA CARBONÁTICA EXTERNA.

Los términos margo-carbonáticos de la parte superior del Lías, presentan una asociación de facies que configuran este ambiente deposicional. Se ha caracterizado en las series de Sant Marc (01), donde afloran los 25 m basales y de Santa Magdalena (02), donde posee una potencia de 15 m.

En el área de Sant Marc, su base está formada por mudstones y margocalizas de aspecto brechoide, mientras que la parte superior corresponde a una alternancia de margas y de mudstones nodulosos, con contenido faunístico. Las características en la zona de Font Calda son similares. Sin embargo en el área de Santa Magdalena, la unidad cartográfica consiste en margas rojizas, con abundante contenido en rinconélidos, terebratulidos, ammonites y burrows. Este tipo de facies recuerdan a las típicas facies Ammonítico-Rosso del Jurásico.

El estudio petrográfico de muestras, indica que la mayoría de ellas corresponden a biomicritas con fragmentos de briozoos, de placas de equínidos, de lamelibranquios, de espículas y con ostrácodos y foraminíferos planctónicos.

Tanto la alternancia de margas y de calizas nodulosas, como la presencia de ammonítidos en esta unidad, parece indicar que se trata de facies más profundas que las que caracterizan las calizas liásicas infrayacentes, por lo que corresponderían a facies de plataforma externa.

#### 2.1.1.6. AMBIENTE DEPOSICIONAL FLUVIAL

En la serie mesozoica, este ambiente únicamente está representado por los materiales que constituyen las Facies Utrillas del Albiense. Sus características sedimentológicas se han estudiado en las Series de Santa Magdalena (02) y de Font Calda (03). Su potencia oscila entre 10 y 20 m.

Está formada por lutitas de coloración predominantemente rojiza, con tonos blanquecinos y verdosos. En la parte media e inferior de la unidad, las lutitas presentan nódulos de hierro. Existen intercalaciones de capas areniscosas, de granulometría fina y media. Suelen ser capas planoparalelas, de aspecto masivo, pero que en ocasiones presentan ripples de corriente y estratificación cruzada de tipo planar (Fig. 1e).

Al microscopio, las areniscas corresponden a cuarzoarenitas puras, con un 48% de fragmentos de cuarzo y con cemento calcáreo y silíceo. El estudio de algunas muestras, indican que ocasionalmente, el cemento de estas areniscas ha sufrido procesos de dedolomitización, probablemente debido a la acción de las aguas meteóricas.

Según la descripción efectuada, corresponden a facies fluviales y de llanura de inundación.

#### 2.1.1.7. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE PLATAFORMA CARBONÁTICA RESTRINGIDA

Se halla representado por los materiales carbonáticos del Cenomaniense. Estos han sido representados y analizados en las secciones de Santa Magdalena (02) y de Font Calda (03). Su potencia oscila entre 15 m y 20 m.

Está formada por dolomías y por mudstones y wackstones recristalizados, con fantasmas de microfósiles. La base de la serie presenta un aspecto noduloso brechificado, con numerosas marcas verticales de bioturbación, posiblemente producidas por raíces. Existen algunas intercalaciones margosas, de coloración rojiza. En nuestra opinión, estos niveles basales marcarían la transición de las infrayacentes Facies Utrillas a esta unidad. Los niveles del techo de la unidad son mucho más homogéneos (Fig. 1f).

El estudio petrográfico de muestras, indica que la mayoría de éstas corresponden a microesparitas y a biomicroesparitas, probablemente biomicritas en origen. Ocasionalmente se presentan fantasmas de foraminíferos, fragmentos de algas (cocolitofóridos) y de corales.

Según la descripción efectuada, la base de la unidad se puede interpretar como depositada en un medio de transición marino-continental, mientras que hacia la parte superior, la unidad presenta facies de plataforma marina restringida.



#### 2.1.1.8. AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE

Se halla representado por las facies margo-carbonáticas del Senoniense. No se han caracterizado en ninguna de las series realizadas, pero se han tomado datos puntuales de estos materiales, en las inmediaciones de Santa Magdalena y también en la zona de Les Argiles.

Corresponde a una alternancia de margas y de calizas micríticas de poco espesor. Ocasionalmente las margas son de coloración rojiza. Presentan restos de ostrácos y de carófitas.

Por sus características estratigráficas y por su contenido paleontológico, corresponden a facies salobres y lacustres.

#### 2.1.2. BIOESTRATIGRAFIA DEL MESOZOICO

La datación de los materiales triásicos, está basada en los estudios de diversos autores, realizados en otras áreas de Los Catalánides y de La Cordillera Ibérica. De esta forma, VIRGILI (1958) y ROBLES (1974), datan como Ladiniense al M<sub>3</sub> y, según los estudios de VIA y VILLALTA (1971), es probable que el límite Ladiniense-Carniense corresponda al límite Muschelkalk superior-Keuper.

Por otro lado las dolomías que suprayacen al Keuper, dentro de la zona se atribuyen al Noriense, ya que se consideran equivalentes a las que en otras zonas de la Cordillera Ibérica y de Los Catalánides, han sido estudiadas por GOMEZ y GOY (1979) y por CADILLAC *et al.* (1981), los cuales les han asignado dicha edad.

Por lo que se refiere a los materiales jurásicos, ANADON *et al.* (1979), consideran que las facies dolomítico-brechoides presentes en la zona, corresponden a la base del Jurásico (Hettangiense), debido a que genéticamente representan la base

de la macrosecuencia jurásica. Los primeros materiales datados como jurásicos, corresponden a las calizas que suprayacen a las brechas dolomíticas. En estas se encuentra fauna perteneciente al Pliensbachense y, el contenido micropaleontológico de esta unidad, consiste en Cornuspira orbicula (TERQ. y BERTH.). Ammodiscus sp., Bentallina sp., moldes de ostrácodos, artejos y restos de crinoideos y pequeños lamelibranquios.

Las facies margocarbonáticas que se sitúan estratigráficamente por encima de las calizas mencionadas en el apartado anterior, poseen un contenido micropaleontológico consistente en Spirillina cf. polygirata GÜMB., Lenticulina minuta BORN., fragmentos de lamelibranquios y artejos, radiolas y restos de crinoideos. La fauna encontrada en esta unidad indican una edad correspondiente al Pliensbachense (ver ANADON et al., 1979 y ORCHE et al., 1981).

Dentro del área, los siguientes materiales datados, corresponden a las facies carbonáticas del Cenomaniense, atribuidas a esta edad, por ser equivalentes a los materiales en los que CADILLAC (1979), encuentra *Praealveolina cretacea*. El estudio micropaleontológico, muestra la presencia de Biplanata peneropliformis HAMAOUY y SAINT-MARC. Debido a esto, se considera que las facies fluviales que infrayacen estos materiales, son equivalentes a las Facies Utrillas de la Cordillera Ibérica y, por lo tanto, se les asigna una edad Albiense (ver ANADON et al., 1979).

Finalmente en los materiales margo-carbonáticos que se encuentran por encima de las facies cenomanienses, se encuentra un contenido paleontológico representativo del Senoniense, abarcando el Campaniense y, probablemente, el Maastrichtiense. Su estudio micropaleontológico, ha constatado la presencia de Montcharmontia apenninica (DE CASTRO), Valvulammina (Nezzazzatinella) PICARDI HENSON, Spiroplectammina sp., Neocyprideis sp., Cythereis sp. y fragmentos de lamelibranquios y de gasterópodos.

### 2.1.3. CRONOESTRATIGRAFIA DEL MESOZOICO. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL.

En base a las interrupciones sedimentarias y a las discordancias cartográficas, existentes en la serie mesozoica y comentadas en los apartados anteriores, ha sido posible la caracterización de diversas secuencias deposicionales (*sensu* MITCHUM *et al.*, 1977), dentro de esta serie (Figs. 2 y 3).

A grandes rasgos, las secuencias deposicionales que se describirán para esta zona, coinciden con las descritas por ESTEBAN Y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979), para el conjunto de Los Catalánides. De esta forma se han caracterizado un total de cuatro secuencias deposicionales (Figs. 2 y 3) en los materiales que caracterizan la serie mesozoica, las cuales son:

#### a) Secuencia superior triásica.-

Formada por la parte superior del M<sub>3</sub> (Muschelkalk superior), por las facies Keuper y por las dolomías tableadas del Noriense.

#### b) Secuencia basal jurásica.-

Formada por las megabrechas de la base del Jurásico, por las calizas suprayacentes y por la alternancia de margas y de calizas que, dentro del área cartografiada, constituyen el último nivel del Lías.

#### c) Secuencia basal cretácica.-

Formada por los materiales terrígenos de las Facies Utrillas (Albiense) y por las facies carbonáticas del Cenomaniense.

#### d) Secuencia superior cretácica.-

Formada por los materiales margo-carbonáticos senonienses.



### 2.1.3.1. SECUENCIA SUPERIOR TRIÁSICA

Según ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979), la base de esta secuencia, estaría situada en la mitad del tramo superior de las facies Muschelkalk ( $M_3$ ), por encima de un nivel ferruginizado, con mineralizaciones y de concentración de Ceratites. Las facies, por encima de este nivel, corresponden a amplias plataformas carbonáticas, de aguas relativamente profundas que, hacia la parte superior pasan a facies someras de llanura mareal y progresivamente, a las facies evaporíticas y lutíticas del Keuper. Encima de las Facies Keuper, vuelven a aparecer bancos dolomíticos, en facies de llanura mareal. Estas dolomías corresponden al Noriense (s.s. ESTEBAN y ROBLES, *op. cit.*). El techo de la secuencia se localiza en la irrupción de las megabrechas calcáreo-dolomíticas de la base del Jurásico. Este contacto es claramente irregular y erosivo en muchas localidades (s.s. ESTEBAN y ROBLES, *op. cit.*).

En el área cartografiada, tanto las facies Muschelkalk ( $M_3$ ), como las facies Keuper, se hallan fuertemente tectonizadas, ya que ambas afloran únicamente en los núcleos de pliegues anticlinales. Debido a ello el estudio de sus facies y la medición de su potencia, se ha podido realizar de forma parcial, en afloramientos puntuales. No obstante y, atendiendo al tipo de facies que presenta el  $M_3$ , creemos que dentro del área únicamente aflora la parte superior de este nivel, por lo cual el Muschelkalk superior de la zona pertenecería íntegramente a la Secuencia superior triásica.

El fuerte grado de tectonización que presentan las facies Keuper, ha impedido la observación de su completa evolución en la sucesión estratigráfica y por lo tanto, no se ha podido constatar la existencia de algún cambio brusco de facies, o de alguna superficie de interrupción sedimentaria, que hubieran permitido caracterizar la base de una nueva secuencia deposicional, en el interior de este nivel sedimentario, tal y como algunos autores lo han constatado en el Keuper de la Cordi-

llera Ibérica. No obstante los afloramientos de la zona, nos han permitido observar que las facies Keuper hacia la parte superior, pasan transicionalmente a las dolomías tableadas del Noriense.

#### 2.1.3.2. SECUENCIA BASAL JURÁSICA

La base de esta secuencia está formada por unos materiales brechoides dolomíticos, a los que se les atribuye una edad correspondiente a los inicios del Jurásico. Su contacto con las dolomías del Noriense, es localmente erosivo y discordante en numerosos puntos (*sensu* ESTEBAN y ROBLES, en ANADON *et al.*, 1979) del Dominio Meridional de Los Catalánides y del Dominio Central; esta erosión llega a afectar al Keuper e incluso al techo del Muschelkalk superior (ver ANADON *et al.*, 1979). La inclusión de cantos del Muschelkalk y de areniscas rojas y la presencia de niveles "eslumpizados" en estas brechas dolomíticas, sugiere que fueron depositadas en un ambiente de talud deposicional (*sensu* ESTEBAN y ROBLES, *op cit.*).

En el Dominio meridional, por encima de las megabrechas dolomíticas, se desarrollan facies calcáreas y calcareníticas correspondientes a facies de plataforma interna, las cuales constituyen la parte superior de la Secuencia basal jurásica y cuya edad llega al Toarciense. En la parte media de este tramo carbonático, existen intercalaciones margo-calcáreas con fauna perteneciente al Pliensbachien-se.

El techo de esta de esta secuencia deposicional, viene marcado por un nivel de condensación, el cual contiene fauna correspondiente al Toarciense, al Aalenien-se y a la base del Bajociense. Por encima de esta superficie, en la mayor parte de Los Catalánides, se desarrolla la secuencia suprayacente, es decir la Secuencia media jurásica, formada por materiales del Dogger (*sensu* ESTEBAN y ROBLES, *op. cit.*).



Dentro del área cartografiada, la secuencia está constituida por las megabrechas dolomíticas, por un nivel formado por calizas y calcarenitas bioclásticas y finalmente, por un nivel margo-carbonático con braquiópodos y ammonites, correspondiente al Pliensbachiense. Es decir que los niveles carbonáticos de la parte superior de la secuencia, correspondientes al Toarciense, dentro de la zona no están representados debido a que directamente encima del último nivel descrito, se desarrollan materiales terrígenos, de edad infracenomaniense, los cuales están considerados como equivalentes de las Facies Utrillas y por lo tanto, se les ha atribuido una edad correspondiente al Albiense.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, cabe señalar que en la zona estudiada existe una laguna estratigráfica que abarca parte del Lías, el Dogger, El Malm y gran parte del Cretácico inferior. Se ha interpretado que este hecho es debido tanto a una falta de depósito, mayormente justificada si tenemos en cuenta que esta zona se halla en el Sector Externo de Los Catalánides, como a la existencia de un periodo de erosión anteriormente al Albiense.

Las Facies Utrillas, a lo largo de casi toda la sierra de Pàndols, se apoyan sobre los materiales margo-carbonáticos pliensbachienses, los cuales presentan poca potencia, pero en el extremo SO de esta sierra, en las cercanías de Font Calda, estos materiales poseen un espesor tan reducido, que no se han podido representar en esta cartografía. Esta reducción de potencia, reafirma la discordancia cartográfica existente las Facies Utrillas y los niveles infrayacentes.

El contacto entre las brechas dolomíticas jurásicas y las dolomías norienses infrayacentes, localmente es erosivo y discordante. En el sector de Sant Marc, en el techo de las dolomías existen diferentes niveles ferruginizados, el superior de los cuales presenta una potencia de unos 2 m. A escala de afloramiento, se observa como las brechas son erosivas respecto a este nivel. A parte de esto, cabe señalar que las megabrechas basales, presentan cantos y bloques de la misma litología y

características que las dolomías infrayacentes. Todos estos hechos corroboran el carácter discordante entre ambas unidades.

#### 2.1.3.3. SECUENCIA BASAL CRETÁCICA

En el ámbito de Los Catalánides, esta secuencia fue caracterizada por ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979). La base de la secuencia está formada por los materiales terrígenos de ambiente continental, correspondientes a las Facies Utrillas. En la mayor parte de Los Catalánides, esta secuencia se apoya sobre los materiales del Cretácico inferior, exceptuando en los sectores externos, donde llega a apoyarse sobre el substrato jurásico, desmantelado por la erosión pre-albiense. Tal es el caso del área cartografiada. Por lo tanto esta secuencia se apoya en discordancia cartográfica, sobre las secuencias infrayacentes.

La parte superior de la secuencia es transgresiva, ya que se halla formada por los materiales carbonáticos con prealveolínidos, que caracterizan el Cenomaniense.

En la zona estudiada, las Facies Utrillas se apoyan encima los materiales liásicos. La discordancia cartográfica, existente en la base de esta unidad, se pone de manifiesto, por la progresiva reducción de potencia que sufre la unidad infrayacente (unidad cartográfica 6), desde el sector NE hasta el sector SO de la Sierra de Pàndols. El tránsito de las Facies Utrillas a las facies marinas del Cenomaniense, se realiza de forma gradual, a través de facies de transición marino-continetales.

#### 2.1.3.4. SECUENCIA SUPERIOR CRETÁCICA

ESTEBAN y ROBLES (en ANADON *et al.*, 1979), en La Cordillera Costero--Catalana, definen una Secuencia intermedia cretácica, formada por facies pelági-



cas turonienses y una Secuencia superior cretácica, formada por facies lacustres salobres, de edad Senoniense.

Dentro del área de estudio, por encima de los materiales carbonáticos del Cenomaniense, se desarrolla una alternancia de margas, lutitas y calizas, con abundante fauna de ostrácodos y de caráceas, datadas como senonienses (llegando al Campaniense y, posiblemente al Maastrichtiense). Por lo tanto, estos materiales corresponden a la Secuencia superior cretácica, definida por los autores anteriormente citados. Existe pues una laguna estratigráfica, dentro de la zona cartografiada, que abarca el Turoniense, lo cual implica que el contacto basal de los materiales que constituyen esta secuencia, sea discordante..

En la Figura 2 se representa la evolución espacial y temporal de estas secuencias deposicionales en el Dominio Meridional de Los Catalánides, concretamente en las Sierras de Pàndols y de Cavalls. En la Figura 3, se representa, un cuadro resumen, donde se pueden observar las correspondencias entre estas secuencias deposicionales, las unidades litoestratigráficas definidas en los materiales mesozoicos y las diferentes litologías que las constituyen.

## 2.2. Terciario

La serie terciaria se halla representada tanto en la Cuenca de Móra, donde posee una potencia de unos 500 m, como en la Cuenca del Ebro, donde tiene una potencia de unos 1000 m.

La base del Terciario está constituida por los materiales lutítico-carbonáticos del Paleoceno, que según las dataciones realizadas, pertenecen al Thanetiense superior (ver ANADON *et al.*, 1979). Estos materiales configuran la Formación Mediona (ANADON, 1978) (Fig. 8). Por encima, se desarrollan sedimentos lutíticos, arenosos y evaporíticos del Eoceno a los cuales, según las dataciones

realizadas, se les atribuye una edad comprendida entre un Thanetiense superior y un Luteciense (COLOMBO *et al.*, 1991). Estos materiales forman el Grupo Cornudella, definido por COLOMBO (1980, 1986) (Fig. 8). Las características de los materiales paleocenos y eocenos, son muy similares tanto en la Cuenca de Móra, como en la Cuenca del Ebro.

Por encima de los materiales eocenos, en las dos cuencas mencionadas se desarrolla una potente serie conglomerática. En la Cuenca del Ebro, estos conglomerados forman el conocido en la literatura geológica como Complejo de Horta-Gandesa (COLOMBO y ROBLES, 1983, CABRERA *et al.*, 1985). Consiste en un importante sistema aluvial, formado por conglomerados proximales, de margen de cuenca. La edad de estos materiales, probablemente oscila entre un Priaboniense alto y un Oligoceno superior (ver ANADON *et al.*, 1979) y forma parte del Grupo Scala Dei (COLOMBO, 1980, 1986) (Fig. 8). Debido a la ausencia de dataciones precisas de la base de este complejo y dado el brusco cambio de facies existente, entre estos conglomerados y las facies eocenas infrayacentes, en este trabajo hemos considerado que el límite Eoceno-Oligoceno, coincide con la base del Complejo de Horta-Gandesa.

Los niveles conglomeráticos que constituyen este complejo, se disponen en un abanico de capas que consiste en una discordancia progresiva. En planta, se puede observar que este complejo conglomerático, posee una extensión radial de unos 5 Km (CABRERA *et al.*, 1985). Lateralmente, estos conglomerados pasan a materiales lutítico-arenosos, representando facies de orla de abanico (ROBLES, 1982).

El Complejo conglomerático de Horta-Gandesa, aflora en el cuadrante SE de la Hoja de Gandesa (31-18), adosado a Los Catalánides (Sierra de Pàndols). En el resto del territorio comprendido en la Hoja, afloran facies lutítico-arenosas, de origen fluvio-aluvial. En conjunto presentan una edad comprendida entre el Oli-



goceno inferior y el tránsito Oligoceno-Mioceno. Los términos inferiores y medios de la serie estratigráfica, formada por estas facies finas, son equivalentes laterales de los conglomerados proximales, mientras que los términos superiores, suprayacen a los mismos.

En la parte occidental de la Hoja, estos materiales lutítico-arenosos, forman parte del denominado Sistema de Guadalope-Matarranya (CABRERA *et al.*, 1985), sistema fluvio-aluvial cuyo área fuente se situa en la Cordillera Ibérica (Fig. 4) y aflora ampliamente, en las Hojas de Alcañiz (30-18) y de Caspe (30-17). Sin embargo en la mitad oriental de la Hoja, estas facies finas proceden de Los Catalánides (Fig. 4) y forman parte de la Formación Flix (COLOMBO, 1980,1986) (Fig. 8). En la parte superior de las mismas, se intercalan facies margo-carbonáticas, de origen lacustre-palustre, las cuales forman parte de la Formación La Fatarella (COLOMBO, 1980,1986) (Fig. 8).

En la Cuenca de Móra, por encima de los materiales lutítico-arenosos del Eoceno, se desarrollan facies conglomeráticas, equivalentes temporales de las que constituyen la base del Complejo de Horta-Gandesa, pero que fueron depositadas en cuencas sedimentarias diferentes ya que, como se ha puntualizado en el capítulo de Introducción, la Cuenca de Móra, se individualizó de la Cuenca del Ebro durante el Eoceno medio y superior, posteriormente a la sedimentación de las facies finas del Eoceno inferior-medio (TEIXELL, 1988). Igualmente que los niveles inferiores del Complejo de Horta-Gandesa, es probable que la edad de estos conglomerados corresponda al Eoceno superior, pero por las mismas consideraciones realizadas en los apartados anteriores, para los conglomerados de la Cuenca del Ebro, en este trabajo los consideraremos como correspondientes a la base del Oligoceno.

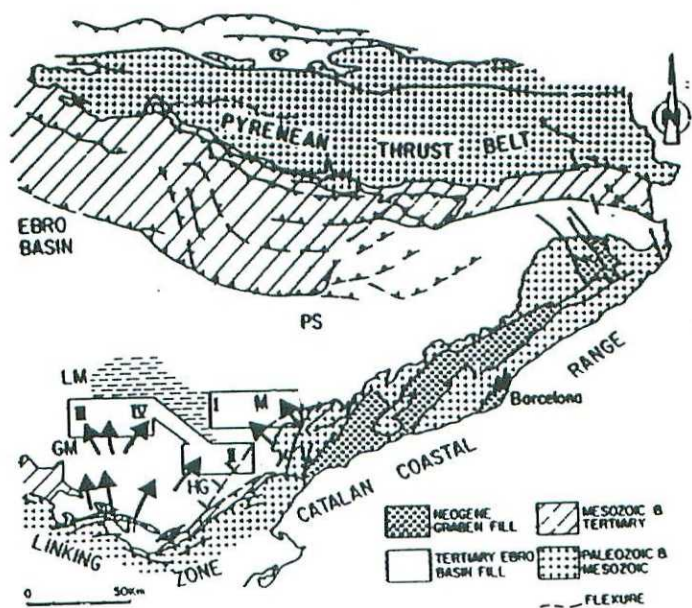


Fig. 4-Direcciones de aporte del sedimento oligoceno presente en el territorio comprendido en la hoja.  
(segun ANADON et al. 1989a, modificado)



En esta cuenca, la serie estratigráfica finaliza con la presencia de otro nivel de conglomerados que yace en clara discordancia angular y erosiva, sobre los conglomerados anteriormente descritos (GARCIA BOADA, 1974). Tradicionalmente, han sido atribuidos al Mioceno pero según TEIXELL(1988), participan en el plegamiento alpino, por lo que cabe la probabilidad de que fueran depositados en el Paleógeno superior.

### 2.2.1. LITOESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO. DESCRIPCION DE FACIES.

Los materiales terciarios presentan cinco tipos de asociaciones de facies, que corresponden a cinco ambientes deposicionales diferentes:

- A) ambiente deposicional fluvio-aluvial:  
representado por las facies lutítico-arenosas de la base de los materiales del Paleoceno y de los materiales del Eoceno.
- B) ambiente deposicional lacustre: representado por las facies margo-carbonáticas del techo de la serie paleocena.
- C) ambiente deposicional de abanico aluvial proximal: representado por los materiales conglomeráticos oligocénicos del Sistema de Horta-Gandesa, en la Cuenca del Ebro y, también, por los conglomerados de la Cuenca de Móra.
- D) ambiente deposicional de abanico aluvial distal: representado por las facies lutítico-arenosas, de edad oligocena, que constituyen la mayor parte del territorio cartografiado.
- E) ambiente deposicional lacustre-palustre: está representado por los niveles calcáreos que se intercalan entre las facies aluviales distales, sobretudo en el sector NE del territorio, y también por algunos depósitos lutíticos que se hallan asociados a estas facies carbonáticas.

En la Figura 5, se puede observar la distribución y la evolución de los ambientes deposicionales, caracterizados por los materiales del Oligoceno de la Depresión del Ebro, dentro de la Hoja de Gandesa (31-18).

#### 2.2.1.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL FLUVIO-ALUVIAL

Se halla representado por las facies lutítico-arenosas de los materiales paleocenos y eocenos. Han sido estudiados en las series de la Estació de Pinell de Brai (06) (150 m) y de la Estació de Prat de Comte (07) (150 m).

Estos materiales básicamente constituyen una serie lutítica, en la que se intercalan capas areniscosas. Estas últimas se presentan tanto en niveles planoparalelos, como en niveles de base erosiva, los cuales frecuentemente poseen superficies de acreción lateral y estratificación cruzada en surco.

En el sector de la estación de Prat de Comte y en toda la Vall del Navarro, las lutitas contienen abundantes vetas de yeso fibrilar. Ocasionalmente se desarrollan nódulos de yeso que llegan a formar verdaderos niveles.

Al microscopio las areniscas se presentan como litoarenitas y litoarenitas feldespáticas, con un alto contenido de bioclastos. Los fragmentos de roca calcáreos son de tipo micrítico y evaporítico, mientras que los feldespatos son de tipo plagioclasa, ortosa y microclina.

Según la descripción realizada, el conjunto de estos materiales se halla formado por facies fluviales meandriformes (Fig. 6c) y por facies de llanura de inundación (Fig. 6b), con desarrollo efímero de facies evaporíticas, en zonas de encharcamiento. Este tipo de facies son idénticas a las que caracterizan el ambiente aluvial distal.

## GANDESA (31-18)

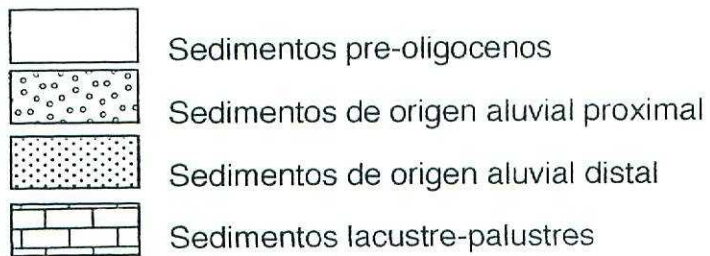
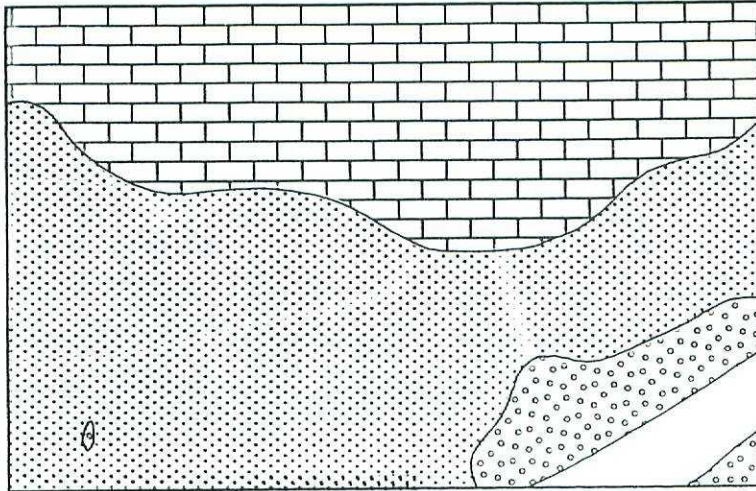
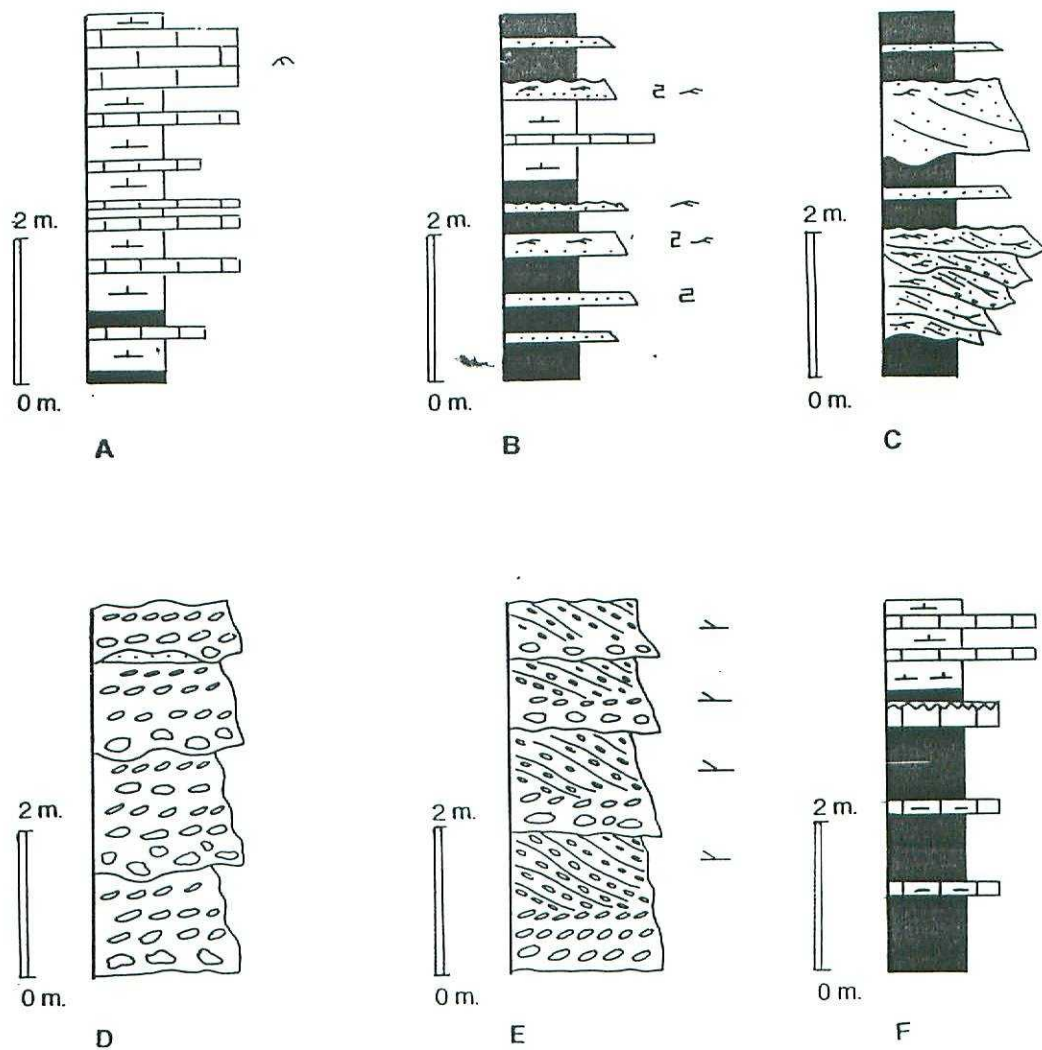


FIGURA 5.-Distribución general de facies en el ámbito de la hoja.





A.-Sacuencias de facies lacustres

B.-Facies de llanura de inundación

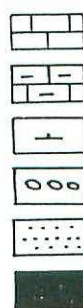
C.-Facies fluviales: 1-depósitos de barras de meandro, 2-depósitos de ríos de baja sinuosidad

D.-Depósitos de barras longitudinales de canales "braided"

E.-Depósitos de barras transversales de sistemas "braided"

F.-Secuencias de facies palustres

#### LEYENDA



Calizas

Margocalizas

Margas

Conglomerados

Areniscas

Lutitas



Marcas de raíces

Laminación paralela

Ripples ascendentes

Ripples de corriente

Ripples de oscilación

Estratíf. cruzada planar

Estratíf. cruzada en surco

Cantos blandos

Fig. 6.-Secuencias de facies representativas de los ambientes deposicionales que se desarrollan en la hoja de Gandesa.

#### 2.2.1.2. AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE

Se halla representado por las facies carbonáticas del Paleoceno, las cuales se desarrollan en la parte superior de la serie. Se han estudiado en la serie de la Estació de Pinell de Brai (06), donde presentan una potencia de 60 m.

Consisten en niveles de carbonatos entre los que se intercalan lutitas rojizas y margas blanquecinas (Fig. 6a). Los niveles carbonáticos consisten en una alternancia de mudstones, calcarenitas y calcisiltitas. La bioturbación es intensa en algunos niveles. Ocasionalmente se constata la presencia de Microcodium y de oncolitos con perforaciones biogénicas (COLOMBO, 1991).

Petrográficamente los carbonatos corresponden en su mayoría a biomicroesparitas con fragmentos de ostrácodos y de gasterópodos.

#### 2.2.1.3. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL PROXIMAL

Se halla representado por los materiales conglomeráticos del Sistema de Horta--Gandesa, en la Cuenca del Ebro y, también, por los conglomerados de la Cuenca de Móra. En la Cuenca del Ebro, se han estudiado en las series de Puig Cavallé (04) y de la Carretera de Gandesa-Pinell (05), donde su potencia oscila entre 550 m y 650 m. En la Cuenca de Móra, han sido estudiados en la serie de la Estació de Pinell de Brai (06), donde poseen una potencia de 120 m.

Consisten en niveles de conglomerados, con estratificación horizontal y, a menudo, con imbricaciones (Fig. 6d). Las diferentes superficies de reactivación individualizan los diversos niveles. Entre estos depósitos se intercalan niveles de conglomerados con cantos de diámetro inferior, ocasionalmente de microconglomerados, que presentan estratificación cruzada planar de mediana a gran escala (Fig. 6e). También se intercalan niveles areniscosos, que se presentan como cuñas

irregulares, que tapizan las facies conglomeradas y niveles areniscosos con estratificación cruzada planar. En el área de Puig Cavallé, entre los conglomerados se intercalan niveles lutíticos, con mayor o menor cantidad de arena.

Al microscopio, las capas areniscosas se presentan como litoarenitas, con un alto porcentaje de fragmentos de rocas calcáreas y de cuarzo y con matriz calcárea.

En conjunto corresponden a facies proximales de abanico aluvial de tipo braided, formadas por un sistema de canales y barras longitudinales. Los conglomerados y areniscas con estratificación cruzada planar representarían depósitos de barras transversales. Las cuñas arenosas irregulares., corresponderían a facies de tapiz y las lutitas arenosas, corresponderían a depósitos de desbordamiento (ver ROBLES, 1982).

#### 2.2.1.4. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL DISTAL

Está representado por la mayor parte de los materiales presentes en la Hoja. Estos corresponden a los materiales lutítico-arenosos, los cuales son equivalentes distales de la parte media y superior del Sistema de Horta-Gandesa y, el techo de estos materiales, suprayace a este sistema.

Han sido estudiados en las series de La Carretera de Bot a Coll del Moro (08) (260 m), de Corbera d'Ebre (09) (235 m), de Gandesa-Vilalba (10) (310 m), de Groguetes (11) (30 m), de Gratallops-Balaguer (12) (90 m.), de Vall de Caseres (13) (70 m), de Batea (16) (40 m), de Vall de la Cova Cremá (17) (40 m.) y de Vall de Aguilar (18) (100 m.).

Estos materiales consisten en una alternancia de arcillas ocre-rojizas, capas de arenisca y, ocasionalmente, niveles centimétricos de caliza.



Las capas de arenisca presentan dos secuencias de estructuras sedimentarias. La primera se presenta en cuerpos de arenisca con base erosiva y superficies de acreción lateral (Fig. 6c1). Estos cuerpos poseen estructuras sedimentarias internas, como estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada planar, ripples y climbing ripples, si bien en muchas ocasiones son difíciles de apreciar. La segunda se presenta en capas areniscosas que también poseen base erosiva y estructuras internas constituidas por estratificación cruzada planar o surco hacia la base y laminación cruzada planar y ripple en la parte superior de la capa (Fig. 6c2).

Las arcillas poseen un color ocre dominante si bien también pueden mostrar coloraciones rojizas y, ocasionalmente, gris-verdosas. Entre ellas se intercalan capas planoparalelas areniscosas, con laminación paralela y ripples (Fig. 6b). A menudo presentan vetas de yeso fibrilar.

Las capas de caliza son de escala centimétrica-decimétrica y son poco abundantes. Estas calizas son micríticas, con cierto contenido en materia orgánica y con perforaciones verticales producidas por raíces, a menudo rellenas de arcillas gris-verdosas.

El estudio petrográfico muestra que las areniscas corresponden a litoarenitas y a litoarenitas feldespáticas. todas las muestras poseen un cierto porcentaje de feldespatos y un cemento calcáreo. Los niveles calcáreos corresponden a microesparitas y micritas con fragmentos de moluscos, gasterópodos, algas y ostrácodos.

En conjunto se interpretan como facies depositadas en un ambiente deposicional de abanico aluvial distal. En él se desarrollaban extensas llanuras de inundación, constituidas por los depósitos de desbordamiento de los paleocanales, generalmente, de tipo meandriforme, rellenos por barras de meandro o point bars. Los paleocanales que no poseen acreción lateral representarían el relleno de ríos de

baja sinuosidad. En las zonas de encharcamientos locales, tenía lugar la sedimentación de los niveles de caliza.

#### 2.2.1.5. AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE-PALUSTRE

Dentro del área de estudio, se halla representado por las facies lutítico-carbonáticas, que se intercalan entre las facies lutítico-arenosa, que configuran el ambiente deposicional anteriormente descrito.

En el sector NE del área cartografiada, consisten en una alternancia de capas de caliza y de lutitas versicolores. Las capas de caliza, presentan un espesor considerable y una buena expresión morfológica. Dos niveles calcáreos importantes, corresponden a las facies carbonáticas que afloran en la población de Maella y a las que afloran en la población de Batea.

El espesor de los niveles calcáreos, oscila entre los 30 cm y 180 cm. Se presentan como varios niveles individuales separados por tramos margosos y por lutitas versicolores (Fig. 6f), que ocasionalmente contienen vetas de yeso fibrilar. El número y espesor de los tramos calcáreos aumenta progresivamente hacia el N. Las capas de caliza son micríticas, suelen presentar un gran contenido en materia orgánica, que se refleja por su olor fétido y también, contienen restos de caráceas y de ostrácodos.

El estudio petrográfico indica que las calizas corresponden a microesparitas, normalmente muy recrystalizadas, con restos de caráceas, ostrácodos, moluscos y gasterópodos.

En el sector occidental del área cartografiada, este tipo de facies se halla formado por materiales esencialmente lutíticos, en los que localmente se pueden intercalar capas de arenisca y de caliza. Las lutitas poseen coloraciones ocreas, rojas y gri-



ses. Estos sedimentos lutíticos muestran abundantes signos de edafización, entre ellos las abundantes marmorizaciones, las estructuras verticales de perforación, producidas por raíces y los moteados de reducción

Las capas de caliza, tienen un espesor centimétrico-decimétrico y pueden agruparse en bancos de escala métrica-decimétrica, que pueden poseer una gran continuidad lateral, aunque con un espesor mas reducido y con una menor expresión morfológica, que en el sector oriental. Las areniscas por su parte no son muy abundantes, suelen ser planoparalelas y poseen granoselección positiva, laminación paralela y ripple.

### 2.2.2. BIOESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO

Los materiales del Paleoceno, correspondientes a la Formación Mediona, en el Dominio meridional de los Catalánides, han sido datados como pertenecientes al Thanetiense superior (ver ANADON et al., 1979). Por su parte, los materiales correspondientes al Eoceno, constituyen el denominado Grupo de Cornudella (COLOMBO, 1980) y como tal, en la zona de Ull de Molins se ha encontrado fauna de esta unidad perteneciente a una edad comprendida entre el Thanetiense y el Luteciense (ver COLOMBO et al. 1991).

La parte inferior de los materiales conglomeráticos del Sistema de Horta-Gandesa, ha sido atribuida al Eoceno superior (ANADON et al., 1979; COLOMBO, 1980; COLOMBO, 1986). Sin embargo, dada la dificultad de obtener dataciones faunísticas de las mismos y ya que genéticamente están relacionados con los materiales oligocenos, en este trabajo hemos creído oportuno considerarlos como perteneciente al oligoceno inferior.

Dentro del área de estudio, el límite entre Oligoceno inferior (Estampiense) y el Oligoceno superior (Chattiense), probablemente se halla representado en los



materiales lutítico-arenosos, que forman el llano de Gandesa. Estos materiales son lateralmente equivalentes, de los conglomerados que forman la parte alta del Sistema de Horta-Gandesa.

La atribución de estos materiales a esta edad, se ha realizado, debido a que estos materiales son estratigráficamente equivalentes a los que en la parte central de la Cuenca del Ebro, constituyen la denominada Unidad Alfés. Según el estudio realizado por los equipos de C.G.S. y ENADIMSA, durante la elaboración de 28 hojas MAGNA en esta parte de la cuenca, entre 1989 y 1992, el límite Oligoceno inferior-Oligoceno superior, se sitúa en la base de esta unidad genético-sedimentaria.

Por otro lado a los materiales que forman la parte más alta de la serie, los cuales corresponden a las facies lutítico-arenosas, que configuran el Cerro de Gaeta, les hemos atribuido una edad correspondiente al Oligoceno superior más alto, debido a que son equivalentes de los materiales que, en la parte central de la Cuenca del Ebro, constituyen la parte inferior de la Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca (según el estudio cartográfico de C.G.S. y ENADIMSA).

Según los datos paleontológicos aportados por AGUSTI, *et al.* (1988) y por CUENCA (1991) del estudio de los yacimientos de Fraga 11 y de Ballobar 12, localizados en la hoja de Fraga (30-16) ámbos están situados en la parte media-superior de la unidad genético-sedimentaria mencionada e indican una edad correspondiente al techo del Chattiense.

Por lo que respecta a los conglomerados que configuran la serie terciaria de la Depresión de Móra, los que suprayacen a los materiales lutíticos del Eoceno, probablemente sean equivalentes a los que forman la base del Sistema de Horta-Gandesa y, por lo tanto, probablemente correspondan al Eoceno superior, aunque en este trabajo los consideramos como pertenecientes a la base del Oligoceno. Por

el contrario, a los conglomerados superiores, que en esta cuenca, se ponen en contacto con los anteriores, a través de una fuerte discordancia erosiva y angular, se les atribuye una edad correspondiente al Oligoceno superior más alto, ya que según TEIXELL (1988), a pesar de su buzamiento subhorizontal, están implicados en la tectónica alpina.

### 2.2.3. CRONOESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

El estudio sedimentológico y cartográfico de la serie terciaria, nos ha permitido analizarla desde un punto de vista secuencial. De esta forma podemos observar como en la sucesión estratigráfica, tiene lugar una disposición cíclica de los sedimentos, tanto en las facies lutítico-arenosas, como en las facies conglomeráticas. Esta disposición viene marcada sobretudo por la existencia de niveles estratigráficos depositados en periodos de reactivación de los sistemas fluvio-aluviales, dentro de estas cuencas de ante-país. En estos periodos existe un incremento de energía de los medios de sedimentación, ya sea por razones tectónicas (incremento de la subsidencia), ya sea por razones climáticas, ya sea por la suma de ambas. Estos niveles, en la serie estratigráfica, se reflejan por la irrupción de facies areniscosas, fluvio-aluviales, sobre facies lutítico-carbonáticas, de origen lacustre-palustre, o bien por la brusca superposición de niveles brechoide-conglomeráticos, con cantos de diámetro considerable, sobre tramos de menor granulometría. La base de cada uno de estos niveles, representa una superficie de discontinuidad sedimentaria (*sensu* VAIL *et al.*, 1977) y su continuidad cartográfica, a nivel cuencal, permite evaluar y jerarquizar la importancia de cada evento cíclico.

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, hemos podido subdividir la serie paleógena de la Hoja de Gandesa (31-18), en 11 unidades cíclicas (Figs. 7 y 8). La parte inferior de cada una de estas, está formada por facies relativamente más energéticas, que las que constituyen la parte superior de la unidad infraya



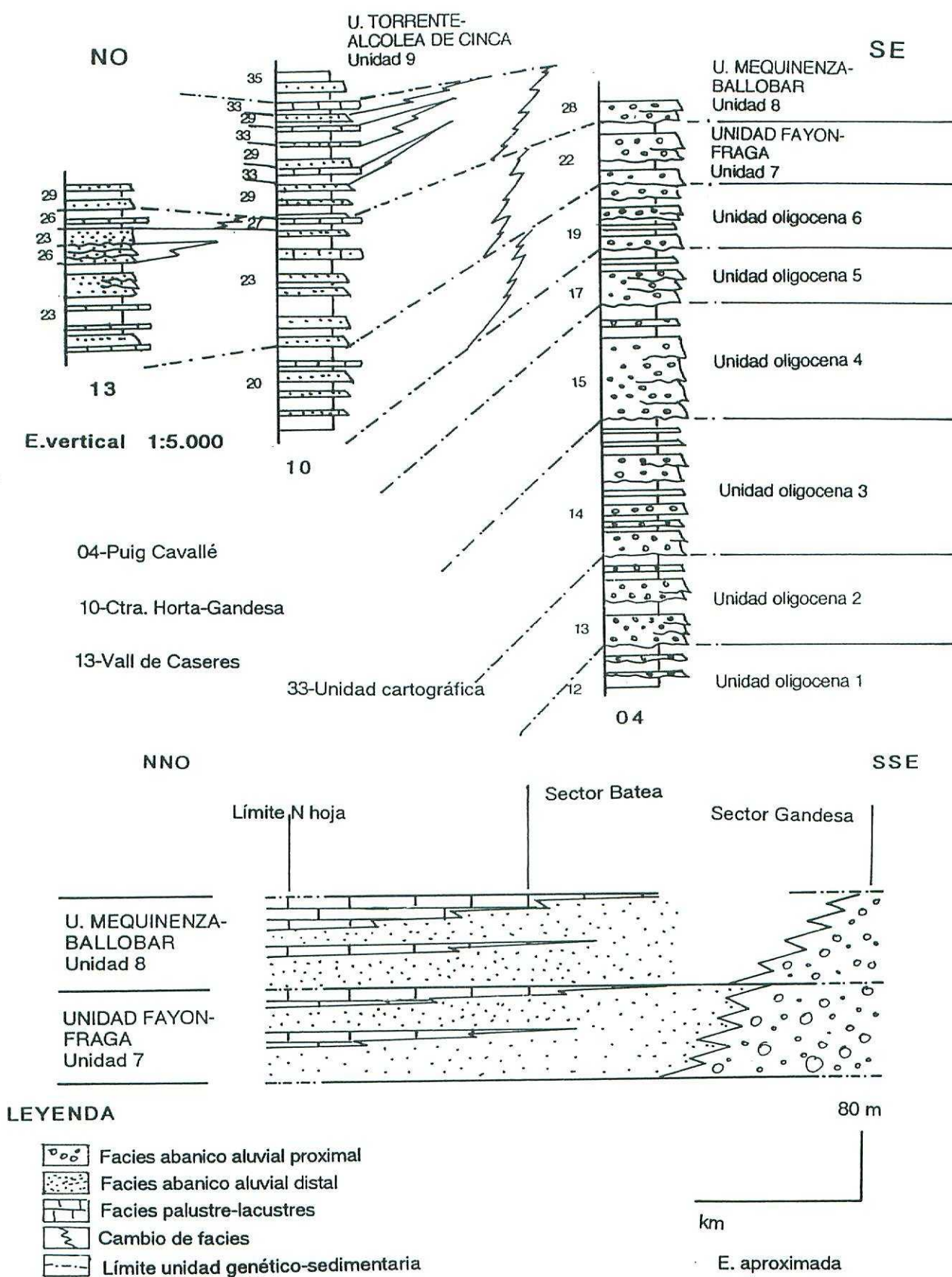


Figura 7.-Modelo secuencial de las unidades genético-sedimentarias del sector SE de la Cuenca del Ebro.



SERIE	PISO	UNIDADES GENETICO-SEDIMENT.		FORMACIONES ASIMILABLES		DESCRIPCION DE LAS LITOLOGIAS HOJA DE GANDESA			
O L I G O C E N O	CHATTIENSE	Unidad 9 U. Tor.-Alcol. de Cinca	*		Fm. Caspe-Fm. Flix	Fm. la Fatarella	35.Lutitas, areniscas y calizas 34.Conglomerados y lutitas	37**	
		Unidad 8 U. Mequi-Ballobar	Oligoceno inferior de la Depresión de Móra d'Ebre				Grupo Scala Dei	32/33.Lutitas versicolores y calizas 28/28/30/31.Conglomerados, lutitas y areniscas	36.Conglomerados y areniscas
		Unidad 7 U. Fayón-Fraga						26/27.Lutitas versicolores y calizas 22/23/24/25.Conglomerados, lutitas y areniscas	
		Unidad oligocena 6						21.Margas, calizas , yeso fibrilar y areniscas 19/20.Conglomerados, lutitas y areniscas	
	ESTAMPIENSE	Unidad oligocena 5		18.Lutitas, areniscas y yeso fibrilar 17.Conglomerados, lutitas y areniscas					
		Unidad oligocena 4		16.Lutitas y areniscas 15.Conglomerados, lutitas y areniscas					
		Unidad oligocena 3		14.Conglomerados, areniscas y lutitas					
		Unidad oligocena 2		13.Conglomerados, areniscas y lutitas					
		Unidad oligocena 1		12.Conglomerados, areniscas y lutitas					
		Secuencia Eocena		Grupo Cornudella	11.Lutitas, areniscas, yeso fibrilar y calizas				
	Secuencia Paleocena		Fm. Mediona	10.Lutitas versicolores, calizas y areniscas					

FIG. 8.-Cuadro sintético de los materiales cenozoicos de la hoja de Gandesa

\* Oligoceno superior de la Depresión de Móra d'Ebre  
 \*\*37.Conglomerados, areniscas y microconglomerados

cente. El paso de una unidad a la unidad suprayacente es neto y brusco, mientras que los cambios verticales de facies, dentro de cada unidad, se realizan de forma transicional.

Estas 11 unidades de carácter genético-sedimentario, corresponden a secuencias deposicionales (*sensu* MITCHUM *et al.*, 1977), es decir a unidades estratigráficas, relativamente concordantes, compuestas por una sucesión de estratos, genéticamente relacionados y cuyos límites, a techo y a muro, son discordancias y sus relativas conformidades. Debido a la ausencia de un modelo bien definido en cuencas continentales (VAN WAGOONER *et al.*, 1990), hemos preferido denominarlas Unidades Genético-Sedimentarias.

Las dos primeras unidades, corresponden, cada una de ellas, a los materiales paleocenos (Thanetienses) y eocenos Eoceno (Eoceno inferior-medio), que se hallan representados en la Hoja de Gandesa (31-18) y es por este motivo, que las denominaremos respectivamente, como Unidad paleocena y Unidad eocena (Figs 7 y 8). Las 9 unidades restantes, corresponden al Oligoceno.

El límite inferior de la Unidad paleocena, corresponde a una discordancia cartográfica que pone en contacto la base de esta unidad con diferentes niveles de la serie mesozoica. Su límite superior, corresponde al contacto entre las facies carbonáticas, de origen lacustre, que constituyen el techo de esta unidad, con las facies lutítico-areniscosas, de origen fluvio-aluvial, que forman la base de la Unidad eocena.

El límite superior de la Unidad eocena, corresponde al contacto entre las facies predominantemente lutíticas del techo de esta unidad, con las facies conglomeráticas oligocenas, que corresponden a la base del Complejo de Horta-Gandesa (Grupo Scala Dei, según COLOMBO, 1980, 1986).



Las 9 unidades genético-sedimentarias oligocenas, que afloran en la hoja de Gandesa, se hallan representadas por facies conglomeráticas dentro del Complejo de Horta-Gandesa, exceptuando la última de ellas, que únicamente aflora en los extremos NE y SO de la Hoja (Fig. 7).

Por lo tanto, en el Complejo de Horta-Gandesa, se han identificado un total de 8 unidades genético-sedimentarias (Fig. 7). Su caracterización se ha realizado en base a criterios de ciclicidad sedimentaria, identificando los diferentes niveles conglomeráticos, pertenecientes a cada unidad, que representan verdaderas reactivaciones del sistema aluvial y también, en base a criterios cartográficos, comprobando que los límites que separan las diversas unidades, posean una continuidad lateral, a través de todo el complejo aluvial. Además, las 8 unidades se han podido representar cartográficamente a escala 1:50.000, de tal modo que la representación de unidades de jerarquía menor, a esta escala, hubiera resultado muy difícil. De esta forma, el criterio cartográfico también ha resultado útil a la hora de establecer la jerarquía de las unidades genético-sedimentarias.

Dentro del área cartografiada, se puede observar el paso de facies conglomeráticas proximales, a facies lutítico-arenosas distales, que efectúan las unidades oligocenas 4, 5, 6, 7 y 8. Por otro lado la unidad oligocena 9, en el extremo NE de la zona, se halla únicamente representada por facies lutítico-arenosas, mientras que en el extremo SO, está formada por facies conglomeráticas, las cuales se hallan desligadas espacialmente del Complejo de Horta-Gandesa (Fig. 7).

Durante los años 1989 y 1992, los equipos de C.G.S. y ENADIMSA, elaboraron 28 Hojas MAGNA, en la parte central de la Cuenca del Ebro. Como resultado de este estudio, fueron caracterizadas 20 unidades genético-sedimentarias en esta parte de la cuenca, en materiales de edad comprendida entre el Eoceno superior y el Mioceno. La Hoja de Gandesa (31-18), enlaza con dos de las hojas realizadas durante la etapa mencionada: con la Hoja de Caspe (30-17) y con la Hoja de



Fabara (31-17). Debido a ello, podemos afirmar que 3 de estas unidades caracterizadas, la Unidad de Fayón-Fraga, la Unidad de Mequinenza-Ballobar y la Unidad de Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca, todas ellas de edad Chattiense, corresponden respectivamente a las Unidades 7, 8 y 9 de la presente Hoja. Por el contrario, no hemos podido correlacionar las demás unidades oligocenas infrayacentes, con las caracterizadas en la parte central de la Cuenca, debido a que no existe una conexión cartográfica entre ellas.

Las facies conglomeráticas de la Cuenca de Móra, atribuidas en este trabajo al Oligoceno inferior, probablemente son equivalentes temporales de las que forman la parte basal del Complejo de Horta-Gandesa. Sin embargo se han cartografiado independientemente de los conglomerados de la Cuenca del Ebro, debido a la falta de datos que permitieran una correlación fiable entre ambas cuencas. De la misma forma las facies conglomeráticas de la Cuenca de Móra, discordantes sobre las anteriores, se han considerado como equivalentes temporales de la Unidad 9 de la Cuenca del Ebro, ya que probablemente representen al Oligoceno superior más alto; no obstante, también se han cartografiado como unidades cartográficas diferentes.

En la Figura 7, se ha intentado representar y modelizar la evolución lateral y vertical de facies que efectúan las diferentes unidades genético-sedimentarias oligocenas, en la Cuenca del Ebro.

A continuación realizaremos una breve descripción de las unidades genético sedimentarias diferenciadas en la cuenca del Ebro, ya que en la Cuenca de Móra, tal y como se ha comentado en los apartados anteriores, por encima de la unidad eocena, únicamente se hallan representadas dos unidades formadas por facies conglomeráticas proximales y separadas por una fuerte discordancia angular.

#### 2.2.3.1. UNIDAD PALEOCENA

Esta unidad engloba los materiales que, en esta zona, poseen una edad correspondiente al Thanetiense y que con toda probabilidad, pertenecen a una sola unidad genético-sedimentaria.

El contacto basal de la unidad es discordante, ya que cartográficamente se apoya sobre diferentes niveles de la serie mesozoica: en el extremo SE de la Sierra de Pàndols, se apoya sobre los materiales senonienses, en la parte SO de la misma sierra, se apoya sobre las materiales cenomanienses y en el extrema NO, se pone en contacto sobre las megabrechas del Lías.

La parte inferior de la unidad está formada por facies terrígenas de origen fluvial, mientras que hacia techo, pasa progresivamente a facies carbonáticas de origen lacustre.

#### 2.2.3.2. UNIDAD EOCENA

Esta unidad está formada por los materiales que, en la Hoja de Gandesa (31-18), poseen una edad correspondiente al Eoceno inferior-medio y que, aparentemente, constituyen una única unidad genético-sedimentaria, a juzgar por su evolución vertical de facies.

Limita con la infrayacente unidad paleocena, a través del contacto neto entre las facies areniscosas, de origen fluvio-aluvial, que constituyen la base de esta unidad y las facies carbonáticas, de origen lacustre, que forman el techo de la unidad paleocena.

Se halla formada por una alternancia de facies fluviales y de facies evaporíticas, donde las primeras son más importantes en la base de la serie.

### 2.2.3.3. UNIDADES OLIGOCENAS 1, 2 Y 3

Estas unidades se describirán conjuntamente, debido a que todas ellas poseen la misma disposición areal y las mismas características sedimentológicas.

Corresponden a las tres unidades genético-sedimentarias de la base del complejo de Horta-Gandesa. La primera de ellas se pone en contacto con la unidad eocena infrayacente. Es un límite neto, que pone en contacto los conglomerados que caracterizan la unidad oligocena 1, con las facies lutítico-arenosas de la unidad eocena.

Cada una de estas tres unidades está formada por niveles conglomeráticos, entre los que se intercalan algunos niveles lutíticos y areniscosos. En cada unidad existe una tendencia a una progresiva disminución del diámetro de los cantos hacia la parte superior, acompañado de un progresivo aumento de niveles lutíticos y/o arenosos. En la base de cada unidad, se manifiesta una brusca irrupción de facies conglomeráticas de gran diámetro, en comparación con las que caracterizan el techo de la secuencia infrayacente (Fig. 7).

Estas tres unidades no efectúan cambios significativos de facies dentro del área cartografiada, ya que básicamente son conglomeráticas. Únicamente cabe señalar, que en el área de Puig Cavallé y, sobre todo la unidad 1, dominan las intercalaciones de lutitas, mientras que en la transversal de Gandesa-Pinell de Brai, predominan las intercalaciones areniscosas.

### 2.2.3.4. UNIDADES OLIGOCENAS 4 Y 5.

Estas dos unidades, dentro del área presentan unas características sedimentológicas y una evolución de facies idénticas, por lo que las describiremos conjuntamente.



En el área de Puig Cavallé, están constituidas por facies conglomeráticas proximales, mientras que tanto hacia el NO, como hacia el SO (en un sentido frontal y radial, respecto a la parte apical del sistema de Horta-Gandesa) pasan a facies lutítico-arenosas distales.

Esta evolución de facies se observa mejor en la unidad 5, ya que al ser la unidad suprayacente, posee una mejor expresión cartográfica.

El límite inferior de la unidad 4, en el área de Puig Cavallé consiste en un brusco contacto, entre los conglomerados de esta unidad y las facies conglomeráticas, con intercalaciones lutítico-arenosas, que configuran el techo de la infrayacente unidad 3. En esta misma área, el límite entre las unidades 4 y 5, posee las mismas características.

El área de Puig Cavallé, representa la zona más apical del sistema de Horta-Gandesa, por lo que las dos unidades están aquí representadas por facies conglomeráticas. Sin embargo la zona de Bot, al SO de Puig Cavallé, representa un área de franja de abanico, en donde ambas unidades pasan a facies lutítico-arenosas. En esta área, la base de las dos unidades, se halla constituida todavía por facies conglomeráticas mientras que su parte media y superior esta constituida por facies finas. Por lo tanto, el límite entre ambas unidades, en esta zona, es de fácil caracterización.

#### 2.2.3.5. UNIDAD OLIGOCENA 6.

Esta unidad genético-sedimentaria en los alrededores de Puig Cavallé, se halla constituida por facies conglomeráticas proximales. En un sentido radial respecto a esta sierra es decir, hacia el SO, hacia el NO y hacia el NE, estas facies apicales pasan rápidamente a facies lutítico-arenosas, de franja de abanico. No es el único cambio de facies que efectúa la unidad dentro de la Hoja, ya que entre

Gandesa y Corbera d'Ebre, las facies distales mencionadas, pasan a materiales margo-carbonáticos, con presencia de niveles evaporíticos, correspondientes a facies lacustre-palustres. Estos cambios de facies también se realizan en un sentido vertical, en el área de Corbera d'Ebre.

Su contacto con la unidad infrayacente, se pone de manifiesto por la irrupción de capas conglomeráticas, en las zonas proximales, o de capas areniscosas, en áreas distales, en la base de esta unidad.

#### 2.2.3.6. UNIDAD OLIGOCENA 7.(UNIDAD FAYÓN-FRAGA)

Dentro del área cartografiada, esta unidad aflora en la parte occidental del territorio, a lo largo de los escarpes del cauce del Río Algars. En la mitad oriental, aflora en una franja de dirección SO-NE, paralelamente a la Sierra de Pàndols. La parte superior de la unidad, también aflora en las inmediaciones de los Barrancos de la Vall Major, de Massaluca y de Barballs, en el N del territorio cartografiado. Por otro lado, también aflora de forma puntual en la parte superior de la Sierra de Puig Cavallé.

En el área de Puig Cavallé, se halla formada por facies conglomeráticas de núcleo de abanico aluvial. Su base se pone de manifiesto a través del contacto entre las facies conglomeráticas, con cantos de gran diámetro, que forman la base de la unidad, y las facies conglomeráticas, con intercalaciones lutítico-arenosas, que constituyen el techo de la Unidad oligocena 6. En el resto de la mitad oriental de la Hoja, donde se halla constituida por facies lutítico-arenosas de franja de abanico, su límite inferior consiste en el contacto existente entre las facies arenosas, que forman la base de la unidad y las facies lutíticas y margosas que forman el techo de la Unidad oligocena 6 (Figs. 7 y 8).



Presenta una clara evolución vertical de facies (Figs. 7 y 8), ya que su parte basal, en todo el territorio se halla constituida exclusivamente por facies lutítico-arenosas, de origen fluvio-aluvial, mientras que en su parte media y superior, se intercalan niveles carbonáticos y niveles lutíticos edafizados, de origen lacustre--palustre (Fig. 7). El paso de unas facies hacia las otras se realiza de forma transicional. De estas intercalaciones, dos son las más importantes. La primera de ellas, se realiza en la parte media de la serie y consiste en un importante nivel lutítico-carbonático que aflora en la población de Maella. La segunda, constituye el techo de la unidad y está formada por las facies carbonáticas que afloran en la población de Batea. Debido a esto, en este área meridional de la Cuenca del Ebro, esta unidad genético-sedimentaria parece estar formada por dos subunidades, hecho no tan evidente en áreas más centrales de esta Cuenca (áreas de Lleida, de Fraga y de Caspe), donde la intercalación carbonática de la parte media de la unidad, es menos importante.

Las facies carbonáticas, predominan en el sector nor-oriental de la Hoja. Hacia el SO y hacia el O, estas facies carbonáticas, pasan progresivamente a facies lutíticas edafizadas.

En el área de Puig Cavallé, donde afloran las facies proximales, la potencia de la unidad es de 60 m. Las facies distales de la unidad, afloran completamente en la mitad oriental de la zona, donde poseen una potencia de unos 110 m, que ha sido evaluada en las series de la Carretera de Bot a Coll del Moro (08), de Corbera d'Ebre (09) y de la Carretera de Gandesa-Vilalba (10). En la mitad occidental, su potencia se ha evaluado de forma parcial en las series de Groguetes (11) (70 m intermedios), de Gratallops-Balaguer (12) (85 m superiores), de la Vall de Casesres (13) (114 m superiores, representando casi la totalidad de la unidad), del Río Matarranya (15) (65 m superiores), de Batea (16) (23 m superiores), de la Vall de la Cova Cremá (17) (86 m superiores) y de la Vall de Aguilar (18) (77 m superiores).



En la parte central de la Cuenca del Ebro, esta unidad se ha reconocido y cartografiado en las hojas de Fraga (31-15) y de Lérida (32-15), donde presenta, a grandes rasgos, una asociación de facies de abanico aluvial distal en la base, y una asociación de facies lacustre-palustres hacia el techo. En este sector, los materiales aluviales, tienen una clara procedencia pirenaica.

En el área comprendida en las hojas de Mequinenza (31-16) y de Fabara (31-17), es fundamentalmente carbonática (Fig. 5), aunque su base, también está constituida por materiales terrígenos, los cuales probablemente procedan de los Catalánides. En la Hoja de Caspe (30-17), también se han reconocido sedimentos predominantemente aluviales en la base y palustres en el techo. En esta zona, las facies aluviales probablemente proceden de la Cordillera Ibérica

Como parece indicar el estudio petrográfico de muestras, pueden existir dos áreas fuentes diferentes, para los materiales aluviales de la Hoja. Mientras que los materiales presentes en la mitad oriental de la Hoja, sobretodo los que forman el Complejo de Horta-Gandesa, están constituidos por fragmentos de roca predominantemente calcáreos, los que constituyen el resto de la hoja presentan abundantes fragmentos de roca feldespáticos. Este hecho, junto al estudio de evolución lateral de las facies, parece indicar que los materiales de la parte oriental, posiblemente procedan de Los Catalánides (Complejo de Horta-Gandesa, *sensu* CABRERA *et al.*, 1985) y, los de la mitad occidental, procedan de la Cordillera Ibérica (Sistema de Guadalope-Matarranya, *sensu* CABRERA *et al.*, 1985).

#### 2.2.3.7. UNIDAD OLIGOCENA 8 (UNIDAD MEQUINENZA-BALLOBAR)

En la hoja de Gandesa esta unidad es la que posee una mayor superficie de afloramiento ya que se halla presente en toda la Hoja a excepción del cuadrante SE, en el que apenas posee representación.

El contacto con la unidad inferior (Unidad de Fayón-Fraga), se realiza a través de un cambio brusco existente entre las facies fluvio-lacustres, que caracterizan la parte superior de la Unidad de Fayón-Fraga y las facies aluviales, dominadas por paleocanales de ríos meandriformes, que constituyen la parte basal de la Unidad de Mequinenza-Ballobar (ver Figs. 7 y 8). Este contacto, que en las partes proximales se refleja por una entrada brusca de sedimentos conglomeráticos, es el reflejo de la existencia de una reactivación a nivel cuencal de los sistemas aluviales que proporcionaron el sedimento y, por lo tanto, indican el inicio de la sedimentación de una nueva unidad genético-sedimentaria.

En la mayor parte del territorio comprendido en la Hoja de Gandesa, esta unidad está constituida predominantemente por sedimentos de origen aluvial. Entre estos sedimentos, y mayoritariamente hacia el NE y hacia el techo de la unidad, se intercalan niveles de calizas limosas de origen lacustre-palustre (Fig. 7). En la mitad occidental de la Hoja y en la parte media de la unidad se desarrolla un tramo lutítico-carbonático, con abundantes edafizaciones, de origen palustre. Por otra parte los niveles de conglomerados que en el sector SE, coronan el Cerro de Puig Cavallé se han asociado a esta unidad.

En el área de estudio, esta unidad muestra una evolución de proximal a distal desde el SE hacia el N y NE. El hecho de que las facies carbonatadas estén mejor desarrolladas en el sector norte y nor-oriental, responde a la presencia de un depocentro lacustre, situado al N del área cartografiada y que corresponde al Sistema Lacustre de Los Monegros (CABRERA, 1983; ANADON *et al.*, 1989) localizado mayoritariamente en las hojas de Fabara (31-17) y Mequinenza (31-16).

Esta unidad ha sido caracterizada en la hoja de Fraga (31-15) y se ha podido seguir cartográficamente a través de las hojas de Lérida (32-15), de Mequinenza



(31-16), de Fabara (31-17), de Bujaraloz (30-16), de Caspe (30-17) y de Gelsa (29-16)

En el área de Fraga y de Lleida, se trata de una unidad constituida por sedimentos siliciclásticos, procedentes del Pirineo, que hacia techo evolucionan a sedimentos de origen lacustre-palustre. En el sector de Mequinenza y de Fabara, está formada principalmente por una alternancia de areniscas fluvio-lacustres y de calizas de origen lacustre-palustre. Finalmente en los sectores de Caspe, de Bujaraloz y de Gelsa, viene nuevamente representada por sedimentos terrígenos de carácter aluvial, procedentes de la Cordillera Ibérica, en los que se intercalan materiales carbonáticos de origen lacustre-palustre; estas intercalaciones son más frecuentes hacia el techo de la unidad.

La potencia de la unidad, dentro de la zona, únicamente se ha evaluado totalmente en el sector oriental, concretamente en la serie de Gandesa-Vilalba (10), donde es de unos 110 m. En el sector occidental, su potencia total es de difícil evaluación, debido a que la unidad aflora en un área muy extensa, sin embargo teniendo en cuenta los espesores parciales evaluados, puede ser del orden de los 150 m.

#### 2.2.3.8. UNIDAD OLIGOCENA 9 (UNIDAD TORRENTE DE CINCA-ALCOLEA DE CINCA)

Esta unidad genético-sedimentaria aflora únicamente en dos extremos del territorio comprendido en la hoja, en el sector de la Fatarella en el cuadrante nor-oriental, y en las inmediaciones del poblado Ibérico de Calaceite en el cuadrante sur-occidental.

En el sector sur-occidental afloran únicamente los metros basales de la unidad, la cual está constituida por materiales conglomeráticos de carácter aluvial.



En el sector de la Fatarella se trata de una alternancia de sedimentos terrígenos, de origen aluvial distal y sedimentos carbonáticos, de origen lacustre-palustre.

La potencia total de la unidad no se ha podido evaluar en el ámbito de la hoja puesto que no aflora en su totalidad, sin embargo en la serie de Gandesa-Vilalba (10), se ha medido una potencia parcial de 30 m.

El contacto de esta unidad genético-sedimentaria con la inferior (Unidad Mequinenza-Ballobar) se realiza a través del brusco contacto existente entre las facies aluviales, distales o proximales según el sector, que caracterizan la base de esta unidad, y las facies palustre-lacustres que caracterizan el techo de la unidad infra-yacente (Figs 7 y 8). Este cambio brusco de facies posee una importancia regional que indica una reactivación de los sistemas aluviales procedentes del S y por lo tanto, indican el inicio de la sedimentación de una nueva unidad genético-sedimentaria.

Dentro del territorio cartografiado, no se aprecia una evolución espacial continua de la unidad, debido a que sus áreas de afloramiento no poseen una conexión física. Sin embargo los afloramientos del NE poseen un carácter marcadamente más distal que los del SW. Hacia el O-NO de este sector, es decir hacia la zona comprendida en la hoja de Caspe (30-17) los sedimentos correspondientes a esta unidad son de origen aluvial, mientras que aún más hacia el NO, en la hoja de Gelsa (29-16), estos materiales evolucionan a facies de origen lacustre-palustre y, posteriormente, a facies de margen de lago salino. Por el contrario hacia el N de la zona estudiada, en el territorio comprendido en las hojas de Fabara (30-18), de Bujaraloz (30-16) y de Mequinenza (31-16), observamos que los materiales predominantemente terrígenos del S y del sector de Caspe, pierden entidad, a favor de sedimentos de origen lacustre-palustre.

El área fuente de los materiales que componen esta unidad en la Hoja, es la Cordillera Costero Catalana y, muy probablemente, también la Cordillera Ibérica. En las áreas septentrionales de la cuenca del Ebro los sedimentos terrígenos que constituyen esta unidad poseen una procedencia pirenaica.

### **3.- BIBLIOGRAFIA**

---



### 3.- BIBLIOGRAFIA

**AGUSTI, J.; CABRERA, L.; ANADON, P.; ARBIOL, S. (1988).** - A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain). A potential mammal stage strazTOTYPE. *NewsL. Stratigr.* 18 (2) pp. 81-97, 5 fig. Berlin-Stuttgart.

**ANADON, P. (1978).**- El Paleógeno continental anterior a la transgresión biarritiense (Eoceno medio) entre los Ríos Gaià y Ripoll (Provs. de Tarragona y Barcelona). *Est. Geol.* Vol. 34. pp. 341-440.

**ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P.; SOLE SUGRAÑES, L. (1979).** - Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica.* 14: 242-270.

**ANADON, P.; CABRERA, LL.; COLLDEFORNIS, B.; COLOMBO, F.; CUEVAS, J.L; MARZO, M. (1985).**- Alluvial Fan evolution in the Ebro basin: Response to tectonics and lacustrine base level changes. M. MARZO y C. PUIGDEFABREGAS Eds. *4th International Conference on Fluvial Sedimentology.* Excursion Guidebook nº 9. Publicacions del Servei Geològic de Catalunya.

**ANADON, P.; CABRERA, L.L.; COLLDEFORNIS, B.; 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.

- CABRERA, L. (1983).** - Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligo-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. **Tesis doctoral**, Univ. de Barcelona. 443 pp.
- CABRERA, L.; COLOMBO, F.; ROBLES, S. (1985).**- Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the S.E. Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. **6th European Regional Meeting Excursion guidebook**, Lleida, 1985. M. D. MILA y J. ROSELL Eds. Excursion No 10. pp.393-492.
- CABRERA, L.; COLOMBO, F. (1986).** - Las secuencias de abanicos aluviales 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.
- CADILLAC, H (1979).**- Teledetection et géologie, essai d'utilisation des images Landsat dans les Pyrénées, le bassin de l' Ebre et la Catalone, tomo III. **Tesis doctoral**. Universidad Toulouse, 172 pp.
- CADILLAC, H.; CANEROT, J.; FAURE, PH. (1981).** - Le Juyrassique inférieur aux confins des Iberides et de Catalanides (Espagne). **Est. Geol.**, vol. 37, nums. 3-4. pp. 187-198.
- COLOMBO, F. (1980).** - Estratigrafía y Sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. **Tesis doctoral**. Univ. de Barcelona. 608 pp.
- COLOMBO, F. (1986).** - Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno continental del Borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). **Cuadernos de Geología Ibérica**. Vol. 10 pp. 55-115. Madrid.

- COLOMBO, F. (1991).**- Perforaciones biogénicas en los oncolitos paleocenos del Pinell del Brai (Tarragona): significado sedimentológico. **I Congreso del Grupo Español del Terciario**, Vic, 1991. Libro de Comunicaciones, pp. 78-81.
- COLOMBO, F.; ROBLES, S. (1983).** - Evolución de los sistemas sedimentarios del borde SE de la Depresión del Ebro entre Gandesa y Horta de Sant Joan (Prov. de Tarragona), in A. OBRADOR ed. **Libro de Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología**, Menorca 83. 1.76-1.79.
- COLOMBO, F.; MOYA,S.; AGUSTI, J.; CHECA, LL. (1991).**- Implicaciones estratigráficas de los yacimientos de vertebrados en el Paleógeno (Grupo Cornudella) de la zona de Ulldemolins (Tarragona). Resultados preliminares. **I Congreso del Grupo Español de Terciario**. Vic, 1991. Libro de Comunicaciones. pp. 82-83.
- CUENCA, G. (1991).** - Nuevos datos bioestratigráficos del sector oriental de la Cuenca del Ebro. **I Congreso del Grupo Español del Terciario, CONGET '91**. Vic, pp. 97-100.
- FISHER W.L., McGOWEN J. H., 1967** - "Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas": Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies. v. 17, pp. 105-125.
- GARCIA BOADA, J. (1974).** - El Terciario de la Depresión de Móra y su relación con el Borde oriental de la Depresión del Ebro (Prov. de Tarragona). **Sem de Estratigrafía**, 9; 11-20.



**GOMEZ, J.J.; GOY, A. (1979).**- Las unidades estratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, vol. 35, pp. 569-598.

**GOY, A.; GOMEZ, J.J.; YEBENES, A. (1976).**- El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte): I. Unidades litoestratigráficas. *Est. Geol.* vol. 32. pp. 391-423.

**LOPEZ OLMEDO, F.; GARCIA DE DOMINGO, A. (1985).**- Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja de Horta de San Juan. IGME, Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria y Energía.

**MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON, S. (1977).**- Seismic Stratigraphy and global changes of sea level . Part III: Relative change of sea level from coastal onlap. In: *Seismic Stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G. Bull. Memoir 26. pp. 63-81.

**ORCHE, E.; ROBLES, S.; ROSELL, J. (1981).**- Mapa Geológico de España. E 1:50.000. Hoja de Mora de Ebro nº 471 (32-18). IGME, Servicio de Publicaciones.

**PUIGDEFABREGAS C., MUÑOZ J. A., MARZO M., 1986:** "Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin". *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.* t. 8, pp. 229-246.

**QUIRANTES J., 1969** - Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. Publ. Instituto Fernando el Católico (CSIC) de la diputación provincial de Zaragoza, 200 pp.

- ROBLES, S. (1974).**- Estudio geológico del Mesozoico del Bloque dl Cardó y sectores adyacentes. Tesis doctoral, **Universitat Autònoma de Barcelona**, Bellaterra, 436 pp.
- ROBLES, S. (1975).** - Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios dl bloque del Cardó y sectores adyacentes (Prov. de Tarragona). **Acta Geol. Hisp.** t. X p. 59-66.
- ROBLES, S. (1982).**- Estudio comparativo del Sistema aluvial del borde suroccidental de Los Catalánides en la transversal de Prat de Comte (Tarragona) y los abanicos aluviales de la Pobla de Segur (Prepirineo de Lérida); **Acta Geol. Hisp.**, 17 (4): 255-269.
- ROBLES, S.; INIESTA, J. (1977).**- Pliegues superpuestos en el Mesozoico de la Sierra de la Vall de la Torre (Tarragona) y su relación con desgarrres regionales del zócalo, transversales a la orientación catalánide. **Acta Geol. Hisp.**, t. XII, p. 18-22.
- ROSELL, J.; WIETZCOREK, J. (1989).** - Main features of megaturbidites in the Eocene of southern Pyrenees. **Annales Societatis Geologorum Poloniae**. Vol. 59, pp. 3-16.
- SCOTT R. W., KIDSON E. J., 1977** - " Lower Cretaceous depositional systems, West Texas". In Bebout, D.G. & Loucks, R. G. Cretaceous carbonates of Texas and Mexico. Applications to subsurface exploration. Bur. of Econ. Geol. Reprot of investigations. nº 89, Austin, Texas.
- SLOSS L L., 1964** - "Tectonic cycles of north american craton". Kansas Geological Survey Bulletin". pp. 450-460, 4 fig., 1 tabl.

**TEIXELL, A. (1988)** - Desarrollo de un anticlinorio por transpresión, aislando una cuenca sedimentaria marginal (Borde Oriental de la Cuenca del Ebro, Tarragona). **Rev. Soc. Geol. España**, 1, (1-2). 229-238.

**ULIANA M. A., LEGARRETA L., 1988** - Introducción a la Estratigrafía a secuencial. Analisis de discontinuidades estratigráficas. Informe de la Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo. Noviembre de 1988.

**VAIL P. R., MITCHUM R. M., THOMPSON III 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 to hydrocarbon exploration": AAPG Memoir 26. pp. 63-97.

**VAN WAGONER J.C., 1985** - " Reservoir facies distribution as controlled by sea level change, abstract": Society of Economic paleontologists and mineralogists mid-year Meeting. Golden, Colorado, August 11-14, p. 91-92.

**VAN WAGOONER J.C.; MITCHUM R.M.; CHAMPION, K.M.; RAHMANNIAN V.D. (1990).**- Siliciclastic sequence Stratigraphy in well logs, cores and outcrops. **A.A.P.G. Methods in exploration Series**, nº 7, 55 pp.

**VIA, L.; VILLALTA, J.F. (1971).**- Restos de Crustaceos decápodos en el Triásico de Montral. **Centr. Real Soc. Esp. Hist. Nat.** tomo 1, pp. 495-514. Madrid.

**VIRGILI, C. (1958).** - El Triásico de Los Catalánides. **Bol. Inst. Geol. y Min. España**. t. LXIX, p. VII-XIII y 1-856, Madrid.



WHEELER H. E., 1964 - "Base-level transit cycles. Kansas Geological Survey Bulletin". 169.