

INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA GEOLOGICA DE
GUISONA (34-14)
JULIO/90

COMPañIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

INDEX

INDICE

Págs.

1.-	INTRODUCCION	1
1.1.	SITUACION GEOGRAFICA	2
1.2.	SITUACION GEOLOGICA	2
1.3.	METODOLOGIA DE TRABAJO	3
1.4.	NOMENCLATURA	3
2.-	ESTRATIGRAFIA	5
2.1.	LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES	7
2.1.1.	Ambiente deposicional de abanico aluvial	10
2.1.1.1.	Facies de relleno de paleocanales	12
2.1.1.2.	Facies de llanura de inundación	13
2.1.2.	Ambiente deposicional lacustre-palustre	14
2.1.2.1.	Asociación de facies lacustres terrígenas	16
2.1.2.1.1.	Facies deltaico-lacustres	16
2.1.2.1.2.	Facies turbidíticas lacustres	16
2.1.2.2.	Asociacion de facies lacustre-palustres carbonatadas	17
2.1.3.	Ambiente deposicional de margen de lago salino	19
2.2.	BIOESTRATIGRAFIA	19
2.3.	CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL.	21
3.-	BIBLIOGRAFIA	31

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La zona estudiada, comprende el territorio ubicado en la hoja topográfica de Guisona (34-14). El área se halla dentro de las Comarcas de La Segarra y de L'Anoia, las cuales se sitúan en las Provincias de Lleida y de Barcelona, dentro de la parte catalana de la Depresión del Ebro.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

Geológicamente, los materiales estudiados corresponden a los sedimentos que colmataron la Cuenca del Ebro, durante el Eoceno superior y el Oligoceno inferior. Esta cuenca, 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. Llorenç del Munt) y en Los Pirineos (fan deltas del Puigscaln). 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 halla situado, principalmente, en la parte Aragonesa de la Depresión.

La zona de estudio, se halla en la parte catalana de la Depresión del Ebro y, los materiales que configuran el territorio, poseen una edad comprendida entre el Priaboniense y el Estampiense.

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 Guisona (34-14). También se han levantado un total de 4 columnas sedimentológicas de detalle y se han recogido numerosas muestras, con las que se ha realizado tanto el estudio petrográfico como el estudio micropaleontológico. También se ha realizado un estudio de micromamíferos, con el fin de poder datar a los materiales que configuran el territorio.

1.4. NOMENCLATURA

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

- **UNIDAD GENETICO-SEDIMENTARIA:** Utilizamos dicho término para definir a un conjunto de materiales genéticamente relacionados, y limitados por discordancias, o por sus respectivas paraconformidades (s.s. MITCHUM et al., 1977). Esta definición, corresponde a la de secuencia deposicional (s.s. 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

WAGOONER et al., 1990), preferimos utilizar el término de unidad genético-sedimentaria.

- **SISTEMA DEPOSICIONAL:** Con este término se entiende a una asociación tridimensional de litofacies, formada por un conjunto de ambientes relacionados fisiográficamente (s.s. 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

Como se ha dicho anteriormente, los sedimentos que comprenden el territorio estudiado poseen una edad comprendida entre el Priaboniense y el Estampiense.

Dentro de la zona, existen cuatro dominios de litofacies diferentes. Su disposición geográfica viene condicionada tanto por la presencia de estructuras tectónicas dentro de la zona, como por la disposición paleogeográfica de los materiales. De esta forma, en el sector nor-oriental, la presencia del Anticlinal de Ponts-Calaf, cuyo eje presenta una dirección SE-NO, condiciona que en el núcleo del mismo afloren materiales evaporíticos, los cuales representan el registro sedimentario más antiguo del territorio y configuran el primer dominio litológico. La ubicación espacial del segundo dominio, también viene condicionada por la presencia de este anticlinal, ya que está representado por materiales terrígenos y, en menor grado carbonáticos, de origen lacustre, los cuales afloran en los dos flancos de este anticlinal por encima de las facies evaporíticas que configuran el primer dominio. El tercer y cuarto dominios litológicos, se hallan representados en los materiales que suprayacen a los descritos. El tercero, consiste en facies terrígenas aluviales que, dentro de la zona cartografiada, se ubican tanto en el extremo NE (en el flanco N del Anticlinal de Ponts-Calaf), como en el sector NO (en el flanco S del Anticlinal de Ponts Calaf). También se halla puntualmente representado en el extremo centro-oriental de la Hoja, en una zona que linda con la vecina Hoja de Calaf (35-14). El cuarto y último dominio litológico, geográficamente se sitúa en el sector central y meridional de la Hoja, en el flanco S del Anticlinal de Ponts-Calaf. Está formado por una alternancia de niveles terrígenos y de niveles carbonatados que, a grandes rasgos, son de origen fluvio-lacustre.

Los materiales que constituyen cada uno de los dominios descritos, forman parte de cinco unidades litoestratigráficas definidas por RIBA (1967): los del primer dominio, corresponden a la Formación Barbastro, los del segundo, al Complejo

Lacustre de Sanaüja, los del tercero, a las Formaciones Molasa de Artés y Molasa de Solsona y los del cuarto, a la Formación Calizas de Tàrraga.

La mayoría de los depósitos de origen aluvial, que constituyen el tercer dominio litológico, dentro del área son de procedencia pirenaica (configurarían la Formación Molasa de Solsona). Probablemente los que se ubican en el extremo centro-oriental, tengan una influencia de aportes de procedencia de la Cordillera Costero-Catalana (que configurarían la formación Molasa de Artés) (Fig. 1).

2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES

Los materiales descritos, de forma general, en el apartado anterior y, atendiendo a las facies que los configuran, se pueden agrupar en tres ambientes deposicionales distintos (Fig 2):

- A) **Ambiente deposicional de abanico aluvial:** Está formado por los materiales del tercer dominio litológico descrito en el apartado anterior. Dentro de la Hoja se sitúa en el extremo NE, en el flanco N del Anticlinal de Ponts-Calaf, en todo el sector NO, en el flanco S del mismo anticlinal y, de forma puntual, en el extremo centro-oriental de la Hoja. Cabe señalar que las facies terrígenas que se indentan entre las carbonáticas, dentro del cuarto dominio litológico descrito, también corresponden a este ambiente deposicional.
- B) **Ambiente deposicional lacustre-palustre:** Está formado tanto por las facies terrígenas que constituyen el segundo dominio de litofacies descrito, como por las facies carbonáticas que constituyen el cuarto dominio litológico. Las primeras afloran en el cuadrante NE de la zona, en ambos flancos del Anticlinal de Ponts-Calaf. Las segundas, afloran en el sector central y meridional de la Hoja. Entre estas últimas, se intercalan materiales terrígenos depositados en un ambiente aluvial distal.

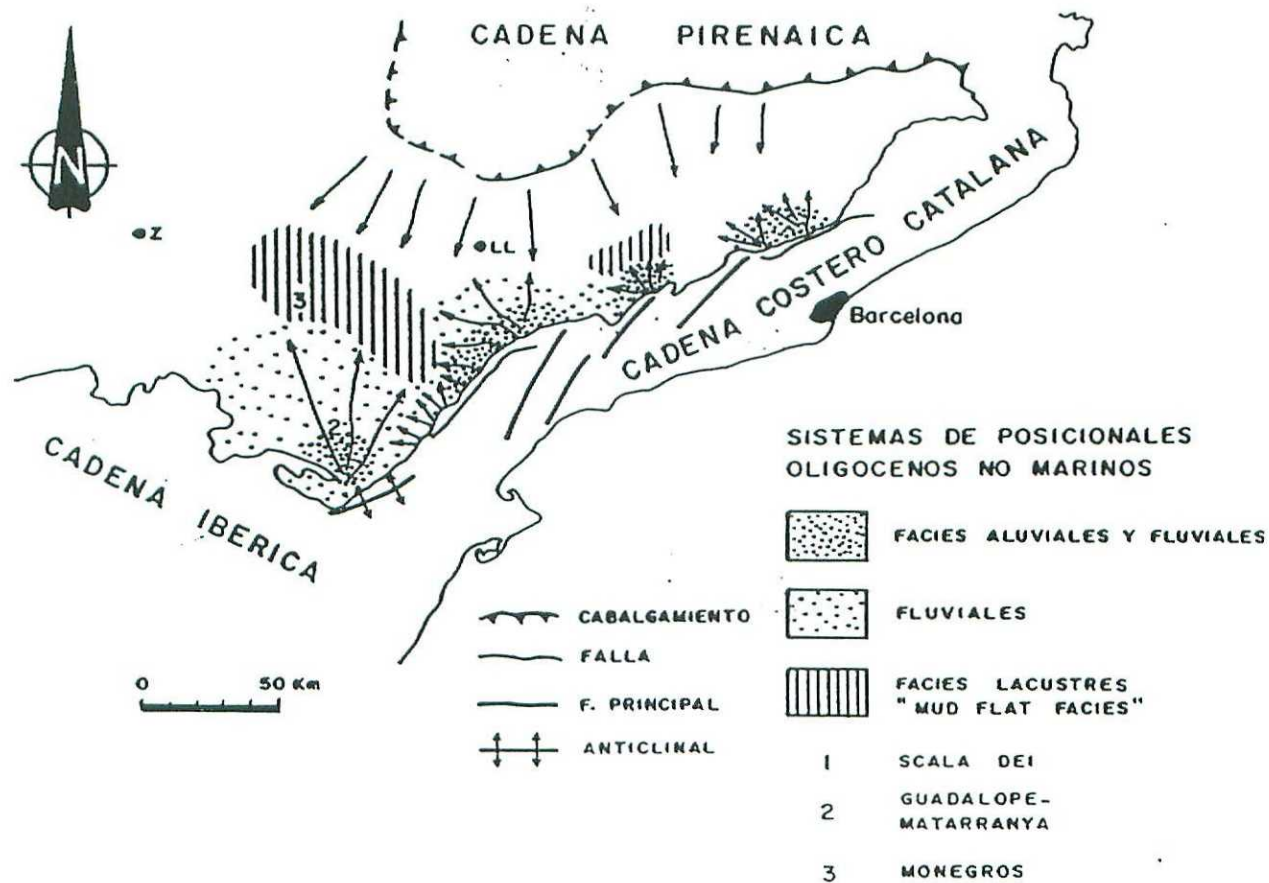
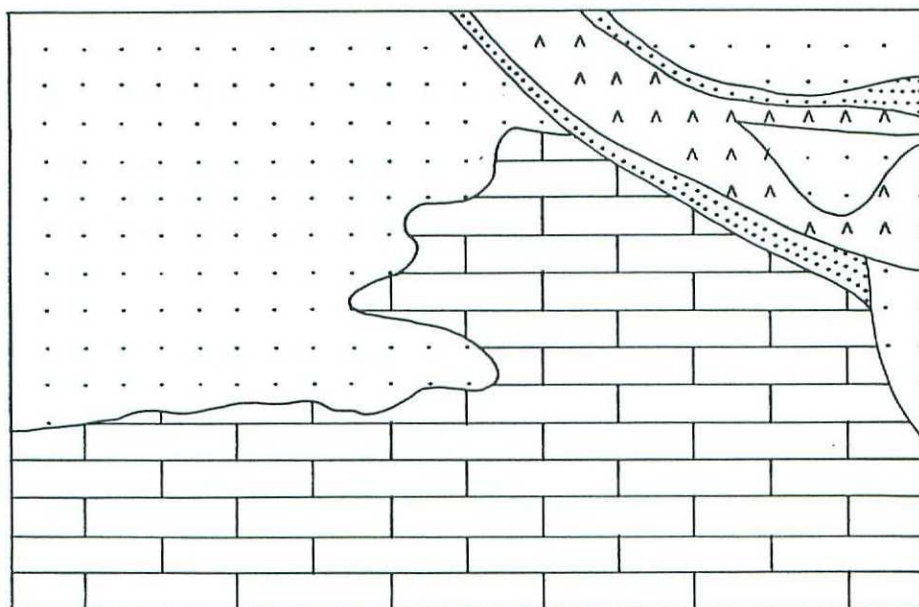


FIG. 1.- Sistemas deposicionales continentales del oligoceno de la Cuenca del Ebro (CABRERA, COLOMBO & ROBLES, 1985)

GUISONA (34-14)



AMBIENTE DEPOSICIONAL DE MARGEN DE LAGO SALINO



FACIES LACUSTRE-PALUSTRES



FACIES LACUSTRES TERRIGENAS



AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL

AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE-PALUSTRE

FIGURA 2.- DISTRIBUCION GENERAL DE FACIES DENTRO DE LA HOJA

- C) **Ambiente deposicional de margen de lago salino:** Está representado por los materiales margo-yesíferos que forman el primer dominio litológico descrito. Afloran en el núcleo del Anticlinal de Ponts-Calaf, en la parte nor-oriental de la Hoja.

2.1.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL

Está representado tanto en el flanco N (sector NE) como en el flanco S (sector NO) del Anticlinal de Ponts-Calaf. En estos sectores consiste en una potente serie de materiales terrígenos, de origen aluvial. Su potencia es de unos 600 m y ha sido evaluada, de forma parcial, en las series de Torà (01) (475 m), de Massoteres (02) (520 m) y de Florejacs (04) (50 m). Como se ha dicho anteriormente, los materiales terrígenos, que se indentan entre las facies carbonáticas que constituyen el ambiente deposicional lacustre-palustre, en los sectores central y meridional, también representan este ambiente deposicional. Estos han sido medidos, de forma parcial, en la serie de Portell (03), donde presentan unos 150 m de potencia.

En la parte septentrional de la Hoja, la serie sintética consiste en una alternancia de tramos lutítico-arenosos y de tramos fundamentalmente lutíticos, con intercalaciones de limos carbonatados y de areniscas básicamente tabulares. Los tramos lutítico-areniscosos, están formados por arcillas ocre-rojizas, entre las que se intercalan bancos de arenisca canaliformes. Los bancos de arenisca canaliformes, corresponden al relleno de paleocanales de ríos anastomosados en el flanco N del Anticlinal de Ponts-Calaf y de ríos meandriiformes en el flanco S. Las areniscas tabulares, los limos carbonatados y las lutitas, que constituyen los tramos fundamentalmente lutíticos, corresponden a facies de desbordamiento y a facies palustres. En la sucesión estratigráfica, el paso de las facies fundamentalmente canalizadas a las facies fundamentalmente lutíticas se realiza de forma transicional, mientras que el paso de las facies lutíticas a las facies terrígeno-aluviales, suprayacentes, es brusco. Esto da lugar a una sucesión de carácter cíclico, la cual se

repite diversas veces en la vertical. Cada uno de estos ciclos, en la base, está formado por un predominio de facies terrígenas arenosas y, en la parte superior, por un predominio de facies lutíticas. En la parte septentrional de la zona estudiada, se pueden distinguir un total de tres ciclos sedimentarios que corresponden a unidades genético-sedimentarias, que presentan las características mencionadas y que, los materiales que las forman, se superponen estratigráficamente a los materiales evaporíticos y lacustres que configuran el primer y segundo dominio litológico.

Hacia el SE y S del área cartografiada, entre estas facies aluviales, se intercalan niveles carbonatados que configuran el ambiente lacustre palustre. En este área, también se ha podido corroborar una disposición cíclica de estos materiales, en la sucesión estratigráfica. La base de los ciclos, está formada por facies aluviales que se correlacionan con los tramos fundamentalmente canalizados, que constituyen la base de las unidades genético-sedimentarias de la zona septentrional. La parte media y superior de los mismos, está formada por una alternancia de materiales terrígeno-aluviales y de materiales lacustre-palustres carbonatados, que se correlacionan con los tramos fundamentalmente lutíticos que, en el sector septentrional, forman la parte superior de las unidades genético-sedimentarias.

De esta forma, dentro de los materiales que forman el tercer dominio litológico (Formaciones Molasa de Artés y Molasa de Solsona, *sensu* RIBA, 1967) y el cuarto dominio litológico (Formación Calizas de Tàrrega, *sensu* RIBA, 1967), se han distinguido tres unidades genético-sedimentarias. En las áreas relativamente proximales (parte septentrional de la zona), en donde domina el ambiente aluvial, en la base se hallan formadas por un predominio de facies canalizadas y, en la parte superior, por una alternancia de facies canalizadas y de facies lutítico-carbonáticas. Estas últimas llegan a constituir el techo de cada una de las unidades. En áreas más distales (SE y S, de la zona), en donde domina el ambiente lacustre-palustre, la base está formada por facies aluviales distales y la parte media y superior por una alternancia de facies aluviales y de niveles carbonáticos de

origen lacustre-palustre, el último de los cuales constituye el techo de cada unidad genético-sedimentaria.

Los materiales que configuran el ambiente deposicional de abanico aluvial, dentro de la zona estudiada, presentan dos tipos de facies: a) facies de relleno de paleocanales y b) facies de llanura de inundación.

2.1.1.1. FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES

Este tipo de facies, presenta ciertas diferencias en ambos flancos del Anticlinal de Ponts-Calaf. En el flanco N de este anticlinal, según los datos de la serie de Torà (01), consisten en cuerpos areniscosos amalgamados, cuyo espesor oscila entre 0.5 m y 8 m.

Existen dos tipos de paleocanales:

- a) El primer tipo presenta una granulometría de arena de grano grueso y medio. Los bancos poseen la base erosiva y numerosas superficies de reactivación. Internamente bien son masivos, bien presentan estratificación cruzada en surco y/o planar. Dentro de los cuerpos amalgamados, los tramos lutíticos son muy escasos y los que separan a los distintos bancos, presentan una potencia muy reducida. Dadas estas características, se interpretan como el depósito de paleocanales de ríos anastomosados (Fig. 3a).
- b) El segundo tipo, internamente suele presentar superficies de reactivación, a menudo marcadas por cantos blandos. Estas superficies individualizan a cuerpos areniscosos que a su vez presentan superficies de acreción lateral. Entre las superficies de acreción lateral, se desarrollan *cosets* de láminas, dentro de los cuales existe una gradación vertical y lateral (siguiendo las superficies de acreción) de estructuras sedimentarias. Esta gradación, solamente se observa en algunos ejemplos, donde las estructuras sedimentarias se

han preservado y, de base a techo, consiste en: estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada planar y, finalmente, **ripples** de corriente. Según estas características, estos bancos de arenisca, corresponden a **point bars** de ríos meandriformes (ver ALLEN 1965 y 1968). Las superficies de reactivación, individualizan a diferentes **scroll bars** (Fig 3b).

En el flanco N, los materiales que constituyen el ambiente deposicional de abanico aluvial presentan facies de transición entre facies intermedias de abanico, representadas por los depósitos de ríos anastomosados y facies distales de abanico, representadas por los depósitos de barras de meandro.

Tanto los depósitos aluviales que se desarrollan en el sector NO de la zona, como los que se intercalan entre las facies carbonáticas del sector meridional, ambos en el flanco S del Anticlinal de Ponts-Calaf, presentan cuerpos arenosos cuya potencia oscila entre 0.5 m y 2 m. La mayoría de estos corresponde a depósitos de barras de meandro, ya que internamente poseen las mismas características que los del segundo tipo del flanco N. Los niveles lutíticos que separan los distintos niveles arenosos, son de gran potencia. Corresponden a facies distales de abanico.

2.1.1.2. FACIES DE LLANURA DE INUNDACION

Estos depósitos se intercalan entre las facies de relleno de paleocanal, descritas en el apartado anterior.

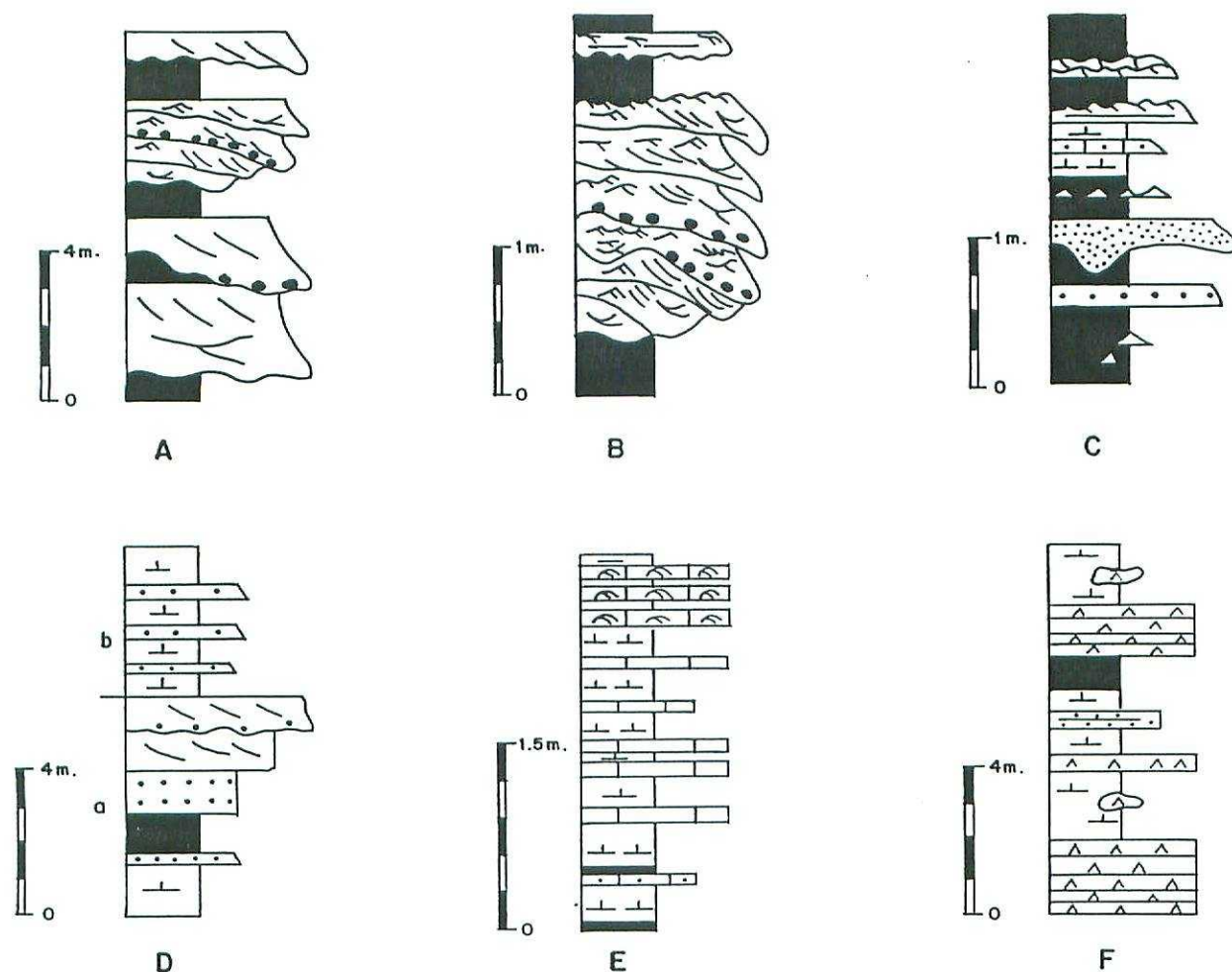
Consisten en pelitas de coloración ocre y rojiza, con evidentes señales de edafización, tales como: moteados de reducción, moldes verticales de raíces y procesos de rubefacción. Entre las pelitas se intercalan capas planoparalelas de arenisca, normalmente de grano fino. Estas, internamente, o bien son masivas, o bien presentan laminación paralela y **ripples** de corriente. A menudo, se hallan bioturbadas. También se intercalan capas de grano fino y muy fino con **climbing rip-**

ples, capas de espesor centimétrico con estratificación **wavy** y **linsen**, limos carbonatados y tramos margosos.

Las capas de arenisca y también las pelitas, fueron depositadas por flujos gravitativos y son el producto del desbordamiento, durante etapas de avenidas, de los paleocanales descritos (Fig 3c). Localmente, existen intercalaciones de biomicritas, de espesor centimétrico y de escasa continuidad lateral. Estos depósitos se interpretan como el producto de encharcamientos locales, que se desarrollaban en la llanura de inundación. En otras ocasiones, las capas calcáreas intercaladas, entre estas facies, poseen una gran continuidad lateral y una considerable entidad cartográfica. En este caso, se interpretan como depósitos lacustre-palustres sedimentados como consecuencia de un ascenso relativo del nivel de base, en todo el área que quedaría inundada, por los efectos del mismo..

2.1.2. AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE-PALUSTRE

En la zona cartografiada, este ambiente está representado por los materiales terrígenos que constituyen el segundo dominio de litofacies, ubicado en el cuadrante NE de la Hoja, en los dos flancos del Anticlinal de Ponts-Calaf. También se halla representado por los materiales margo-carbonáticos que, en el sector SE y S de la zona cartografiada, constituyen la parte media y superior de las tres unidades genético-sedimentarias diferenciadas en este sector y mencionadas en el apartado 2.1.1. Los primeros, presentan una asociación de facies lacustres terrígenas y los segundos, una asociación de facies lacustre-palustres carbonatadas.



- A** - FACIES DE TRANSICION ENTRE PALEOCANALES DE RIOS ANASTOMOSADOS Y MEANDRIFORMES
B - FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES DE RIOS MEANDRIFORMES
C - FACIES DE LLANURA DE INUNDACION
Da - CICLO DE FACIES DELTAICO - LACUSTRE
Db - FACIES TURBIDITICAS LACUSTRES
E - CICLO DE FACIES LACUSTRE - PALUSTRE CARBONATADO
F - FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO

LEYENDA

	} ARENISCAS		YESOS LAMINADOS		RIPPLES DE OSCILACION
			YESOS NODULARES		LAMINACION PARALELA
	CALIZAS		ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO		ESTRATIFICACION WAVY
	CALCISILTITAS		ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR		ESTRATIFICACION LINSEN
	LUTITAS		RIPPLES DE CORRIENTE		CANTOS BLANDOS
	MARGAS		RIPPLES ASCENDENTES		

FIG. 3 .- SECUENCIAS DE FACIES REPRESENTATIVAS DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE GUISONA (34-14)

2.1.2.1. ASOCIACION DE FACIES LACUSTRES TERRIGENAS

Dentro del área cartografiada, aflora en el cuadrante NE de la Hoja, en ambos flancos del Anticlinal de Ponts-Calaf. Está constituida por los materiales que configuran el segundo dominio de litofacies descrito anteriormente. Su potencia se ha medido, de forma parcial, en la serie de Torà (01) en 200 m y en la serie de Massoteres (02), la potencia total de estos materiales es de 450 m. En conjunto, constituyen una unidad genético-sedimentaria situada, estratigráficamente, por debajo de las anteriormente descritas.

Consisten, básicamente, en una alternancia de tramos lutítico-arenosos, que corresponden a facies de barras deltaico-lacustres, y de tramos margo-areniscosos, que corresponden a turbiditas lacustres.

2.1.2.1.1. Facies deltaico-lacustres

Están formadas por una alternancia de arcillas rojizas, con intercalaciones de margas grisáceas, y de areniscas de grano fino a medio-grueso. Se organizan en ciclos grano y estratocrecientes. Las areniscas son normalmente masivas y presentan superficies de reactivación. Localmente presentan estratificación cruzada de tipo planar. Las arcillas rojizas se sitúan en la base de estos ciclos, cuya potencia, oscila entre 1 m y 6 m. Estos ciclos de facies, son muy similares a los descritos para los ciclos de barras de desembocadura de frente deltaico y, por esta razón, los interpretamos como ciclos de facies deltaico-lacustres (Fig. 3d-a).

2.1.2.1.2. Facies turbidíticas lacustres

Consisten en margas con intercalaciones de arenisca y, ocasionalmente, de capas calcáreas. Estas areniscas, se presentan en niveles planoparalelos, granoclasificados positivamente y corresponden a capas turbidíticas. Su espesor, oscila entre

los 5 y los 40 cm. Internamente están organizadas en secuencias de BOUMA de tipo Ta-e, Tb-e y Tc-e y su granulometría varía entre la arena fina-media y el limo. alguna de estas capas presenta convolute bedding debido al escape de fluidos. También puede observarse deformaciones debidas a la carga diferencial del sedimento, en ocasiones, con estructuras de tipo pillow. Localmente, en estos tramos, se observan estructuras características de ambientes someros tales como **mud cracks**, huellas de lluvia y ripples simétricos. Las capas, generalmente, presentan una intensa bioturbación. También presentan numerosas marcas de base, predominando los flute cast. La medición de alguno de ellos ha dado una procedencia media de N 230. En la zona de Massoteres, localmente, se desarrollan estructuras de tipo slump. Estas facies lateralmente pasan a facies constituidas por una alternancia de margas y de margocalizas, con intercalaciones de calizas micríticas de espesor centimétrico y decimétrico.

Corresponden a capas turbidíticas de baja densidad (Fig. 3d-b), depositadas en un ambiente lacustre.

2.1.2.2. ASOCIACION DE FACIES LACUSTRE-PALUSTRES CARBONATADAS

Dentro de la Hoja, está formada por los tramos margo-carbonáticos que, en los sectores sur-oriental y meridional de la zona cartografiada, se intercalan entre los materiales de abanico aluvial distal descritos anteriormente. Como se ha comentado en el capítulo 2.1.1., estos materiales constituyen la parte media y superior de las tres unidades genético-sedimentarias formadas por los materiales del tercer y cuarto dominios litológicos.

De estas tres unidades genético-sedimentarias, la primera, según la sucesión estratigráfica, en el sector centro-oriental, concretamente en la zona de Ivorra, presenta 3 intercalaciones margo-carbonáticas. La segunda, también presenta tres tramos margo-carbonáticos, los cuales dentro de la Hoja se desarrollan en el

sector sur-oriental y la tercera y última, presenta un total de 6 tramos margo-carbonáticos, intercalados en el sector sur-occidental del área cartografiada.

La potencia de los tramos oscila entre 5 m y 40 m. Consisten en una alternancia de margas y de calizas, las cuales se organizan en ciclos de facies. Estos en la base están formados por margas grisáceas en las que, ocasionalmente, se intercalan capas centimétricas de margocalizas. En el techo, están constituidos por biomicritas con restos de caráceas y de ostrácodos (Fig 3e). Estos ciclos de facies, corresponden a ciclos de somerización y son similares a los descritos por FREYTET y PLAZIAT (1982). Su espesor oscila entre los 0.5 m y los 5 m.

Del estudio de las microfacies se deduce que estas calizas corresponden a típicas **Crumbly gravelly limestones** o **coated gravelly limestones** (FREYTET, 1973). Están compuestas por elementos micríticos pequeños y redondeados, de varios mm de longitud. Estos elementos micríticos tienen una distribución irregular dentro de la roca y poseen, en ocasiones, restos de gasterópodos, de caráceas y de ostrácodos.

Cuando el cemento es relativamente abundante se pueden distinguir dos subtipos: micrítico y esparítico. En el esparítico, los elementos se encuentran en contacto grano a grano y el cemento es secundario. Cuando el cemento es micrítico, los elementos individuales pueden estar, o bien en contacto, o bien dispersos en la matriz. En ambos casos, los límites de estas "gravas" están mal definidos. Esta indefinición puede ocasionar que solamente podamos observar fantasmas del fango original, y también morfologías de voids, como los stellate voids (FREYTET, 1973).

2.1.3. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE MARGEN DE LAGO SALINO

Los sedimentos depositados en este ambiente deposicional dentro del área de estudio, se desarrollan en el sector nor-oriental del área, en el núcleo del Anticlinal de Ponts-Calaf. Corresponden a los materiales margo-yesíferos que constituyen el primer dominio litológico. Estos materiales constituyen la unidad genético-sedimentaria más antigua del área cartografiada.

Su potencia es difícilmente evaluable, debido a la deformación tectónica a que se ve sometida, pero en el área de Sanaüja, la potencia aflorante de los materiales es del orden de 400 m.

Consiste en yesos principalmente laminados y nodulares que alternan con niveles delgados de limos yesíferos y de margas azules. Localmente, se pueden observar niveles de yeso de facies selenítica. Entre estos materiales se intercalan tramos detríticos rojos, de potencia variable, que consisten básicamente en lutitas de coloración pardo-rojiza.

Al microscopio se puede observar que los niveles limolíticos intercalados están dolomitizados y presentan óxidos de hierro.

Esta unidad yesífera, se depositó en el centro de la cuenca, dentro de un ambiente sedimentario de lagos de tipo playa (**Playa lake**) (Fig. 3f).

2.2. BIOESTRATIGRAFIA

De lo anteriormente expuesto, se deduce que en la zona se han caracterizado cinco unidades genético-sedimentarias: la unidad infrayacente, está formada por las facies evaporíticas del núcleo del Anticlinal de Ponts-Calaf (Formación Barbastro, *sensu* RIBA, 1967). la segunda, se halla constituida por las facies lacus-

tres-terrágenas que suprayacen a estas facies evaporíticas (Complejo Lacustre de Sanaüja, *sensu* RIBA, 1967). Las tres unidades suprayacentes, a grandes rasgos, en el sector septentrional se hallan formadas por facies terrígenas aluviales (Formaciones Molasa de Artés y Molasa de Solsona, *sensu* RIBA, 1967) y en el meridional, por una alternancia de facies terrígenas y de facies carbonatadas (Formación Calizas de Tàrrega, RIBA, 1967).

Según los estudios del yacimiento de Sant Cugat de Gavadons, realizados por AGUSTI et al. (1987), en materiales equivalentes a los que constituyen la primera, la segunda y la base de la tercera unidad genético-sedimentaria, podemos atribuirles una edad correspondiente al Priaboniense, ya que los materiales que constituyen este yacimiento, se encuentran dentro de la biozona de Theridomis golpeae. Los materiales suprayacentes, poseen una Edad Estampiense, según los estudios de los yacimientos de Santpedor, de Calaf y de El Talladell, efectuados, de igual forma, por AGUSTI et al, (1987).

Según estos estudios, la parte media de la tercera unidad cae dentro de la biozona de Theridomis aff. aquatis, mientras que su parte superior, ya se localiza en la biozona de Theridomis calafensis. La mayor parte de la cuarta unidad queda comprendida dentro de la biozona de Theridomys calafensis, mientras que su parte superior, ya abarca a parte de la biozona de Theridomis major. Finalmente los materiales que constituyen la quinta unidad, poseen una edad correspondiente al Oligoceno inferior más alto, ya que se encuentran dentro de la biozona de Theridomys major, según los estudios realizados por AGUSTI et al. (1987), en los yacimientos de El Talladell, situados en la parte alta de esta unidad (ver ANADON et al., 1989).

2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL.

La ejecución de la cartografía y del estudio sedimentológico de la hoja de Guisona, forma parte del proyecto MAGNA-EBRO, que incluye la realización de 28 hojas a escala 1:50.000, en casi toda la parte central de la Cuenca del Ebro.

La magnitud del proyecto, nos ha permitido realizar un análisis detallado de esta cuenca. De esta forma, hemos podido observar que, en la parte central de la cuenca y, en áreas donde se interdigitan materiales de abanico aluvial distal con materiales de origen lacustre-palustre, los sedimentos se disponen, según la sucesión estratigráfica, de una forma cíclica.

En las hojas realizadas en la parte catalana de la Cuenca del Ebro, se han cartografiado los materiales de edad comprendida entre el Priaboniense y el Oligoceno superior. En las áreas donde se interdigitan los ambientes deposicionales de abanico aluvial distal y los ambientes lacustre-palustres, estos materiales se organizan de forma cíclica. Así pues, dentro de ellos, hemos podido distinguir un total de 13 unidades (desde la Unidad Sanaüja hasta la Unidad Mequinenza-Ballobar; ver Tabla I). La primera de estas unidades, la Unidad Sanaüja, únicamente está representada, en el núcleo del anticlinal de Ponts-Calaf, por facies evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino. Según las cartografías realizadas, sabemos que, como mínimo, la Unidad Torà, la Unidad Ivorra y la Unidad Sant Ramon, a lo largo del núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer, pasan a facies evaporíticas. Las demás unidades, en las áreas septentrionales cartografiadas, están constituidas por materiales de abanico aluvial distal y, en las áreas meridionales, están formadas, en la base por facies fluviales y, en el techo, por facies lacustres. Los materiales fluvio-aluviales que constituyen la base de estas unidades, en el sector septentrional de la parte catalana de la Cuenca, proceden del Pirineo, mientras que en el sector meridional, proceden de Los Catalánides.

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

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

BIOZONAS MN: MEIN (1989)
 BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)
 (1) AGUSTI, et al. (1988)

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

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

BIOZONAS MN: MEIN (1989)

BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)

(1) MEIN (1975)

(2) AGUSTI, et al. (1988)

En la parte aragonesa de la Depresión, concretamente en las áreas de Fraga, Sariñena, Peñalba y Lanaja, los materiales de edad Oligoceno superior - Mioceno medio, se disponen en 9 unidades genético-sedimentarias (desde la Unidad de Fayón-Fraga, hasta la Unidad de San Caprasio; ver Tablas I y II). Cada uno de éstas está formada en la base, por materiales de abanico aluvial distal, que forman parte del Sistema deposicional de Huesca (HIRST y NICHOLS, 1986) y hacia techo, pasan transicionalmente a materiales lacustre-palustres. De la misma forma, en la zona de Fustiñana, Ejea y Almudevar, en la parte centro-occidental de la cuenca, la disposición cíclica de estos materiales, se realiza de forma similar, pero los materiales aluviales, que forman la base de las unidades, en este área forman parte del Sistema deposicional de Luna (HIRST y NICHOLS, 1986). La cartografía y la correlación de los límites que separan estas unidades cíclicas, hacia las áreas centrales de la cuenca, nos ha permitido observar su evolución hacia ambientes deposicionales de margen de lago salino y de lago salino. De la misma forma, la cartografía de estos límites, hacia áreas relativamente marginales de la cuenca, donde solamente existen facies detríticas, nos ha permitido distinguir los ambientes de abanico aluvial distal que corresponden a cada una de las unidades.

La ejecución de las hojas de Mequinenza, Bujaraloz, Gelsa, Caspe y Fabara, en la zona meridional de la parte aragonesa de la Depresión, nos ha permitido observar que, hacia la parte meridional del centro de La Cuenca del Ebro, estas unidades presentan una disposición cíclica y una evolución de facies, prácticamente idénticas que en los sectores septentrionales, pero los materiales fluvio-aluviales, que las constituyen, proceden de la Cordillera Ibérica.

Según nuestro criterio, las 20 unidades que se hallan representadas en las Tablas I y II, corresponden a **unidades genético-sedimentarias**. Como se ha mencionado en el capítulo de nomenclatura, la definición de unidad genético-sedimentaria, correspondería a la de secuencia deposicional (s.s. MITCHUM, et al., 1977)

pero que, debido a que en la literatura geológica no existe un modelo genético de las secuencias deposicionales en cuencas continentales, creemos más oportuno utilizar el primero de los dos términos.

Cabe señalar, que cada una de estas unidades genético-sedimentarias está organizada en ciclos de rango inferior, que corresponden a ciclos de facies y que son asimilables a parasecuencias, o ciclos de 4º orden (*sensu* VAN WAGONER, 1985). Estos se pueden observar mejor en los ambientes deposicionales lacustre--palustres y de margen de lago salino.

Los contactos que limitan a estas unidades, se han caracterizado en base a cambios bruscos de facies, los cuales, según en la parte que nos hallemos de la cuenca, se manifiestan de tres formas distintas:

- 1) En áreas relativamente proximales de la cuenca, se ponen de manifiesto a partir del contacto existente entre las facies fluvio-aluviales de la base de cada unidad, con las facies fluvio-palustres del techo de las unidades infrayacentes.
- 2) En áreas relativamente más distales, se reflejan a través del contacto que existe entre las facies fluvio-aluviales, que caracterizan la base de las unidades y las facies lacustre-palustres, que caracterizan el techo de las unidades infrayacentes.
- 3) Finalmente, en los sectores más distales, se caracterizan a partir del contacto entre las facies, o bien aluviales distales, o bien de margen de lago salino, que forman la base de las unidades, y las facies de lago salino que forman el techo de las unidades infrayacentes.

La dificultad de cuantificar, dada la pobre existencia de yacimientos fosilíferos de importancia cronoestratigráfica, los posibles hiatos sedimentarios ligados a estos

límites, impide que los denominemos paraconformidades, aun cuando representan cambios bruscos de facies con rango cuencial y, en algunas ocasiones, haya podido constatar su enlace con discordancias erosivas y/o cartográficas.

En base a estos datos, podemos constatar que cada una de estas unidades, está formada, según la sucesión estratigráfica y su evolución lateral, por dos partes bien diferenciadas:

- A) Una parte inferior, formada, en las áreas relativamente proximales, por facies terrígenas de origen fluvio-aluvial y, en las áreas más distales, por facies margo-yesíferas depositadas bajo un ambiente de margen de lago salino. El tránsito de las facies proximales hacia las distales, se realiza de forma transicional. En conjunto se trata de una asociación de facies de abanico aluvial distal, que termina en una llanura lutítica (**playa lake**), donde, debido a la presencia de un clima idóneo, tiene lugar la sedimentación de materiales evaporíticos. Cabe señalar, que dentro del ambiente deposicional de abanico aluvial distal, se pueden diferenciar una asociación de facies de eje de abanico, que pasa directamente a los depósitos de margen de lago salino y una asociación de facies de orla de abanico, que está constituida por facies terrígenas y carbonáticas de llanura de inundación.
- B) Una parte superior, formada, en las zonas relativamente proximales, por facies fluviales, en donde predominan los materiales pelíticos, edafizados, de llanura de inundación, en donde el desarrollo de paleocanales de arenisca es efímero y en donde tienen lugar el desarrollo de niveles carbonáticos de origen lacustre-palustre. Lateralmente hacia áreas más distales, estas facies pasan transicionalmente, o bien a facies carbonáticas de origen lacustre-palustre (en la mayoría de las 20 unidades genético-sedimentarias), o bien a facies terrígeno-carbonáticas lacustres (en las unidades oligocenas de Torà, de Vallbona, de Omells, de La Floresta y de Arbeca). Finalmente, en las

áreas relativamente centrales de la cuenca, todo este conjunto de materiales pasa a facies margo-evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino.

Por lo que se refiere al origen de estas unidades, desde nuestra opinión creemos que hay que tener en cuenta la intervención de dos factores principales para explicar su génesis y su distribución areal:

- 1) Por una parte creemos que las sucesivas oscilaciones climáticas, han jugado un importante papel en la ordenación vertical y lateral de las facies que constituyen, tanto las unidades genético-sedimentarias, como de las que constituyen los ciclos de rango inferior y, por lo tanto, en la génesis de las mismas. Estas oscilaciones, en buena parte debieron provocar sucesivos cambios del nivel de base, o de la superficie de equilibrio, entendiéndose como tal, aquella superficie imaginaria de la litosfera sobre la cual, no hay ni erosión ni sedimentación, es decir, sobre la que ámbos procesos se encuentran en equilibrio (WHEELER, 1964; SLOSS, 1964; ULIANA y LE-GARRETA, 1988).
- 2) Por otro lado, opinamos que la distribución areal de estas unidades, dentro de la cuenca oligo-miocena, es debida a factores tectónicos, los cuales han propiciado, a lo largo del tiempo, un progresivo desplazamiento del depocentro lacustre de estas unidades, hacia el centro deposicional de la cuenca, es decir, de E a O y de N a S. Además, creemos que, en algunas ocasiones, los descensos del nivel de base, producidos por cambios climáticos, pueden haber estado enfatizados por la subsidencia tectónica.

En el área comprendida dentro de la hoja de Guisona, se hallan representadas 5 unidades genético-sedimentarias, que de base a techo se denominan: Unidad Sanaüja, Unidad Torà, Unidad Ivorra, Unidad Sant Ramon y Unidad Tàrrega.

- 1) **Unidad Sanaüja.**- Es la unidad infrayacente y presenta una edad Priaboniense (ver Tabla I). Dentro del área estudiada, aflora en el núcleo del Anticlinal de Ponts-Calaf, en el sector nor-oriental de la Hoja. Está constituida por materiales margo-yesíferos, los cuales presentan una asociación de facies de margen de lago salino. Su potencia es de difícil evaluación, puesto que se halla fuertemente tectonizada. No obstante, es del orden de 400 m.
- 2) **Unidad Torà.**- Dentro del territorio, aflora en el sector nor-oriental, en ambos flancos del Anticlinal de Ponts-Calaf. Está constituida por una sucesión de materiales predominantemente terrígenos de origen lacustre. Estos materiales, consisten en una alternancia de facies deltaico-lacustres y facies turbidíticas. Su potencia, es de unos 450 m y ha sido medida en la serie de Massoteres (02). También se ha medido parcialmente en la serie de Torà (01), donde tiene 200 m. Su edad, corresponde al Priaboniense.
- 3) **Unidad Ivorra.**- En el sector NE de la Hoja, al N del Anticlinal de Ponts-Calaf y también en el sector NO, en el flanco S del mismo anticlinal, está constituida por facies medias y distales de abanico aluvial. Hacia el sector SE, siguiendo la dirección de esta estructura tectónica (NO-SE), su parte media y superior, está constituida por una alternancia de facies terrígenas aluviales y de facies carbonáticas de origen lacustre-palustre. La potencia de la unidad, en el flanco N del Anticlinal de Ponts-Calaf, es de 300 m y ha sido evaluada en la serie de Torà (01). En la serie de Massoteres (02), en el flanco S de este anticlinal, la potencia medida para esta unidad genético-sedimentaria es de unos 270 m. Su base, posee una edad correspondiente al priaboniense y al resto de la unidad, se le atribuye una edad Estampiense.

- 4) **Unidad Sant Ramon.**- Tanto en el flanco N, como en el sector NO del flanco S del Anticlinal de Ponts-Calaf, está constituida por facies terrígenas de abanico aluvial. Igualmente como ocurría en la Unidad Ivorra, hacia el sector SE, entre las facies fluviales, se indentan diversos niveles carbonáticos, de origen lacustre-palustre, en la parte media-superior de la unidad.

En el flanco N de este anticlinal, la potencia que aflora de la unidad es del orden de 200 m y ha sido evaluada en la serie de Torà (01). En la parte NO del flanco S, concretamente en la sección de Massoteres (02) es de 260 m. Finalmente en el sector SE del flanco S de este anticlinal, en la serie de Portell (03), se ha medido una potencia parcial de 200 m para esta unidad genético-sedimentaria. Se le atribuye una edad correspondiente al Estampiense.

- 5) **Unidad Tàrrega.**- En el sector nor-occidental, concretamente en los altos topográficos que se desarrollan en la zona de Palou de Sanaüja, de Florejacs y de La Morana, está formada por facies aluviales distales, mientras que hacia el S y SE, entre estas facies se intercalan un total de 6 niveles margo-carbonatados, de origen lacustre-palustre

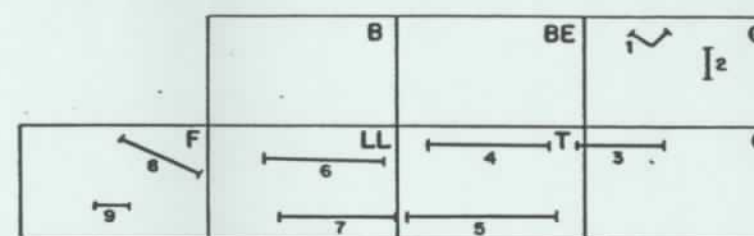
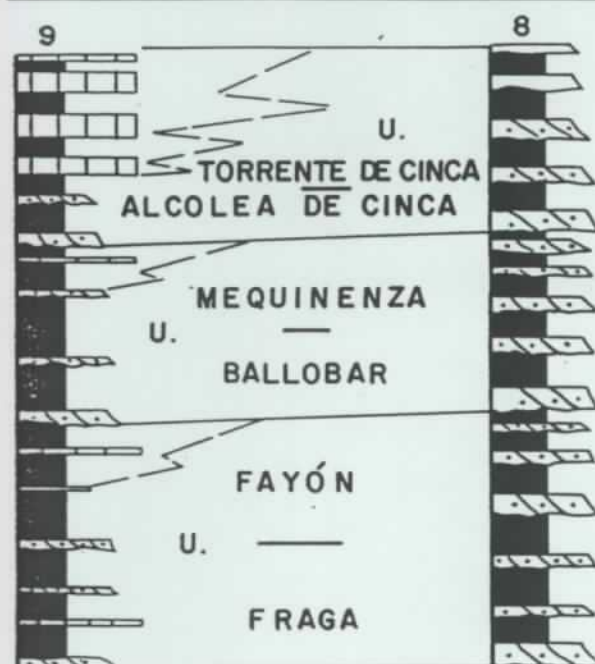
En el sector nor-occidental, solamente aflora la parte inferior y media de la unidad, la cual se ha evaluado en 50 m de potencia, en la serie de Florejacs (04). En la parte sur-occidental, donde aflora toda la potencia de materiales que constituyen la unidad, ésta es de difícil evaluación, ya que aflora en un área muy extensa y no ha sido posible la realización de una serie que abarque toda la unidad. No obstante, por consideraciones regionales y cartográficas, se considera que es del orden de 120 m. Se le atribuye una edad correspondiente al Estampiense.

En la Figura 4 se representa la evolución espacial y temporal de estas unidades genético-sedimentarias en la parte catalana de la Cuenca del Ebro.

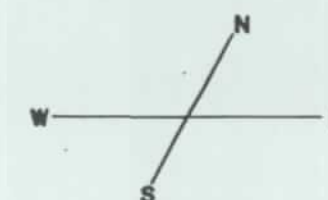
ZONA DE FRAGA — LLEIDA

ZONA DE BALAGUER — LLEIDA — TARREGA

ZONA DE GUISSONA — CERVERA



G. HOJA DE GUISSONA
BE. " " BELLVIS
B. " " BALAGUER
LL. " " LLEIDA
C. HOJA DE CERVERA
T. " " TARREGA
F. " " FRAGA



LEYENDA

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

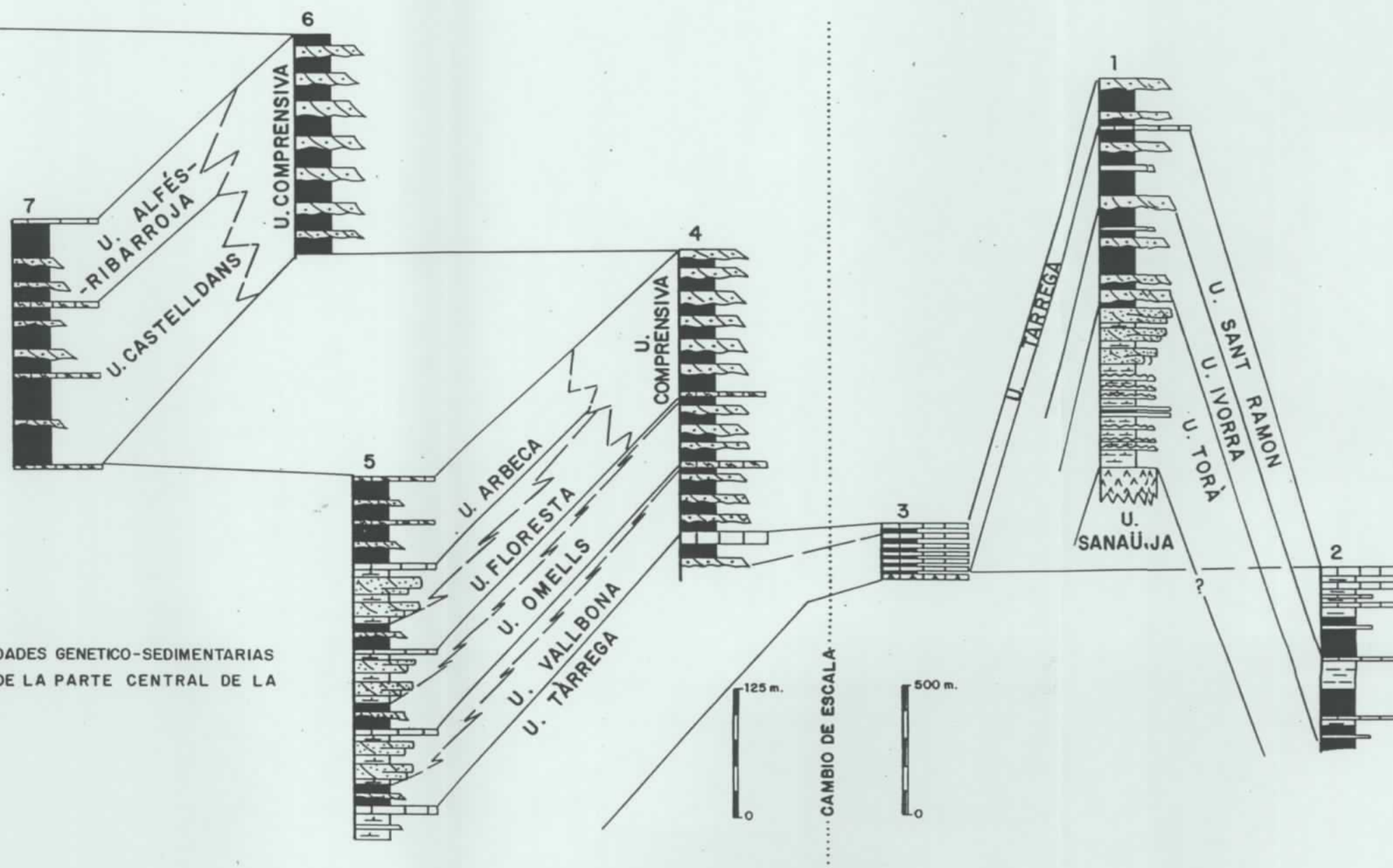


Fig.4 -EVOLUCION ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS DEL EOCENO SUPERIOR Y DEL OLIGOCENO, DE LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

3.- BIBLIOGRAFIA

3.- BIBLIOGRAFIA

ALLEN J.R.L., 1965.- "A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments". *Sedimentology*, v. 5, p. 89-191.

ALLEN J.R.L., 1968.- "Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion". *North-Holland Publishing Company*. Amsterdam. pp. 1-422.

DALEY B., 1973.- "Fluvio-Lacustrine cyclothems from the oligocene of Hampshire". *Geol. Magaz.*, vol. 110, n° 3, pp. 235-242.

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.

FREYTET P., 1973.- "Petrography and paleo-environment of carbonate deposits with particular reference to the upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc (southern France)". *Sed. Geol.*, 10, pp. 25-60.

FREYTET P., PLAZIAT J. C., 1982.- "Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis -Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France". *Contributions to Sedimentology*, 12, Füchtbauer H., Lisitzyn, A., Milliman J. D., Seibold E., Eds. Stuttgart, 1982.

HIRST, J. P. P., NICHOLS, G. J., 1986.- "Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". *Spec. publs. Ass. Sediment*, 8, pp. 247-258.

- MITCHUM R. M., VAIL P. R., THOMPSON III S., 1977.- "Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis" C. E. Payton Ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration": AAPG Memoir 26, pp. 53-62.
- 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.
- RIBA O., 1967.- Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. Acta Geológica Hispánica Año II, N° 1. pp. 1-6.
- 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. n° 89, Austin, Texas.
- SLOSS L L., 1964.- "Tectonic cycles of north american craton". Kansas Geological Survey Bulletin". pp. 450-460, 4 fig., 1 tabl.
- SELLEY R.C., 1977.- "An introduction to Sedimentology". Acade. Press. London, 1-408.
- ULIANA M. A., LEGARRETA L., 1988.- Introducción a la Estratigrafía 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 WAGONER J. C., MITCHUM R. M. CAMPION K. M., RAHMANIAN V. D., 1990.- "Siliciclastic Sequence. Stratigraphy in well logs, cores, and outcrops". AAPG Methods in Exploration Series. N° 7, 55 pp.'
- WHEELER H. E., 1964.- "Base-level transit cycles. Kansas Geological Survey Bulltin". 169.