

INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA GEOLOGICA DE
ALMUDEVAR (28-12)
285

JULIO/90

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

I N D I C E

ÍNDICE

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	6
2.1.1.	Ambiente deposicional de abanico aluvial distal	9
2.1.1.1.	Facies de relleno de paleocanales	11
2.1.1.2.	Facies de llanura de inundación	13
2.1.2.	Ambiente deposicional lacustre-palustre	13
2.1.2.1.	Facies lacustre-palustres	14
2.1.2.2.	Facies lacustres	16
2.1.3.	Ambiente deposicional de margen de lago salino	16
2.1.4.	Ambiente deposicional de lago salino	17
2.2.	BIOESTRATIGRAFIA	18
2.3.	CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	19
3.-	BIBLIOGRAFIA	31

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION.

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Almudévar está situada geográfica y geológicamente en la Depresión del Ebro; en el valle del río Gállego, afluente del Ebro. El territorio de esta Hoja forma parte de las provincias de Huesca y Zaragoza y, por lo tanto, del Sector Central o Aragonés de la citada Depresión del Ebro.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

Geológicamente, los materiales estudiados corresponden a los sedimentos que colmaron la Cuenca del Ebro, durante gran parte del Oligoceno Superior y del Mioceno 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 S. 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 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 nor-occidental de la parte aragonesa de la Depresión del Ebro y, los materiales que configuran el territorio, poseen una edad comprendida entre el Oligoceno superior (Ageniense) y el Mioceno medio (Aragoniente)

1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO

El estudio de la zona, se ha realizado básicamente en base a la cartografía geológica a escala 1:50.000, de la hoja de Almudévar (28-12). También se han levantado 2 columnas sedimentológicas de detalle y se han recogido muestras, con las que se ha realizado el estudio petrográfico. Para el estudio micropaleontológico, se han recogido muestras para levigados. 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 (*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 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 (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

Como se ha dicho, los sedimentos que comprenden el territorio estudiado poseen una edad comprendida entre el Oligoceno Superior y el Mioceno medio.

Dentro de la zona, existen tres dominios litológicos diferentes: un dominio septentrional, constituido por arcillas y areniscas de origen fluvial, un dominio centro-oriental, formado principalmente por facies margo-carbonatadas, ocasionalmente yesíferas, de origen lacustre-palustre y, finalmente, un dominio sur-occidental formado, a grandes rasgos, por facies evaporíticas. Los materiales que se ubican en la parte septentrional de la hoja, forman parte de la Formación Sariñena (QUIRANTES, 1969). Finalmente los materiales que configuran la parte sur-occidental de la zona, forman parte de la Formación Zaragoza (QUIRANTES, 1969).

Cabe mencionar, que los depósitos que se hallan presentes en el territorio poseen una procedencia pirenaica (fig. 1) y representan partes distales de los Sistemas de Huesca y de Luna, definidos por HIRST y NICHOLS (1986).

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 cuatro ambientes deposicionales distintos (Fig 2):

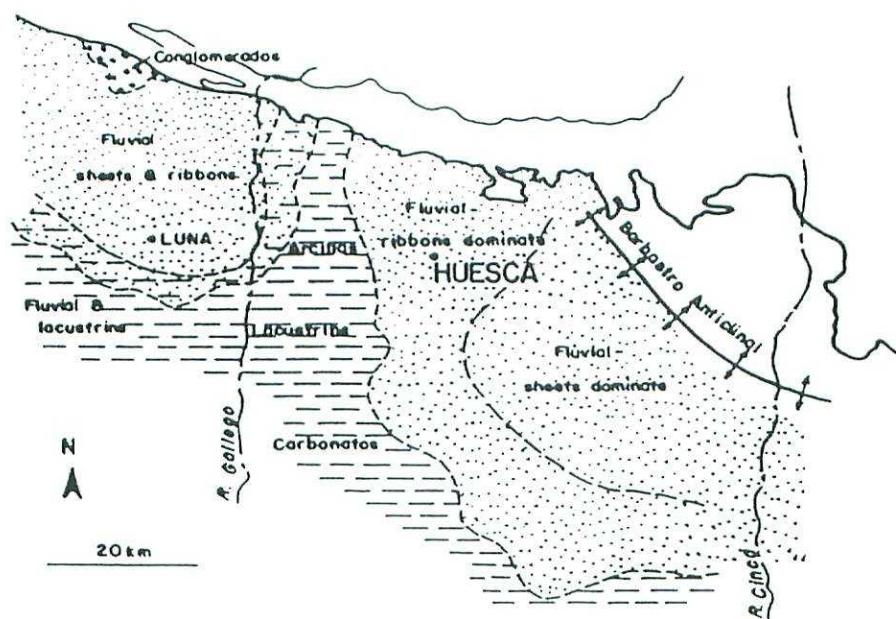
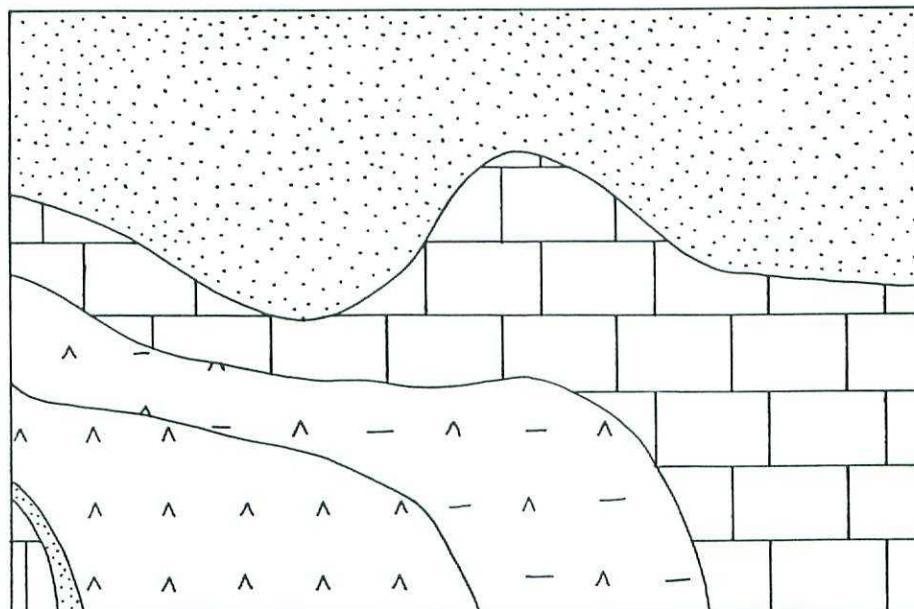


Fig.- 1 - CINTURONES DE FACIES EN LOS SEDIMENTOS DEL MIOCENO INFERIOR
ENTRE LUNA Y EL RIO CINCA(según HIRST & NICHOLS, 1986)

ALMUDÉVAR (28-12)



 SEDIMENTOS DE LAGO SALINO

 SEDIMENTOS DE MARGEN DE LAGO SALINO

 SEDIMENTOS LACUSTRES Y PALUSTRES

 SEDIMENTOS DETRITICOS

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

- A) **Ambiente deposicional de abanico aluvial distal:** posee su mayor desarrollo en la parte septentrional de la zona, donde lo constituyen las facies fluviales que forman parte de los sistemas deposicionales de Huesca y de Luna procedentes de la Cordillera Pirenaica. Por otro lado, los materiales terrígenos, que se intercalan entre los carbonatados de origen lacustre-palustre, en el sector oriental, también forman parte de este ambiente deposicional.
- B) **Ambiente deposicional lacustre-palustre:** su mayor desarrollo, se halla en los sectores central y centro-oriental del territorio (ver fig. 2), el cual se halla formado dominante por facies margo-carbonatadas. No obstante, como se ha comentado en el apartado anterior, entre estos depósitos, se intercalan facies terrígenas aluviales. Dentro de la zona, este ambiente también está representado por los materiales carbonatados que, hacia el S, se intercalan entre las facies evaporíticas del dominio sur-occidental.
- C) **Ambiente deposicional de margen de lago salino:** los depósitos que forman este ambiente deposicional, se hallan representados por las facies margo-yesíferas que configuran la parte centro-meridional de la zona. Estos materiales se hallan en cambio de facies con los detríticos provenientes del N y con los eminentemente evaporíticos del S.
- D) **Ambiente deposicional de lago salino:** dentro del área estudiada, toman su representación en el cuadrante sur-occidental, en las zonas que lindan con los territorios comprendidos en las hojas de Zuera (28-13) y de Ejea de los Caballeros (27-12).

2.1.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL DISTAL

En la parte septentrional de la zona de estudio existe una serie pelítico-arenosa, de origen fluvio-aluvial, que constituye la parte distal de los sistemas deposicionales aluviales que proceden del Pirineo. Su potencia es superior a los 150 m y

ha sido evaluada, parcialmente, en las secciones de la Sierra de la Galocha (01) y de Marracos-Atalaya (02).

La serie sintética, del territorio estudiado, consiste en una alternancia de tramos pelítico-arenosos y de tramos carbonatados, los cuales configuran el ambiente deposicional lacustre-palustre. Los tramos pelítico-areniscosos, están formados básicamente por arcillas rojizas y ocres entre las que se intercalan bancos de arenisca canaliformes y tabulares. Los bancos de arenisca canaliformes, corresponden al relleno de paleocanales de ríos meandriformes, mientras que tanto las areniscas tabulares, como las pelitas, corresponden a facies de desbordamiento. En conjunto, presentan una asociación de facies de abanico aluvial distal. Cabe señalar que, en la sucesión estratigráfica, el paso de las facies fluviales a las facies carbonatadas mencionadas, se realiza de forma transicional, mientras que el paso de las facies carbonatadas a las siguientes facies terrígenas, 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 corresponde a una unidad genético-sedimentaria que, en la base, está formado por un predominio de facies terrígenas y, hacia techo, por un predominio de carbonatos de origen lacustre-palustre. En el ámbito de la hoja se reconocen un total de 4 unidades genético-sedimentarias.

Las tres primeras unidades genético-sedimentarias, que son las que se localizan más al N, son las que poseen unos sedimentos aluviales más proximales con acumulaciones de paleocanales de ríos meandriformes entre el sedimento arcilloso. La cuarta unidad genético-sedimentaria se halla representada en el extremo sur-occidental de la hoja y es la que posee unas facies más distales dentro del ambiente de abanico aluvial distal, con predominio de sedimentos de llanura de inundación y escasos paleocanales de areniscas.

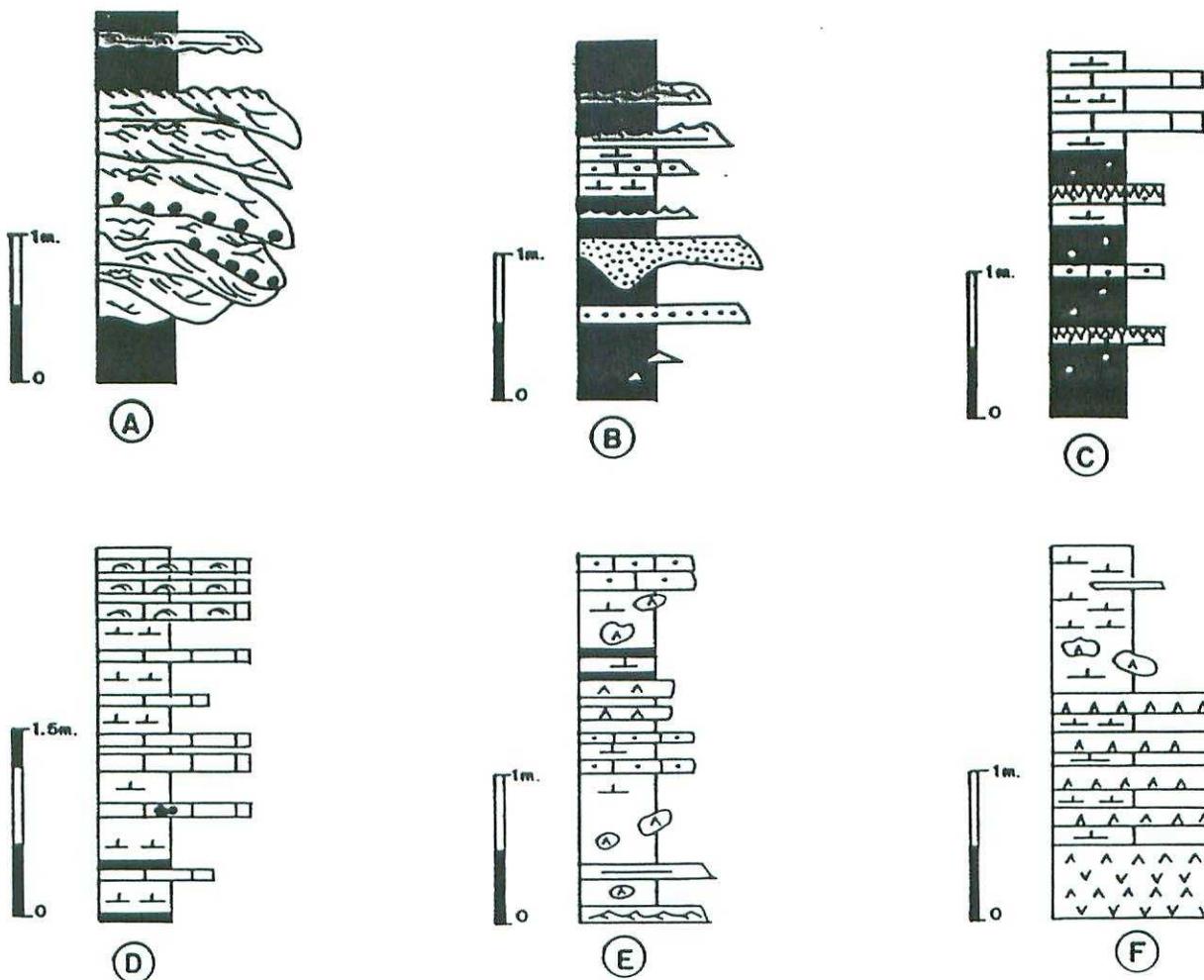
Cabe señalar que tanto las facies terrígenas como las carbonatadas, que constituyen la tercera de las unidades genético-sedimentarias, pasan hacia el sector meri-

donal del territorio a facies de margen de lago salino y de lago salino. Este progresivo cambio de facies, se realiza de forma compleja, a través de una serie de identaciones, entre los distintos tipos de materiales que las configuran.

2.1.1.1. FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES

Los paleocanales que configuran la parte distal de los sistemas deposicionales aluviales de procedencia pirenaica y, que se desarrollan en la parte septentrional de la hoja, poseen las características siguientes: normalmente se organizan en bancos de arenisca de grano medio y fino, con un espesor que alcanza entre 3 y 4 m (Fig. 3a). Los más potentes, suelen presentar superficies de reactivación, a menudo marcadas por cantes 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 y de granulometrías. 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 o barras de meandro de ríos meandriformes (ver ALLEN 1965 y 1968). Las superficies de reactivación, individualizan a diferentes scroll bars.

Existen otros cuerpos areniscosos muy minoritarios. Estos poseen, como los descritos con anterioridad, una granulometría de arena media y fina. Su espesor es menor y oscila entre 0.4 m y 1.5 m. Poseen granoclasificación decreciente e, internamente, presentan estratificación cruzada de tipo planar y, hacia el techo, ripples de corriente. En ellos, raras veces se observan superficies de acreción lateral. Estos cuerpos se han interpretado como el relleno de paleocanales de ríos de baja sinuosidad.



A -FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES DE RIOS MEANDRIFORMES.BARRAS DE MEANDRO

B -FACIES DE LLANURA DE INUNDACION

C - SECUENCIAS DE FACIES PALUSTRES

D - SECUENCIAS DE FACIES LACUSTRES

E - SECUENCIAS DE FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO

F - SECUENCIAS DE FACIES DE LAGO SALINO

LEYENDA

	ARENISCAS		YESOS		RIPPLES DE OSCILACION
	CALIZAS		YESOS NODULARES		LAMINACION PARALELA
	CALCISILTITAS		ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO		ESTRATIFICACION WAVY
	LUTITAS		ESTRATIFICACION PLANAR		ESTRATIFICACION LISEN
	MARGAS		RIPPLES DE CORRIENTE		MARCAS DE RAICES
			RIPPLES ASCENDENTES		CANTOS BLANDOS

FIG. 3 .-SECUENCIAS DE FACIES REPRESENTATIVAS DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE ALMUDÉVAR (28-12)

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. En la parte N de la hoja, se hallan representadas un total de 3 unidades genético-sedimentarias, representadas por facies correspondientes a abanico aluvial distal y que hacia su parte superior están, básicamente, constituidas por facies de llanura de inundación.

Consisten en arcillas y arcillas limosas de coloración rojiza, con evidentes señales de edafización, tales como: moteados de reducción, moldes verticales de raíces y procesos de rubefacción. Entre los sedimentos pelíticos 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 techo. A menudo, se hallan bioturbadas. También se intercalan capas de grano fino y muy fino con **climbing ripples**, capas de espesor centimétrico con estratificación **wavy** y **lissen**, limos carbonatados y tramos margosos (Fig. 3b).

Estas capas de arenisca y estas pelitas, fueron depositadas por flujos gravitativos y son el producto del desbordamiento, durante etapas de avenidas, de los paleocanales descritos. Localmente, existen intercalaciones de biomicritas, de espesor centimétrico y de escasa continuidad lateral. Estos últimos depósitos se interpretan como el producto de encarcamientos locales, que se desarrollaban en la llanura de inundación (Fig. 3b).

2.1.2. AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE-PALUSTRE

En la parte central y oriental de la hoja se desarrolla un importante complejo lacustre que corresponde a la segunda unidad genético-sedimentaria diferenciada en la hoja. Estos sedimentos poseen una potencia que supera los 50 m y se hallan intercalados entre sedimentos palustres. Los materiales carbonatados que en la

parte SO de la hoja se desarrollan en la parte más alta de la serie terciaria de la hoja también configuran a este ambiente deposicional.

Los materiales que configuran este ambiente deposicional ha sido evaluada, de forma muy parcial, en las secciones de la Sierra de la Galocha (01) y de Marracos-Atalaya (02).

Dentro de este ambiente deposicional, se pueden diferenciar dos asociaciones de facies diferentes:

- a/ una asociación de facies constituida por tramos limo-arcillosos, con señales de edafización y con intercalaciones de carbonatos, que corresponderían a facies lacustre-palustres. En la zona de estudio, estas facies, están mejor desarrolladas en la parte media de la segunda y cuarta unidades genético-sedimentarias.
- b/ una asociación de facies constituida básicamente por una alternancia de margas y de carbonatos, que corresponderían a facies lacustres, muy bien desarrolladas en la parte superior de las dos unidades citadas.

2.1.2.1. FACIES LACUSTRE-PALUSTRES

Consisten en una monótona alternancia entre lutitas versicolores y capas calcáreas de espesor centimétrico y, ocasionalmente, métrico (ver DALEY, 1973).

Los tramos lutíticos están formados, en la base, por sedimentos lutíticos versicolores que muestran síntomas de una importante bioturbación-edafización, como marmorizaciones y, ocasionalmente, marcas de raíces (fig. 3c). Hacia techo, estas pelitas poseen menos edafizaciones y pierden sus tonalidades rojizas para ser grises. A su vez los niveles margosos, están culminados por capas calcáreas, cuyo espesor, oscila entre 5 cm y 20 cm. Los niveles calcáreos, en ocasiones

llegan a formar bancos de hasta 2 m de potencia. De este modo, estas facies están organizadas en ciclos elementales de facies que, de base a techo, presentan las características descritas. Los niveles carbonatados, suelen tener un cierto contenido en limo, normalmente presentan perforaciones producidas por raíces y, también, un importante contenido en materia orgánica y en fragmentos de caráceas, ostrácodos y gasterópodos. Muy raramente se desarrollan ferruginizaciones en el techo de las capas.

La marmorización presenta diferente coloración indicativa de la remobilización del hierro en suelos hidromorfos (gley y pseudogley). Aunque la marmorización es la característica más importante, viene siempre acompañada por nodulizaciones y concreciones.

Las capas de caliza presentan porosidad vacuolar como consecuencia de la inundación y desecación del sedimento. Esta evolución de las condiciones de humedad del sedimento permite la creación de una serie de fracturas que FREYTET y PLAZIAT, (1982) clasificaron como: **Vertical joint planes, curved-faced nodules, horizontal joint planes, curved and craze planes, skew planes y craze planes.**

Este tramo, hacia el techo, disminuye progresivamente su contenido en niveles pelíticos edafizados, a la vez que aumenta en tramos margo-carbonatados, pertenecientes a facies lacustres, cuyas características generales, se comentarán a continuación. Esta transición, de facies palustres a facies lacustres, es similar a la descrita por FREYTET (1973).

2.1.2.2. FACIES LACUSTRES

Consisten básicamente en una alternancia de margas y de calizas aún con cierto contenido en arcilla rojiza.

Estos materiales margo-carbonatados se organizan en ciclos elementales de facies que poseen las siguientes características: son ciclos de facies (similares a los descritos por FREYTET y PLAZIAT, 1982) con un espesor que oscila entre los 0.5 m y 2 m. Estos ciclos, en la base, están formados por margas grisáceas en las que, ocasionalmente, se intercalan capas centimétricas de margocalizas. En el techo, están formados por biomicritas con restos de caráceas y de ostrácodos (Fig. 3d). Las calizas presentan cierto contenido en limo y, algunas veces, presentan perforaciones producidas por raíces, de forma más común en las capas que constituyen el techo de los ciclos de facies. Dichos ciclos de facies, corresponden a ciclos de somerización.

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 redondeados de varios mm de longitud distribuidos irregularmente dentro de la roca. Estos elementos poseen, en ocasiones, restos de gasterópodos, de caráceas y de ostrácodos.

2.1.3. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE MARGEN DE LAGO SALINO

Dentro del área de estudio los sedimentos depositados en este ambiente deposicional se desarrollan extensamente en el sector centro-meridional. Estos sedimentos corresponden únicamente a la tercera unidad genético-sedimentaria.

Sus características y su potencia se han estudiado en base a una serie de estaciones puntuales al no existir un sector donde realizar una buena serie continua.

Estas facies corresponden al tránsito aluvial distal-margen de lago salino y consisten, principalmente, en arcillas, margas, efímeros canales de arenisca, niveles de yeso nodular y ocasionales capas de calcisiltita. El yeso presenta un aspecto pulverulento y una textura micronodular. Generalmente se trata de yesos blancos nodulares y micronodulares (tipo chicken wire) de textura albastrina. En muchas ocasiones estos nódulos de yeso se hallan formando niveles continuos de aspecto tabular.

Los sedimentos que constituyen este ambiente sedimentario se organizan en ciclos de facies (ver Fig. 3e) que presentan las siguientes características: en la base están formados por margas y/o arcillas rojizas, donde se pueden intercalar los paleocanales de arenisca, que contienen nódulos de yeso. En algunas ocasiones, estos nódulos llegan a formar niveles estratiformes, de escaso espesor. En el techo, están formados por calizas micríticas, que presentan bioturbación y perforaciones, producidas por raíces.

2.1.4. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE LAGO SALINO

Los sedimentos correspondientes a este ambiente, poseen una representación cartográfica reducida al cuadrante sur-occidental de la hoja.

Su estudio sedimentológico, se ha hecho en base a numerosos datos puntuales, ya que la mala calidad de afloramiento que presentan estos materiales ha condicionado el hecho de que no hayan sido medidos en ninguna de las secciones estratigráficas realizadas en el territorio.

Se trata de depósitos constituidos por una alternancia de capas de yeso de niveles margosos y de calcisiltitas. Las margas son grises y se hallan en niveles de 2-3 cms de espesor alternando con capas centimétricas de yeso de aspecto tabular. Estos yesos tabulares poseen un aspecto micronodular (chicken wire) y presentan textura alabastrina.

También pueden hallarse niveles de yesos nodulares entre el sedimento margoso. Son nódulos centimétricos de yeso blanco y de textura albastrina.

Los ciclos elementales de facies, se organizan de forma similar a los que caracterizan el ambiente de margen de lago salino (ver Figura 3f) (SALVANY, 1989a y 1989b y HERNANDEZ et al., 1991). Se trata de ciclos de escala métrica que, si se presentan completos, se organizan de la forma siguiente:

TECHO

Calcisiltita

Margas con yeso nodular

Yeso tabular

BASE

Estos ciclos no siempre se hallan tan bien representados en el ámbito de la hoja y pueden mostrarse incompletos o ligeramente distintos del ciclo ideal de facies.

2.2. BIOESTRATIGRAFIA

La primera unidad genético-sedimentaria posee una edad Ageniense aunque, según se desprende de los datos bioestratigráficos que aportan AGUSTI et al. (1988) con el estudio de vertebrados en los yacimientos de Fraga 11 y de Ballobar 12 situados en la hoja de Fraga (31-15), la parte inferior de la unidad debería corresponder al Chattiene. Según los mismos autores, la parte superior puede llegar al Mioceno, ya que el yacimiento TC-68, situado en la serie de Torrente de Cinca (en la vecina hoja de Mequinenza, 31-16), concretamente en la parte superior del tramo carbonatado del ciclo, posee esta edad correspondiente a la biozona 1 de MEIN. También se han identificado restos de micromamíferos en el yacimiento de Ontiñena, CUENCA (1991 a y b), situado en la hoja de Sariñena

(30-14), en los niveles superiores de estos materiales, los cuales poseen una edad idéntica a la citada en el yacimiento TC-68.

Los yacimientos de micromamíferos de la Sierra de la Galocha, que se hallan localizados en la segunda unidad dentro de la Hoja de Huesca, son de edad Ageniense (2b en la escala de MEIN) según ALVAREZ-SIERRA et al. (1990).

En el ámbito de la hoja, no ha sido posible determinar la edad de la tercera unidad genético-sedimentaria, debido a la carencia de yacimientos de micromamíferos. Sin embargo en la parte media-inferior de esta unidad genético-sedimentaria, dentro de la hoja de Peñalba (30-15), AZANZA et al. (1988) y CUENCA et al. (1989) han estudiado cinco yacimientos paleontológicos. En estos yacimientos han citado Ritteneria manca, especie que caracteriza la biozona 2b de MEIN (1975). Esta biozona caracteriza la parte superior del Ageniense. Por lo tanto, el límite Ageniense-Aragoníense, se sitúa en la parte media de esta tercera unidad genético-sedimentaria.

En los materiales que forman la cuarta, y última, unidad genético-sedimentaria, no se han hallado yacimientos de microvertebrados que hayan permitido datarla. Sin embargo, dentro del territorio comprendido en la hoja de Lanaja, se ha podido atribuir al Aragoníense medio-superior, a una unidad superior. Teniendo en cuenta que esta unidad presenta una posición estratigráfica bastante más alta que la cuarta representada en la hoja y que, la parte media de la tercera unidad corresponde a la parte inferior del Aragoníense, podemos atribuir una edad correspondiente al Aragoníense medio a esta unidad.

2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

La ejecución de la cartografía y del estudio sedimentológico de la hoja de Almuñévar, 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. Estos ciclos corresponden a unidades genético-sedimentarias.

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 una de estas 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 de los Caballeros y Almudévar, 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, nos ha permitido observar que, hacia la parte meridional de la Cuenca del Ebro, estas unidades presentan una disposición cíclica y una evolución de facies prácticamente idénticas que en los sectores septentrionales, aunque los materiales fluvio-aluviales que las constituyen procedan de la Cordillera Ibérica.

EDAD	UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	BIOZONAS	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
OLIGOCENO SUPERIOR	CHATTIENSE	Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca	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	Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell, Sariñena y Peraltilla
		Unidad Alfés-Ribarroja	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza alfa (Embalse Secá) Aytona.
	ESTAMPIENSE	Unidad Castelldans	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castelldans
		Unidad Arbeca	Arcillas, areniscas lacustres y caliches de Vacarojas 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	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	A R A G O N I E N S E	Unidad San Caprasio	<p>▲ (MN-3) (?)</p> <p>▲ Zona <u>Ritteneria manca</u> (2b) (1)</p> <p>▲ Zona <u>Rhodanomys schlosseri</u> (MN-1) (2)</p> <p>▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (2) (MP-30)</p>	Areniscas, arcillas y calizas de la Formación Alcubierre.
		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		Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre yesos de la Fm. Zaragoza.
		Unidad Bujaraloz-Sariñena		Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre, yesos de la Fm. Zaragoza.
		Unidad Galocha-Ontiñena		Arcillas y areniscas de la Fm. Sariñena. Arcillas y calizas de la Fm. Alcubierre y Mequinenza, yesos de la Fm Zaragoza.
		Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca		Arcillas y calizas de las Fms. Alcubierre y Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena, yesos de la Fm. Lerín.
OLIGOCENO SUP.	CHATTIENSE			

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

BIOZONAS MN: MEIN (1989)

BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)

(1) MEIN (1975)

(2) AGUSTI, et al. (1988)

Por el contrario, 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 también 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 Sanaüja, 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.

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 (*sensu* 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 cuencal y, en algunas ocasiones, haya podido constatarse 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. La evolución 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 núcleo 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 carbonatadas 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 carbonatados de origen lacustre-palustre. Lateralmente hacia áreas más distales, estas facies pasan transicionalmente, o bien a facies carbonatadas de origen lacustre-palustre (en la mayoría de las 20 unidades genético-sedimentarias), o bien a facies terrígeno-carbonatadas 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 ambos procesos se encuentran en equilibrio (WHEELER, 1964; SLOSS, 1964; ULIANA y LEGARRETA, 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 Almudévar, se hallan representadas 4 unidades genético-sedimentarias, que corresponden a cada uno de los ciclos sedimentarios, mencionados a lo largo del texto y que de base a techo se denominan:

- 1) **Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca:** dentro del territorio que abarca la hoja, aflora en el sector norte y nor-oriental. En la base, está formada por materiales detríticos de origen aluvial distal y, en el techo, por materiales carbonatados de origen lacustre-palustre (Fig. 4). Su potencia, se ha evaluado en la sección de la Sierra de la Galocha (01) donde posee una potencia superior a los 130 m. Posee una edad Ageniense aunque su parte inferior debe de corresponder al Chattiene.

- 2) **Unidad Galocha-Ontiñena:** aflora en la mitad N del territorio, donde está constituida básicamente por sedimentos aluviales distales, y en la mitad oriental, donde hacia el N está constituida por sedimentos aluviales distales y hacia el S por sedimentos lacustre-palustres (fig 4). Su potencia parcial ha sido evaluada en las series de la Sierra de la Galocha (01) (40 m basales) y de Marracos-Atalaya (02) (45 m basales), sin embargo su potencia total debe superar los 100 m. Esta unidad posee una edad Ageniense.
- 3) **Unidad de Bujaraloz-Sariñena:** en el área cartografiada, esta unidad, es la que presenta una evolución lateral de facies más completa y más compleja. En el sector nor-occidental está constituida por sedimentos aluviales distales, mientras que en el resto del área, sector meridional, está constituida por sedimentos de tránsito aluvial distal-margen de lago salino en la base, y por sedimentos de margen de lago salino y de lago salino hacia techo. No se ha podido medir la totalidad de su potencia, sin embargo por consideraciones de carácter cartográfico ésta debe estar entre 100-120 m. Su parte inferior corresponde al Ageniense, mientras que su parte superior, corresponde al Aragoniense.
- 4) **Unidad de Remolinos-Lanaja:** esta unidad posee una representación muy reducida en el territorio estudiado por lo que tan sólo es observable su evolución vertical de facies. En la base está constituida por sedimentos de llanura de inundación, con escasos paleocanales de arenisca. Hacia su parte superior evoluciona a facies lacustre-palustres y finalmente lacustres a techo. No se ha podido medir la totalidad de su potencia, sin embargo por consideraciones de carácter cartográfico ésta supera los 130 m. La edad de esta unidad es Aragoniense.

En la Figura 4 se representa la evolución espacial y temporal de estas unidades genético-sedimentarias en el sector occidental de la parte aragonesa de la Cuenca del Ebro. En la Figura 5, se representa, más detalladamente, la evolución de una de estas unidades, donde se puede observar el funcionamiento de los ciclos de facies.

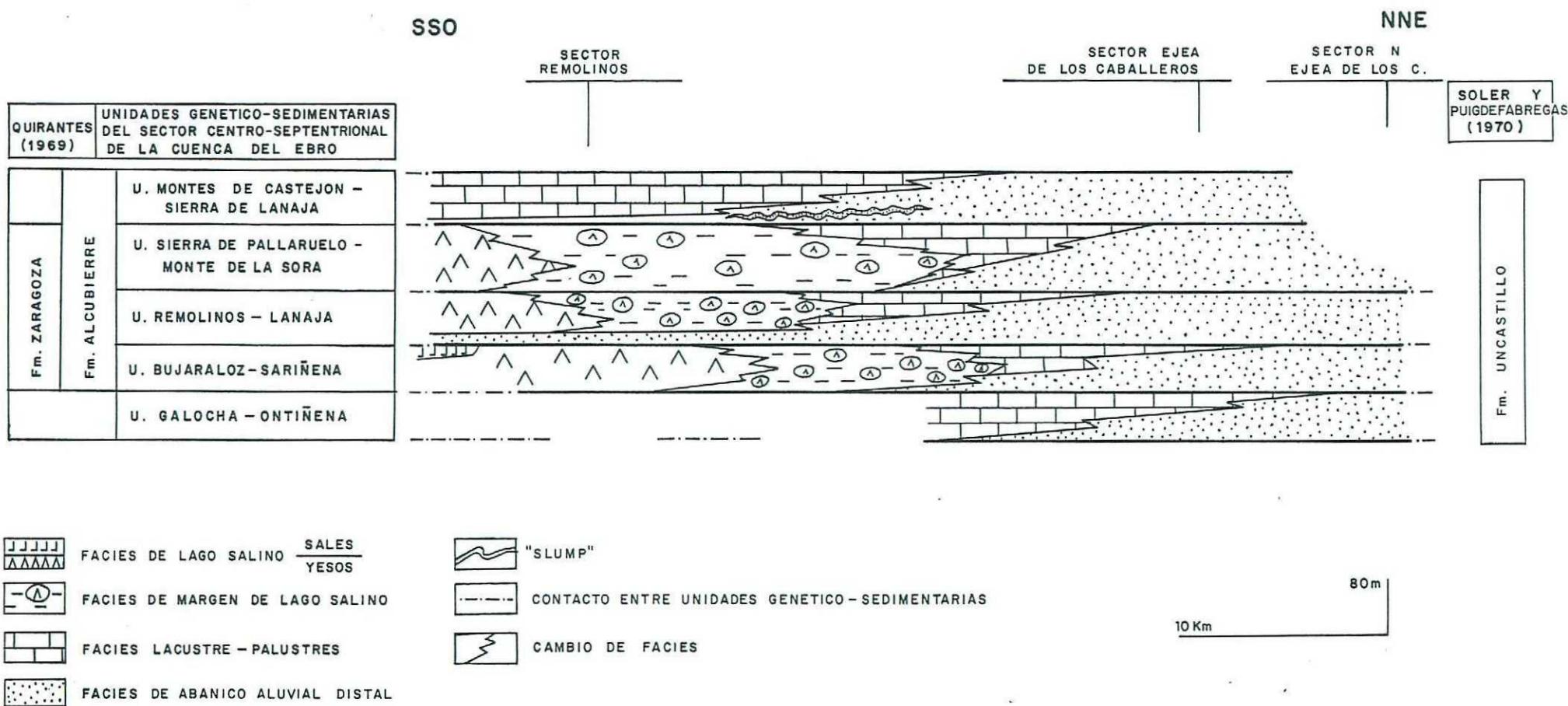
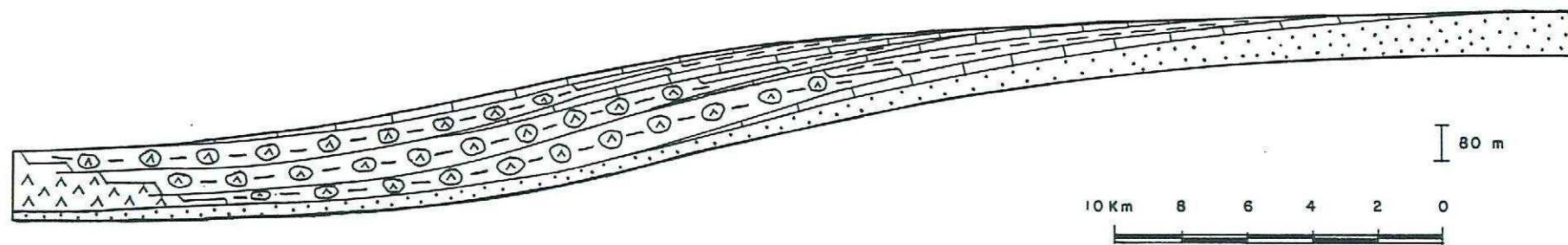


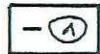
Fig. 4.- MODELO SECUENCIAL DE LAS UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS MIOCENAS EN EL SECTOR NOROCCIDENTAL DE LA PARTE ARAGONESA DE LA CUENCA DEL EBRO.

S S O

N N E



FACIES DE LAGO SALINO



FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO



FACIES LACUSTRE - PALUSTRE



FACIES DE ABANICO ALUVIAL DISTAL



PARACONFORMIDAD



LÍNEA TIEMPO



CAMBIO DE FACIES

FIG. 5 .- MODELO SECUENCIAL DE UNA UNIDAD GENETICO-SEDIMENTARIA EN EL SECTOR NOR-OCCIDENTAL DE LA PARTE ARAGONESA DE LA CUENCA DEL EBRO.

3.- BIBLIOGRAFIA

3.- BIBLIOGRAFIA

- AGUSTI, J; CABRERA, L; ANADON, P. Y ARBIOL, S., 1988.-** "A late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the S.E. Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype". *Newls. Stratigr.*, 18 (2), pp. 81-97, 5 fig. Berlin-Stuttgart.
- 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.
- ALVAREZ-SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; VAN DER MEULEN, A.J.; SESE, C. Y DE VISSER, J. (1990).-** "Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain)". *Scripta. Geologica*. 94: 75 pp.
- AZANZA, B; CANUDO, J.I. Y CUENCA, G., 1988.-** Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario Continental de la Cuenca del Ebro (Sector centro-occidental). II Congreso Geológico de España. Granada, vol. 1, pp. 261-264.
- CUENCA, G; AZANZA, B; CANUDO, J.I. Y FUERTES, V., 1989.-** Los micromamíferos del Miocene inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, nº 6. pp. 75-77.

- CUENCA, G., 1991 a.-** Nuevos datos bioestratigráficos del sector oriental de la cuenca del Ebro. 1 Congreso del Grupo Español del Terciario, CONGET'91. Vic., pp. 97-100.
- CUENCA, G., 1991 b.-** Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector central de la cuenca del Ebro. 1 Congreso del Grupo Español del Terciario, CONGET'91. Vic., pp. 101-104.
- DALEY B., 1973.-** "Fluvio-Lacustrine cyclothem from the oligocene of Hampshire". *Geol Magaz.*, vol. 110, nº 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.
- HERNANDEZ, A., COSTA, J.M., SOLA, J., VAN DEN HURK, A. M., RAMIREZ, J. I., SALAZAR, A., NAVARRO, J. J., ESNAOLA, J. M., GIL, C., MARQUES, L. A. (1991).-** Evolución genético-sedimentaria de la unidad Zuera. (Mioceno inferior, Cuenca del Ebro). Volumen de *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español de Terciario*, Vic 1991. pp.162-165.

- 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.
- MEIN, P.,** 1975.- "Biozonation de Néogène Méditerranéen à partir des Mammifères". IUGS. RCMNS. Report on the Activity of the RCMNS working groups: 78-81, Bratislava.
- 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.
- 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.
- SALVANY J. M.,** 1989a.- Las formaciones evaporíticas del terciario continental de la cuenca del Ebro en Navarra y la Rioja. Litoestratigrafía, petrología y sedimentología. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona. 397 pp.

- SALVANY J. M.**, 1989b.- Ciclos y megaciclos evaporíticos en las Formaciones Falces y Lerin. Oligoceno-Mioceno Inferior de la Cuenca del Ebro (Navarra-La Rioja). *Comunicaciones del XII Congr. esp. de Sed.* Leioa -Bilbo, 19-20 Sep. 1989. pp. 83-86.
- SCOTT R. W., KIDSON E. J.**, 1977.- "Lower Cretaceous depositional systems, West Texas". In Bebout, D.G. y 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.
- SELLEY R.C.**, 1977.- "An introduction to Sedimentology". Acade. Press. London, 1-408.
- ULIANA M. A., LEGARRETA L.**, 1988.- Introducción a la Estratigrafía secuencial. Análisis 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 Bulletin. 169.