

**INFORME SEDIMENTOLOGICO  
DE LA HOJA GEOLOGIA DE  
BUJARALOZ (30-16)  
MARZO/92**

**COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.**

INDICE

---

## ÍNDICE

---

	Págs.
<b>1.- INTRODUCCION .....</b>	<b>1</b>
1.1. SITUACION GEOGRAFICA .....	2
1.2. SITUACION GEOLOGICA .....	2
1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO .....	3
1.4. NOMENCLATURA .....	3
 <b>2.- ESTRATIGRAFIA .....</b>	<b>5</b>
2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES .....	8
2.1.1. Ambiente deposicional de abanico aluvial distal .....	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 .....	15
2.1.2.1. Facies lacustre-palustres .....	16
2.1.2.2. Facies lacustres .....	18
2.1.3. Ambiente deposicional de margen de lago salino .....	19
2.1.4. Ambiente deposicional de lago salino .....	21
2.2. BIOESTRATIGRAFIA .....	22
2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL .....	23
 <b>3.- BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>34</b>

## 1.- INTRODUCCION

---

## 1.- INTRODUCCION.

---

### 1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La zona estudiada, comprende el territorio ubicado en la hoja topográfica de Bujaraloz (30-16). El área se halla dentro de la Comarca natural de Los Monegros, la cual se situa entre las Provincias de Huesca y de Zaragoza, dentro de la parte aragonesa de la Depresión del Ebro.

### 1.2. SITUACION GEOLOGICA

Geológicamente, los materiales estudiados corresponden a los sedimentos que colmataron 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 halla situado, principalmente, en la parte aragonesa de la Depresión.

La zona de estudio, se halla en la zona sur-oriental de la parte aragonesa de la Depresión del Ebro y, los materiales que configuran el territorio, poseen una edad comprendida entre el Oligoceno superior (Chattiense) y el Mioceno inferior (Aragoniente)

### 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 Bujaraloz (30-16). También se han levantado un total de 13 columnas sedimentológicas de detalle y se han recogido 89 muestras, con las que se ha realizado el estudio petrográfico. Para el estudio micropaleontológico, se han recogido un total de 10 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 (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 Oligoceno Superior y el Miocene inferior.

Dentro de la zona, existen tres dominios litológicos diferentes: un dominio meridional, constituido por arcillas y areniscas de origen fluvial, un dominio nor-oriental y centro-occidental, formado principalmente por facies margo-carbonatadas, ocasionalmente yesíferas, de origen lacustre-palustre y, finalmente, un dominio nor-occidental formado, a grandes rasgos, por facies evaporíticas. Los materiales que se ubican en la parte meridional de la hoja, forman parte de la Formación Caspe (QUIRANTES, 1969). Los que afloran en el sector nor-oriental del territorio, pertenecen a las Formaciones Mequinenza (Miembro Losarcos) y Alcubierre (Miembros Cardiel, Peñalba y Bujaraloz) (*sensu* QUIRANTES, 1969). Finalmente los materiales que configuran la parte nor-occidental de la zona, forman parte de la Formación Zaragoza (QUIRANTES, 1969).

Cabe mencionar, que los depósitos de origen aluvial, que constituyen las litofacies del dominio meridional de la zona, proceden de la Cordillera Ibérica (Fig. 1b). De la misma forma, los materiales aluviales que se hallan intercalados, entre las facies carbonáticas, de origen lacustre-palustre y que configuran el sector nor-oriental del territorio, tienen una procedencia pirenaica (Fig. 1a) y representan partes distales, del Sistema deposicional de Huesca, definido por HIRST y NICHOLS (1986).

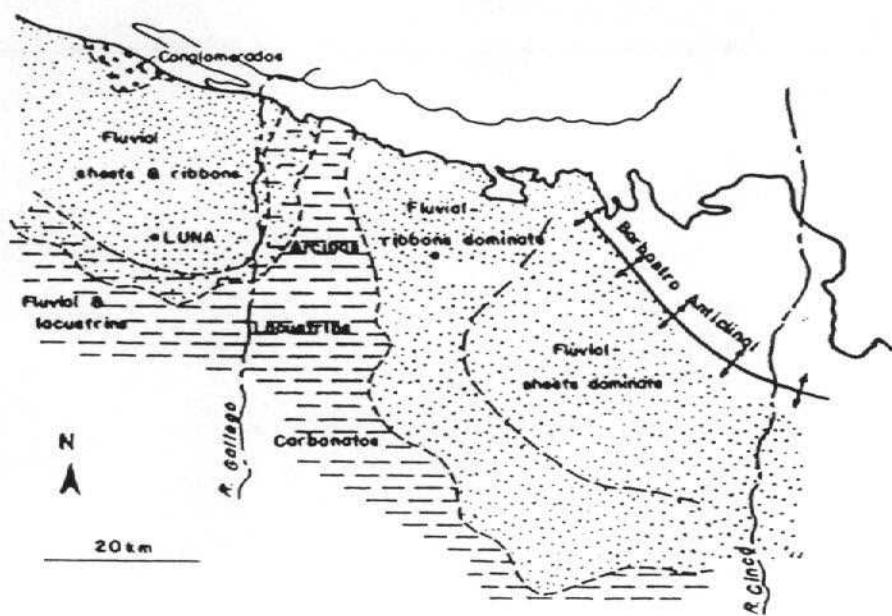


Fig.-1A - CINTURONES DE FACIES EN LOS SEDIMENTOS DEL MIOCENO INFERIOR ENTRE LUNA Y EL RIO CINCA (según HIRST & NICHOLS, 1986)

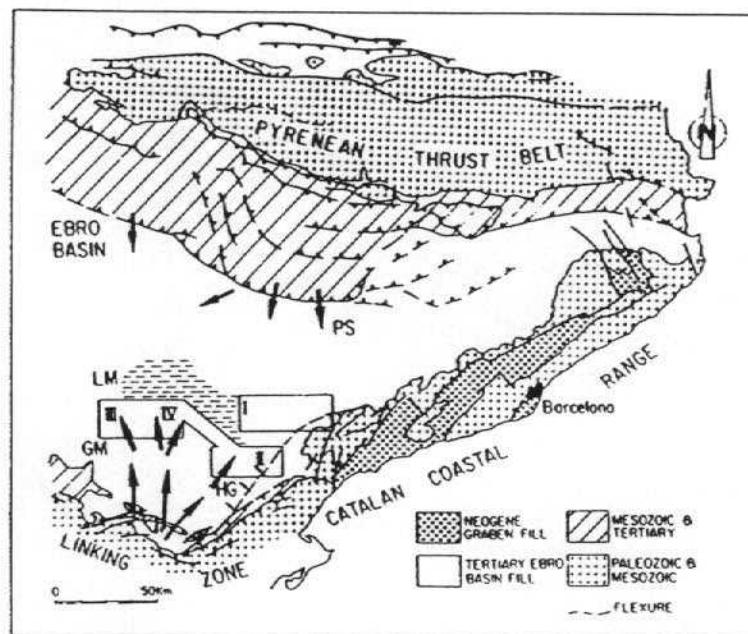


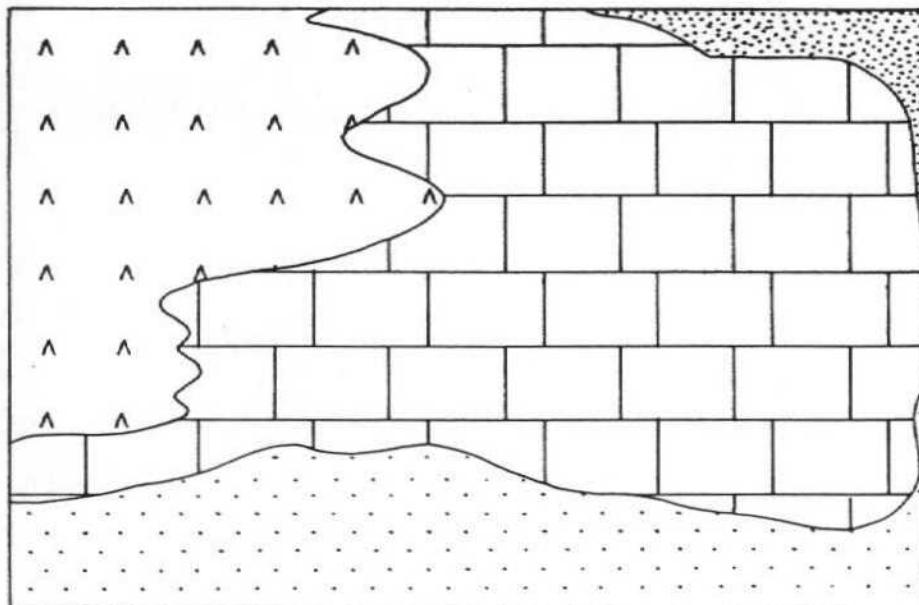
Fig. 1B .- DIRECCIONES DE APORTE DEL SEDIMENTO PRESENTE EN EL TERRITORIO COMPRENDIDO EN LA HOJA.(según ANADON *et al.* 1989 a, modificado)

## 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):

- A) Ambiente deposicional de abanico aluvial distal:** Toma su mayor desarrollo en la parte meridional de la zona, donde lo constituyen las facies fluviales que forman parte de los sistemas deposicionales procedentes de la Cordillera Ibérica. Por otro lado, los materiales terrígenos, que se intercalan entre los carbonáticos de origen lacustre-palustre, en los sectores nor-oriental y centro-oriental, también forman parte de este ambiente deposicional. Como se ha dicho anteriormente, estos últimos poseen una procedencia pirenaica. Finalmente, en el sector nor-occidental de la zona comprendida en la hoja, entre las facies evaporíticas que la configuran, se intercala un nivel de gran continuidad lateral, cuyas facies pertenecen a este ambiente.
- B) Ambiente deposicional lacustre-palustre:** Su mayor desarrollo, se realiza en los sectores nor-oriental y centro-occidental del territorio (ver Fig. 2), el cual se halla formado dominante por facies carbonáticas, correspondientes a este ambiente deposicional. 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 carbonáticos que, de forma esporádica, se intercalan entre las facies aluviales del dominio meridional y también, por los que se intercalan entre las facies evaporíticas del dominio nor-occidental,

BUJARALOZ (30-16)



SEDIMENTOS EVAPORITICOS



SEDIMENTOS LACUSTRES Y PALUSTRES



SEDIMENTOS DETRITICOS DE PROCEDENCIA PIRENAICA



SEDIMENTOS DETRITICOS DE PROCEDENCIA IBERICA

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

- 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 nor-occidental de la zona. No obstante, tanto los materiales margo-yesíferos que, en la parte centro-occidental, se intercalan entre las carbonáticas, como los que, de forma puntual, en el extremo oriental de la zona, se hallan en la base de los materiales carbonáticos, que configuran el ambiente lacustre-palustre, forman parte de este ambiente deposicional.
- D) **Ambiente deposicional de lago salino:** Dentro del área estudiada, toman su representación en el extremo nor-occidental, en las zonas que lindan con los territorios comprendidos en las hojas de Gelsa (29-16), de Castejón de Monnegros (29-15) y de Peñalba (30-15).

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

En la parte meridional de la hoja, existe una serie pelítico-arenosa, de origen fluvio-aluvial, que constituye la parte distal de los sistemas deposicionales que proceden de la Cordillera Ibérica. Su potencia es de unos 200 m y ha sido evaluada, parcialmente, en las secciones del Mas de los Muñecos (03), del Pico San Vicente (04), del Refugio de Pescadores (08) y del Barranco de Valdeliesma (09).

La serie sintética, 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 ocre-rojizas, 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 carbonáticas mencionadas, se realiza de forma transicional, mientras que el paso de las facies carbonáticas a las siguientes 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 corresponde a una unidad genético-sedimentaria y, en la base, está formado por un predominio de facies terrígenas y, hacia techo, por un predominio de carbonatos de origen lacustre-palustre. En la parte meridional de la zona estudiada, se pueden distinguir un total de 3 unidades genético-sedimentarias, cada uno de las cuales posee las características mencionadas.

Por otro lado, en los sectores nor-oriental y centro-occidental de la zona, donde existe un predominio de facies carbonáticas, se intercalan, a grandes rasgos, un total de 2 niveles, dominantemente terrígenos, que también caracterizan este ambiente deposicional. El primero de éstos, se ha estudiado en las series de la Val de la Liberola (01), donde presenta 45 m de potencia, en la serie de Valdesevilla (02), donde posee una potencia de 40 m y en la columna del Barranco de Valserenosa 1 (07), donde se han medido unos 20 m de serie. La potencia del segundo nivel, se ha evaluado en las secciones del Corral de Andrés (05), en unos 45 m, de El Royano (06), donde se han representado 10 m, del Barranco de Valserenosa 2 (10), en la que se han evaluado los 10 m basales, de Valdeladrones (11), donde posee unos 40 m de potencia y, finalmente en la sección de la Ermita de Santa Quiteria (12), donde se han evaluado unos 15 m. Existe un tercer nivel, que se desarrolla en la parte nor-occidental de la zona, en la base de los materiales evaporíticos, que constituyen esta parte del territorio, el cual también está formado por materiales terrígenos que configuran este ambiente deposicional.

Los dos primeros tramos mencionados, en el sector nor-oriental de la hoja, están básicamente constituidos por pelitas rojizas, entre las que se intercalan niveles calcáreos. En esta zona, presentan una clara procedencia pirenaica y representan

facies muy distales de abanico aluvial. El primer nivel, es equivalente al último tramo, formado por facies terrígeno-aluviales, del sector meridional, mientras que el segundo, representa la base de una nueva unidad genético-sedimentaria. Dentro del territorio pues, existen un total de cuatro unidades genético-sedimentarias, la base de las cuales está constituida por sedimentos de abanico aluvial distal y, su techo, por facies lacustre-palustres carbonáticas.

Cabe señalar, que tanto las facies terrígenas, como las carbonáticas, que constituyen lo último de las unidades genético-sedimentarias, hacia el sector occidental del territorio, pasan 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. El tercero de los niveles mencionados anteriormente, el cual se desarrolla en el sector nor-occidental del territorio y, en la parte media de esta unidad genético-sedimentaria, representa una identación de las facies aluviales, con las facies lacustre-palustres y de margen de lago salino, que lo configuran.

#### 2.1.1.1. FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES

Los paleocanales que configuran la parte distal de los sistemas deposicionales procedentes de la Cordillera Ibérica y, que se desarrollan en la parte meridional de la hoja, poseen las siguientes características: normalmente se organizan en bancos de arenisca de grano medio y fino, con un espesor comprendido entre 40 cm y 5.5 m (Fig. 3a). Los más potentes, suelen 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

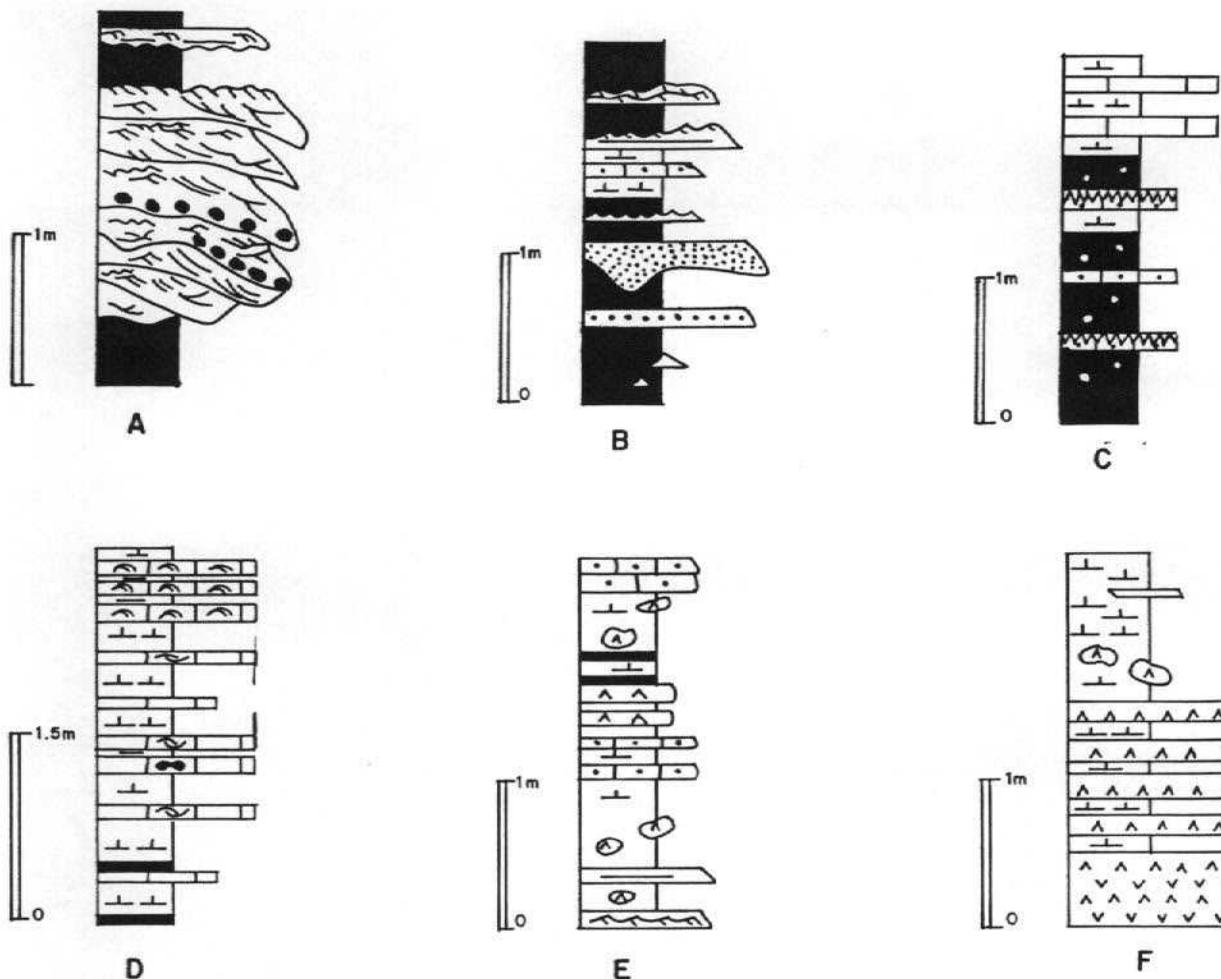
algunos ejemplos, donde las estructuras sedimentarias se han preservado y, de base a techo, consiste en: estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada planar y, finalmente, **ripples** de corriente. Según estas características, estos bancos de arenisca, corresponden a **point bars** de ríos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

Algunos cuerpos areniscosos, poseen, como los anteriormente descritos, una granulometría de arena media y fina. Su espesor oscila entre 0.4 m y 1.5 m. Están granoclificados positivamente 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.

Ocasionalmente, en campo se presentan cuerpos areniscosos lenticulares, con una fuerte base erosiva. Su espesor, normalmente oscila entre los 0.5 m y los 2 m. Internamente, son cuerpos masivos, donde no se observa ninguna estructura tractiva. Según estas características se interpretan como el relleno de cicatrices erosivas (**scours**), durante etapas de fuertes avenidas. Estos cuerpos estarían asociados a las facies de desbordamiento (**crevasses**) (ver ALLEN, 1965 y SLEEVY, 1977).

#### 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. Como se ha comentado anteriormente, dentro del complejo lacustre-palustre, desarrollado en la parte N de la hoja, existen un total de 3 intercalaciones de facies aluviales, que están básicamente constituidas por facies de llanura de inundación.



**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

ARENASCAS	YOSOS ESTRATIFORMES	RIPPLES DE OSCILACION
	YOSOS NODULARES	LAMINACION PARALELA
CALIZAS	ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO	ESTRATIFICACION WAVY
CALCISILTITAS	ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR	ESTRATIFICACION LINSEN
LUTITAS	RIPPLES DE CORRIENTE	MARCAS DE RAICES
MARGAS	RIPPLES ASCENDENTES	CANTOS BLANDOS
	ESTRATIFICACION CRUZADA HUMMOCKY	

FIG. 3. - SECUENCIAS DE FACIES REPRENTATIVAS DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE BUJARALOZ (30-16)

Consisten en pelitas de coloración 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 ripples**, capas de espesor centimétrico con estratificación **wavy** y **linsen**, limos carbonatados y tramos margosos (Fig. 3b).

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. 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 (Fig. 3b). 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 parte nor-oriental y centro-occidental de la hoja, se desarrolla un importante complejo lacustre, de unos 180 m de potencia. Dentro de este complejo, existen, principalmente, un total de 2 intercalaciones de materiales siliciclásticos, ya en facies de paleocanales fluviales, ya en facies de llanura de inundación. Los materiales carbonáticos, que en la parte S de la hoja, se intercalan entre los materiales terrígenos, también configuran a este ambiente deposicional. Dentro de la zona cartografiada, existen 4 niveles margo-carbonáticos, que, a grandes rasgos, constituyen la parte superior de las unidades genético-sedimentarias descritas

en el apartado anterior. Esta afirmación no es del todo cierta, en el caso de la 4<sup>a</sup> unidad genético-sedimentaria, ya que, dentro del territorio que comprende la hoja, las facies carbonáticas, se desarrollan en su parte media y, su parte superior, está formada, fundamentalmente, por facies evaporíticas. Como ya se ha comentado, este hecho se debe a que, esta última unidad genético-sedimentaria, dentro del territorio evoluciona, de forma compleja, desde facies aluviales y lacustre-palustres, desarrolladas en el sector oriental, hasta facies evaporíticas, desarrolladas en el occidental.

La potencia parcial que presentan los materiales que configuran este ambiente deposicional, ha sido evaluada en las secciones de la Val de la Liberola (01), de Valdesevilla (02), del Mas de Los Muñecones (03), del Pico San Vicente (04), de El Royano (06), del Barranco de Valserenosa 1 (07), del Barranco de Valdeliesma (09), del Barranco de Valserenosa 2 (10) de Valdeladrones (11) y de la Ermita de Santa Quiteria (12).

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 el sector meridional y 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 nor-oriental del territorio.

#### 2.1.2.1. FACIES LACUSTRE-PALUSTRES

Su descripción, se basa en el tramo comprendido entre los 24 m y los 50 m de la serie del Pico San Vicente (04). Consisten en una monótona alternancia entre lutitas versicolores y capas calcáreas de espesor centimétrico y, ocasionalmente, métrico (ver DALEY, 1973).

Los tramos lutíticos, en la base están formados por pelitas versicolores, que muestran señales de edafización, como marmorizaciones y, ocasionalmente, marcas de raíces (Fig. 3c). Hacia techo, estas pelitas pasan a margas. Algunas veces, presentan nódulos de yeso de escaso diámetro. A su vez los niveles margosos, están culminados por capas calcáreas, cuyo espesor, oscila entre 5 cm y 50 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 carbonáticos, suelen tener un cierto contenido en limo, normalmente presentan perforaciones producidas por raíces y, también, un importante contenido en materia orgánica y en restos organógenos (caraceas, ostrácodos y gasterópodos). Raramente, en el techo de las capas se desarrollan ferruginizaciones.

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. Esta es una 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 FREY-TET 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 FREY-TET (1973).

### 2.1.2.2. FACIES LACUSTRES

Consisten básicamente en una alternancia de margas y de calizas. Su descripción se realiza en base a los datos de la secciones de la Val de la Liberola (01) y de Valdesevilla (02).

Los materiales margo-carbonáticos, que constituyen el techo de la segunda y tercera unidad genético-sedimentaria, en el sector nor-oriental del territorio, se organizan en ciclos elementales de facies que poseen las siguientes características: en la base están constituidos por margas, entre las que se intercalan algunos niveles de margo-caliza. Estos niveles son de espesor centimétrico y, ocasionalmente poseen nódulos de silex y ripples de oscilación. En algunas ocasiones, las margas poseen nódulos de yeso, de coloración verdosa y de textura micronodular. Estos ciclos, en el techo están constituidos por bancos de calizas micríticas que, a menudo, poseen superficies de reactivación y, también, estructuras tractivas, como estratificación cruzada de tipo **hummocky** y ripples de oscilación. Frecuentemente poseen nódulos de silex y, tanto el techo de los niveles, como la parte superior de los bancos, contienen perforaciones producidas por raíces (ver FREYTET y PLAZIAT, 1982). Su contenido en materia orgánica y en restos organógenos, es importante. La potencia de estos ciclos, oscila aproximadamente, entre los 2 m y los 6 m. Corresponden a ciclos de somerización (ver Fig. 3d).

Por el contrario los materiales margo-carbonáticos, que forman la parte media-superior de la 4<sup>a</sup> unidad genético-sedimentaria, presentan características algo diferentes: se organizan en 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. Estos 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 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 extensamente en el sector nor-occidental, donde constituyen la parte media-superior de la cuarta unidad genético-sedimentaria. No obstante, también afloran puntualmente en la parte centro-occidental del territorio, donde constituyen la parte basal de la misma unidad. De igual forma, en la parte central de la zona, concretamente en el barranco de Valserenosa, la tercera unidad genético-sedimentaria, está íntegramente constituida por facies de margen de lago salino. Finalmente, en las inmediaciones del Barranco de Valcuerna, en el extremo oriental del área, entre las facies terrígenas y las carbonatadas, de la segunda unidad, se desarrollan este tipo de facies.

Sus características y su potencia, han sido representadas en las series de El Refugio de Pescadores (08), donde se han medido unos 20 m de serie, del Barranco

de Valserenosa 2 (11), donde presentan una potencia de unos 70 m, de la Ermita de Santa Quiteria (12), donde se han medido 15 m de serie, correspondiente a estas facies y, finalmente, en la columna de la Laguna del Pueyo (13), donde se han medido unos 8 m de serie.

Las facies de margen de lago salino, que corresponden a la segunda unidad genético-sedimentaria, consisten principalmente en margas, entre las que se intercalan niveles de yeso de unos 50 cm de espesor. El yeso presenta un aspecto pulverulento y una textura micronodular. Entre las margas, se intercalan niveles centimétricos de calizas micríticas y de calcisiltitas.

La tercera unidad genético-sedimentaria, presenta unas facies de margen de lago salino, que consisten principalmente en arcillas rojizas y margas entre las que se intercalan yesos nodulares y, también, niveles de yeso de coloración verdosa y de textura micronodular. Estos últimos poseen una potencia que oscila entre los 20 cm y los 4.5 m. A lo largo del tramo, se intercalan capas calcáreas y niveles de calcisiltita, de espesor centimétrico. Ocasionalmente, entre las facies lutíticas, existen intercalaciones de niveles de areniscas tabulares, de grano fino.

Finalmente, los materiales de la 4<sup>a</sup> unidad genético-sedimentaria, que constituyen las facies de margen de lago salino, 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, 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, tienen muy poca representación cartográfica dentro del área, ya que únicamente afloran en el extremo nor-occidental del territorio.

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 únicamente se hayan representado unos 8 m de serie, correspondientes a este tipo de facies, en la columna de la Laguna del Pueyo (13).

Se trata de depósitos constituidos por una alternancia de capas de yeso de niveles margosos y de calcisiltitas. 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

Normalmente, dentro de la zona, estos ciclos se presentan de forma incompleta, ya que, al encontrarnos en áreas relativamente distales, están formados únicamente por niveles de yeso estratiforme y, en el techo por niveles margosos, de delgado espesor, en los que se intercalan nódulos de yeso.

## 2.2. BIOESTRATIGRAFIA

La datación cronoestratigráfica de la parte inferior de estos materiales, se conoce con bastante precisión en el área de Fraga, gracias a los yacimientos de micromamíferos (Fraga-6 y Fraga-7) estudiados por AGUSTI et al. (1988). Estos estudios permiten incluir a la primera unidad genético-sedimentaria, dentro del Oligoceno superior, en su biozona Rhodanomys transiens y probablemente ocupando la parte superior de su biozona Eomys aff. major.

Por lo que se refiere a la segunda unidad genético-sedimentaria, al menos su parte inferior es de edad oligocena (Chattiene), 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 al NE de la zona de estudio, en la hoja de Fraga (31-15). 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 (zona 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. En el estudio de Vertebrados, efectuado en el territorio que comprende la hoja, CUENCA, cita una fauna en los yacimientos de Valcuerna y de Efesa, equivalente a la del yacimiento de Fraga 11.

En el ámbito de la hoja, no ha sido posible determinar las edades de la tercera y cuarta unidad genético-sedimentaria, debido a la carencia de yacimientos de micromamíferos. Sin embargo, en hojas vecinas existen datos paleontológicos de interés que permiten acotar su edad, ya que en la parte media-inferior de la cuarta unidad genético-sedimentaria, dentro de la hoja de Peñalba (30-15), AZANZA et al. (1988) y CUENCA et al. (1989) han estudiado cinco yacimien-

tos 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-Aragonense, se situa en la parte media de la cuarta unidad genético-sedimentaria.

### 2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

La ejecución de la cartografía y del estudio sedimentológico de la hoja de Bujaraloz, 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 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, 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, aunque los materiales fluvio-aluviales que las constituyen, procedan de la Cordillera Ibérica.

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 Priabonense 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.

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
MIOCENO	AQUITAN- AGENIENSE	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.
OLIGOCENO S U P E R I O R	CHATIENSE	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) ▲ Zona <u>Eomys Zitteli</u> (1) (MP-26)	Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell, Sariñena y Peralta
		Unidad Alfés-Ribarroja	▲ Zona <u>Theridomys aff. major</u> (1) (MP-25)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza alfa (Embalse Secá) Aytona.
OLIGOCENO I N F E R I O R	ESTAMPIENSE	Unidad Castelldans		Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castelldans
		Unidad Arbeca		Arcillas, areniscas lacustres y caliches de Vacaroja Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad La Floresta		Areniscas y calizas lacustres de La Floresta, Arcillas Formación Urgell, Pla de la MAUXA)
		Unidad Omells		Arcillas, areniscas y calizas lacustres de Omells Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad Vallbona		Arcillas, areniscas y calizas lacustres de Vallbona Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad Tárrega	▲ Zona <u>Theridomys major</u> (1) (MP-23) ▲ Zona <u>Theridomys calafensis</u> (1) (MP-22)	Calizas de Cervera y del Talladell Formación Urgell - Parte inferior
		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 S U P.	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-KITTNER (1987)  
(1) AGUSTI, et al. (1988)

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

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-KITTNER (1987)

(1) MEIN (1975)

(2) AGUSTI, et al. (1988)

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 (s.s. 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 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 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 Bujaraloz, 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 de Mequinenza-Ballobar:** es la unidad infrayacente y presenta una edad Chattiense (ver Tabla I). Dentro del área estudiada, su base no aflora y se halla representada en el sector sur-oriental del territorio. Está constituida por materiales aluviales distales y, en su parte superior, se intercalan materiales carbonatados de origen lacustre-palustre (Fig. 4). Su potencia es de difícil evaluación, puesto que su base no aflora. No obstante, es del orden de 70 m.
- 2) **Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca:** dentro del territorio, aflora tanto en el sector nor-oriental, como en el sector meridional. En la base, está formada por materiales aluviales distales y, en el techo, por materiales carbonáticos de origen lacustre-palustre (Fig. 4). En el primero de los sectores, entre ambos tipos de facies, se desarrollan sedimentos evaporíticos de margen de lago salino. Su potencia, se ha evaluado en las secciones del Mas de los Muñecones (03), donde presenta 110 m y en la del Barranco de Valde-liesma (09), donde su potencia es de 125 m. La parte inferior-media de la unidad posee una edad Chattiense, mientras que su parte superior, corresponde al Ageniense.
- 3) **Unidad Galocha-Ontiñena:** tanto en la parte nor-oriental de la zona, como en la parte meridional, se halla representada por facies de abanico aluvial distal. A lo largo de toda la unidad, se intercalan facies carbonáticas, de origen lacustre-palustre, las cuales son mucho más frecuentes, en cuanto a número y a espesor, hacia la parte superior de la unidad (Fig 4). En la parte central del territorio, está constituida por facies de margen de lago salino. Su potencia, ha sido evaluada, en las series de la Val de la Liberola (01), donde

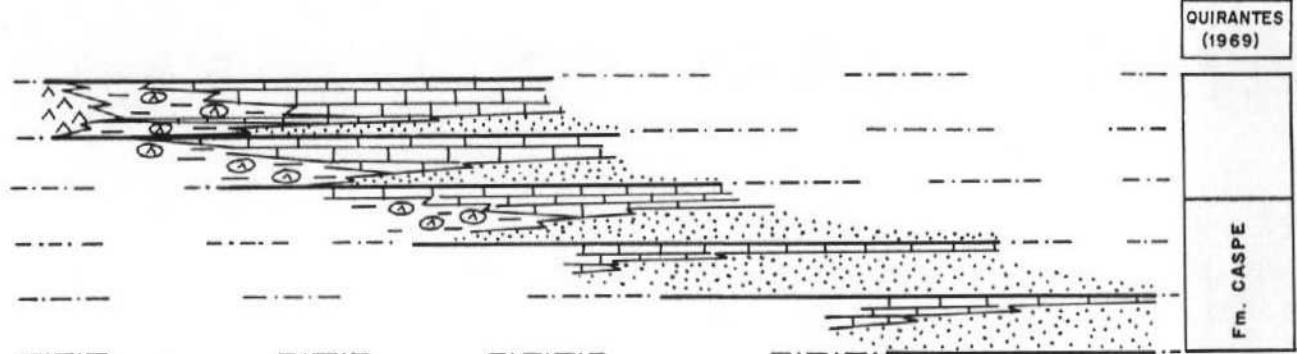
presenta unos 80 m de potencia y del Pico San Vicente (04), donde su potencia es de 55 m. Presenta una edad Ageniense.

- 4) **Unidad de Bujaraloz-Sariñena:** en el área cartografiada, esta unidad, presenta una evolución lateral de facies compleja. En los sectores nor-oriental y centro-meridional del territorio, su base está formada por facies aluviales distales, en las que se intercalan, de forma puntual, diversos niveles calcáreos. En estos mismos sectores, su parte intermedia, está formada por niveles carbonáticos de origen lacustre-palustre. La parte superior de la unidad, únicamente aflora en el sector nor-occidental, donde consiste en un tramo pelítico basal, que presenta facies aluviales muy distales y, un tramo margoyesífero superior, el cual presenta facies de margen de lago salino y, en áreas más occidentales, facies de lago salino. El techo de la unidad, no aflora en la zona estudiada, pero su potencia parcial es del orden de 80 m. Su parte inferior corresponde al Ageniense, mientras que su parte superior, corresponde al Aragoniense.

En la Figura 4 se representa la evolución espacial y temporal de estas unidades genético-sedimentarias en el sector meridional 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.



QUIRANTES (1969)	UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS DEL SECTOR CENTRAL DE LA C. DEL EBRO
Fm. ALCUBIERRE	U. BUJARALOZ - SARIÑENA
Fm. ZARAGOZA	U. GALOCHA - ONTIÑENA
?	U. TORRENTE DE CINCA - ALCOLEA DE CINCA
	U. MEQUINENZA - BALLOBAR
	U. FAYON - FRAGA



LEYENDA

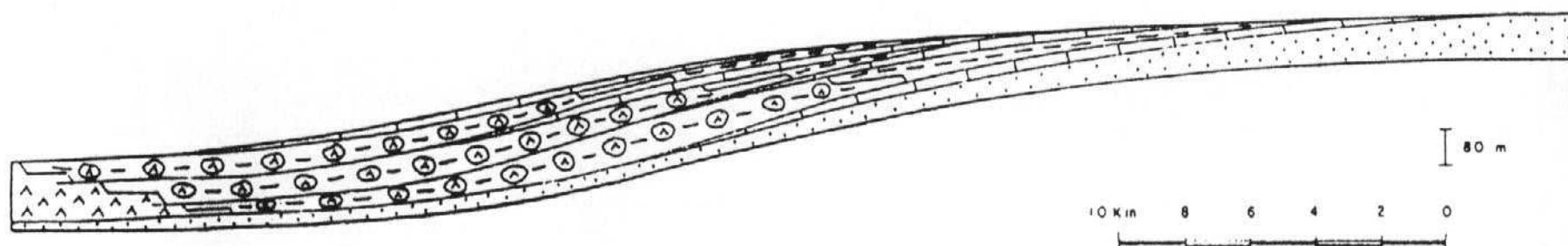
- FACIES DE LAGO SALINO
- FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO
- FACIES LACUSTRES - PALUSTRES
- FACIES DE ABANICO ALUVIAL DISTAL
- LÍMITE DE UNIDADES GENETICO - SEDIMENTARIAS
- CAMBIO DE FACIES

80 m.  
10 Km.  
Escala aproximada

FIG.4 .- MODELO SECUENCIAL DE LAS UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS DEL SECTOR SUR DE LOS MONEGROS

NNO

SSE



FACIES DE LAGO SALINO



FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO



FACIES LACUSTRE - PALUSTRE



FACIES DE ABANICO ALUVIAL DISTAL



CONTACTO ENTRE UNIDADES  
GENÉTICO - SEDIMENTARIAS



LÍNEA TIEMPO



CAMBIO DE FACIES

FIG.5.- MODELO SECUENCIAL DE UNA UNIDAD GENETICO-SEDIMENTARIA EN EL SECTOR DE LOS MONEGROS

### 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.
- 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.
- FREYTEM 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.
- FREYTEM 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. 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.
- SELLY 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.