

**INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA DE EJEA DE
LOS CABALLEROS**

27-12

284

JUNIO/91

INDICE

INDICE

	Pág.
1.- <u>INTRODUCCION</u>	1
1.1. SITUACION GEOGRAFICA.	2
1.2. SITUACION GEOLOGICA	2
1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO	3
1.4. NOMENCLATURA	3
 2.- <u>ESTRATIGRAFIA</u>	 5
2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES. . .	8
2.1.1. <u>Ambiente deposicional de abanico aluvial distal</u>	9
2.1.1.1. Facies de relleno de paleocanales.	10
2.1.1.2. Facies de llanura de inundación.	11
2.1.2. <u>Ambiente deposicional lacustre-palustre</u>	12
2.1.2.1. Facies lacustre-palustres. . .	14
2.1.2.2. Facies lacustres	16
2.1.3. <u>Ambiente deposicional de margen de lago salino</u>	18
2.2. BIOESTRATIGRAFIA	19
2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	20
 3.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	 33

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION.

1.1. SITUACION GEOGRAFICA.

La zona estudiada, comprende el territorio ubicado en la hoja topográfica de Ejea de los Caballeros (284). El área se halla dentro de la Comarca de las Cinco Villas, la cual se sitúa al N de la Provincia 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 Mioceno inferior y el Mioceno medio. Esta cuenca, desde el Paleoceno hasta la actualidad, se ha comportado como una cuenca de antepaís, cuya evolución está relacionada con la de los orógenos que la circundan (PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1986): El Pirineo, por el N, Los Catalánides, por el SE y La Cordillera Ibérica por el SO. A grandes rasgos, durante el Paleoceno y el Eoceno inferior, en la parte septentrional de la cuenca, se desarrollaba el dominio de una sedimentación marina y, en los márgenes de la misma, el dominio de una sedimentación continental. Durante el Eoceno medio y superior, la cuenca era marina y, dentro de ella, se desarrollaron fan deltas, cuya área fuente estaba principalmente ubicada en Los Catalánides (fan deltas de Montserrat y de St. Llorenç del Munt) y en Los Pirineos (fan deltas del 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.

Como se ha dicho anteriormente, la zona de estudio se halla en la zona centro-septentrional de la parte aragonesa de la Depresión del Ebro y, los materiales que configuran el territorio poseen una edad correspondiente al Mioceno inferior y medio.

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 Ejea de los Caballeros (284) A parte de ello, se han levantado un total de 8 columnas sedimentológicas de detalle. También se han recogido 72 muestras, con las que se ha realizado el estudio petrográfico. Para el estudio micropaleontológico, se han recogido un total de 10 muestras y también se ha recogido 2 muestra para el estudio de micromamíferos. Finalmente, también se han efectuado 2 muestreos, para estudios especiales de arcillas.

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 Mioceno inferior y el Mioceno medio.

Dentro de la zona, existen dos dominios litológicos diferentes: un dominio septentrional, constituido por arcillas y areniscas de origen fluvial, y un dominio meridional, formado principalmente por facies margo-carbonatadas, ocasionalmente yesíferas, de origen lacustre. Los materiales que se ubican en la parte septentrional de la hoja, forman parte de la Formación Uncastillo (SOLER Y PUIGDEFABREGAS, 1970), mientras que los materiales que se desarrollan en la parte meridional de la misma, pertenecen a la Formación Alcubierre (QUIRANTES, 1969).

En el área cartografiada, la relación existente entre los depósitos fluviales del N y los depósitos lacustres del S, es de difícil observación, ya que entre ambos dominios existe el desarrollo de terrazas cuaternarias del Río Arba de Biel, las cuales dificultan ver el paso de unas facies hacia las otras.

Cabe mencionar, que los depósitos fluviales mencionados, son de procedencia pirenaica y que forman parte del Sistema deposicional de Luna (HIRST, 1983; HIRST Y NICHOLS, 1986) (Fig 1). Asimismo, en el sector sur-occidental del territorio e, intercalados entre las facies lacustres, se desarrollan materiales fluviales, de naturaleza petrográfica diferente a la de los del Sistema de Luna, con una probable procedencia de la Cordillera Ibérica.

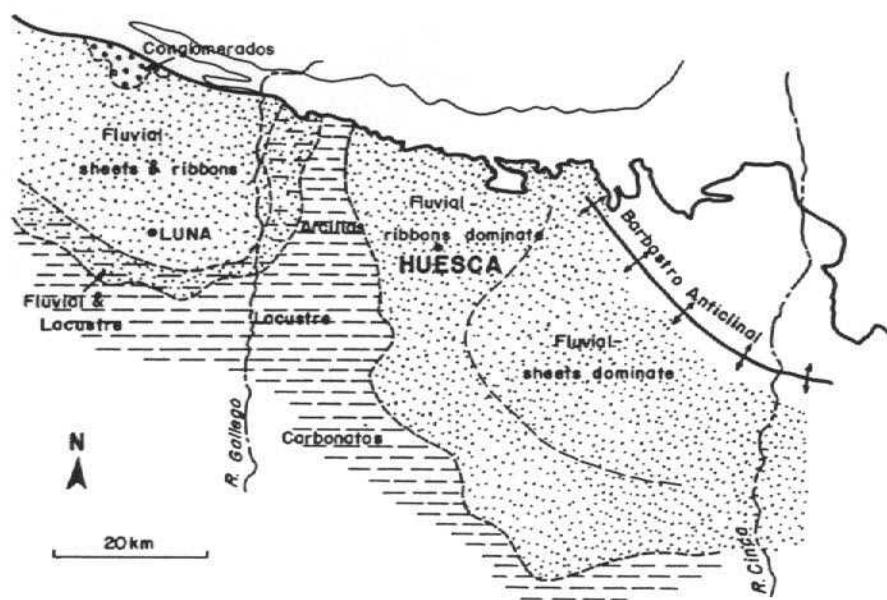


Fig. 1.-CINTURONES DE FACIES EN LOS SEDIMENTOS DEL MIOCENO INFERIOR ENTRE LUNA Y EL RIO CINCA
(según HIRST & NICHOLS, 1986)

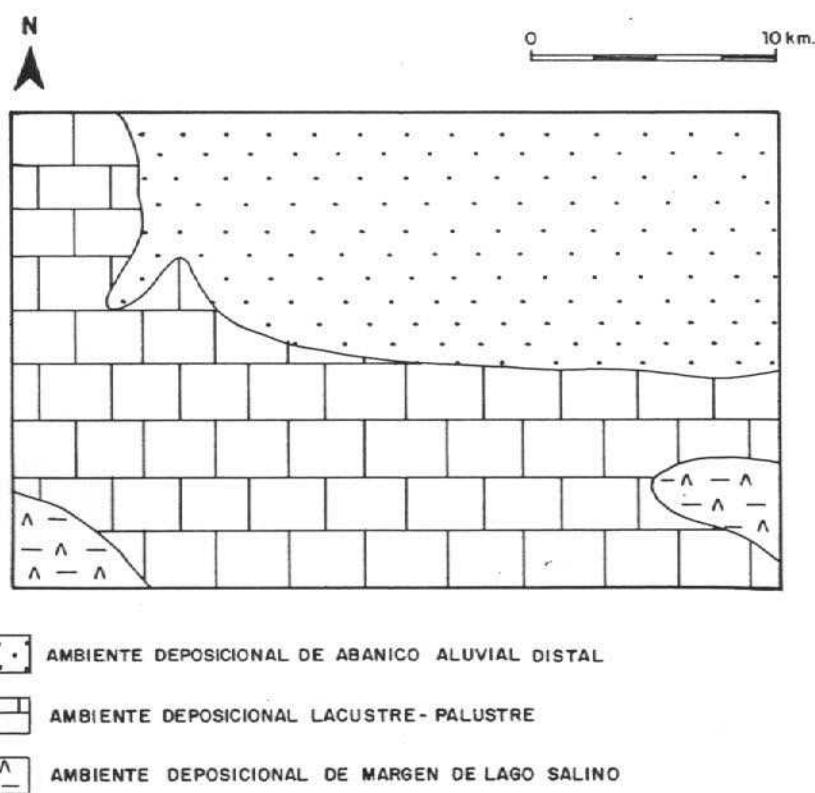


Fig. 2.-DISTRIBUCION GENERAL DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES EN LA HOJA DE
EJEA DE LOS CABALLEROS (27-12)

2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES.

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

A/ ambiente deposicional de abanico aluvial distal: se desarrolla en la parte septentrional de la zona, donde lo constituyen las facies fluviales que forman parte del Sistema de Luna. Como se ha dicho anteriormente, en el área sur-occidental del territorio, entre los materiales que configuran, a grandes rasgos, el dominio lacustre, se intercalan materiales fluviales, los cuales también caracterizan este ambiente deposicional.

B/ ambiente deposicional lacustre-palustre: los materiales que forman este ambiente, constituyen un cambio transicional de facies, de los materiales que caracterizan el ambiente de abanico aluvial distal. Dentro de la hoja, toman su mayor desarrollo en toda la parte meridional.

C/ ambiente deposicional de margen de lago salino: los depósitos que forman este ambiente deposicional, se hallan intercalados entre las facies que configuran el ambiente lacustre-palustre. Dentro del área estudiada, toman un mejor desarrollo tanto en el sector sur-occidental, como en el sur-oriental.

2.1.1. Ambiente deposicional de abanico aluvial distal.

En la parte septentrional de la hoja, existe una serie pelítico-arenosa, de origen fluvial, que constituye la parte distal del sistema de Luna (*sensu*. HIRST, 1983). La potencia total de esta unidad, es de unos 270 m y ha sido evaluada en las secciones de Luna (01), de La Monlora (02), del Cerro de Pepa Antonia (04) y del Cerro de Santo Domingo (08).

La serie sintética, consiste en una alternancia de tramos areniscosos y de tramos fundamentalmente pelíticos. Los tramos areniscosos, están formados por agrupaciones de paleocanales de arenisca, con intercalaciones de material pelítico. Por el contrario, los tramos pelíticos, están constituidos fundamentalmente por facies de llanura de inundación, donde también se intercalan algunos paleocanales. Cabe señalar que en la sucesión estratigráfica, el paso de la facies fluviales a las facies de desbordamiento, se realiza de forma transicional, mientras que el contacto de las agrupaciones de paleocanales, con las facies pelíticas infrayacentes, es de carácter brusco y neto. Esto da lugar a una sedimentación de carácter cíclico, la cual se repite diversas veces en la vertical. Cada uno de estos ciclos, corresponde a unidades genético-sedimentarias y, en la base, está formado por un predominio de paleocanales de arenisca y, hacia techo, por un predominio de facies finas de desbordamiento. Dentro de la zona estudiada, se pueden distinguir un total de 5 unidades genético-sedimentarias, cada uno de las cuales posee las características mencionadas, en el sector septentrional del área.

Los materiales fluviales, de la parte sur-occidental del territorio que se intercalan entre el complejo lacustre, desarrollado en todo el área meridional

de la zona, consisten en varios niveles de coloración rojiza. En el sector de La Sora, existen un total de 5 niveles formados, cada uno de ellos, por pelitas rojizas con intercalaciones de areniscas, ya planoparalelas, ya canaliformes. De los 5 niveles, el más importante, por lo que se refiere a su espesor, es el nivel basal, el cual presenta una potencia de unos 20 m, medida en la sección del Castillo de la Sora (05). Los demás niveles, se sitúan entre las calizas que configuran el Cerro de La Planaza y las que configuran el Monte de La Sora, en la parte sur-occidental de la hoja. Su potencia, evaluada en la misma serie, oscila entre los 5 m y los 10 m. La característica principal de estos materiales, que los diferencia de los materiales fluviales de la parte N de la zona, es su diferente composición petrográfica. Si bien éstos presentan un importante contenido de clastos calcáreos, los materiales en cuestión son ricos en clastos de minerales ferromagnesianos. Esta diferencia petrográfica y la posición geográfica de estos materiales dentro del territorio, nos induce a pensar que su área de aporte fuera la Cordillera Ibérica.

2.1.1.1. Facies de relleno de paleocanales.

Los paleocanales que configuran la parte distal del Sistema de Luna (HIRST, 1983) y que se desarrollan en la parte septentrional de la hoja poseen las siguientes características: normalmente se organizan en bancos de arenisca de grano medio y fino, con un espesor comprendido entre 1m y 6 m (Fig 3). Estos bancos presentan 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 0.5 m y 1.5 m. Están granoclasificados 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 SELLEY, 1977).

2.1.1.2. Facies de llanura de inundación.

Estos depósitos se intercalan entre las facies de relleno de paleocanal, descritas en el apartado anterior. Como se ha comentado anteriormente, dentro del complejo fluvial, desarrollado en la parte N de la hoja, existen un total de 5 ciclos sedimentarios, la parte superior de los

cuales está básicamente constituida por facies de llanura de inundación. Asimismo, los materiales fluviales, de coloración rojiza, que se desarrollan en la parte sur-occidental de la hoja, también presentan el mismo tipo de facies.

Consisten en pelitas de coloración pardo-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 3).

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.

2.1.2. Ambiente deposicional lacustre-palustre.

Como se ha dicho anteriormente, en toda la parte meridional de la hoja, se desarrolla un importante complejo lacustre, de unos 400 m de potencia. Dentro de este complejo, existen un total de 5 intercalaciones de materiales siliciclásticos, en facies de paleocanales fluviales y de llanura de inundación. Estas intercalaciones, son perfectamente correlacionables con los 5 tramos,

predominantemente areniscosos, descritos en el apartado anterior.

Así pues, dentro de este complejo lacustre, podemos diferenciar un total de 5 unidades genético-sedimentarias, correlacionables con las caracterizadas en el complejo fluvial del N. Cada uno de ellas, en la base está formada por facies siliciclásticas, normalmente muy distales y, en el techo, están formadas por facies margo-carbonatadas, las cuales representan al ambiente deposicional lacustre-palustre. En el sector SO de la hoja, tanto la parte superior de la tercera unidad genético-sedimentaria, como la parte inferior de la cuarta unidad, están constituidas por facies margocarbonáticas de margen de lago salino. De la misma forma, tanto en el sector SE como en el SO del área cartografiada, en la parte superior de la segunda unidad genético sedimentaria, se intercalan facies margo-evaporíticas depositadas en este ambiente deposicional.

La potencia aproximada de los materiales que configuran este ambiente deposicional, ha sido evaluada en las secciones de Sierra de Luna (03) y del Castillo de la Sora (05) y es del orden de unos 210 m. Cabe señalar, que esta potencia representa la suma de los espesores que presentan los diferentes tramos, fundamentalmente margocarbonatados, de las series estratigráficas mencionadas; es decir, que se han obviado los espesores de las facies detríticas y margoyesíferas que se hallan intercaladas, en el denominado complejo lacustre de la parte meridional de la zona.

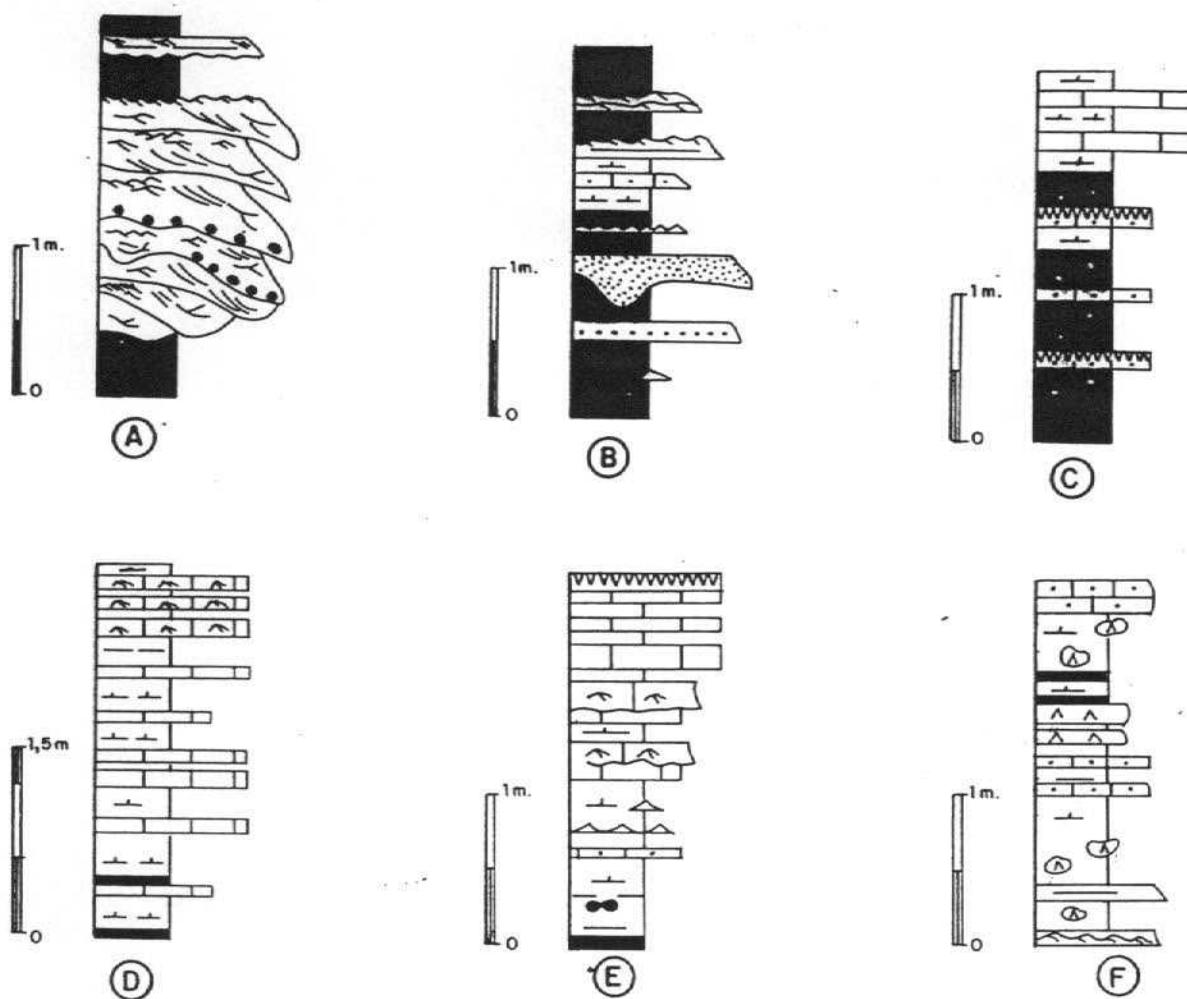
En el S del territorio estudiado, se pueden diferenciar 5 tramos diferentes, cada uno de los cuales corresponde a la parte superior de los ciclos mencionados anteriormente.

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 únicamente se desarrollan en los niveles estratigráficamente más inferiores y en la zona meridional. b/ Una asociación de facies constituida básicamente por una alternancia de margas y de carbonatos, que corresponderían a facies lacustres.

2.1.2.1. Facies lacustre-palustres.

Su descripción, se basa en el tramo comprendido entre los 25 m y los 35 m de la serie del Castillo de La Sora (05). Consisten en una monótona alternancia entre pelitas versicolores y capas decimétricas de calizas micríticas (ver DALEY, 1973), con cierto contenido en limo. Las pelitas versicolores muestran señales de edafización, como marmorizaciones y, ocasionalmente, marcas de raíces (Fig. 3)

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 tablas 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 FREYTET Y PLAZIAT, (1982) clasificaron como: Vertical joint planes, curved-faced nodules, horizontal joint planes, curved and craze planes, skew planes y craze planes.



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 DE LAS 3 UNIDADES INFERIORES

E - SECUENCIAS DE FACIES LACUSTRES DE LAS 2 UNIDADES SUPERIORES

F - SECUENCIAS DE FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO

LEYENDA

ARENISCAS	(A)	YESOS NODULARES	—	LAMINACION PARALELA
	—	ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO	~~~~~	ESTRATIFICACION WAVY
CALIZAS		ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR	△	ESTRATIFICACION LINSEN
CALCISILTITAS	—/—	RIPPLES DE CORRIENTE	VVVVV	MARCAS DE RAICES
PELITAS	—/—	RIPPLES ASCENDENTES	●●●	NODULOS DE SILEX
MARGAS	—/—	RIPPLES DE OSCILACION	***	CANTOS BLANDOS

FIG. 3.-SECUENCIAS DE FACIES REPRESENTATIVAS DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE EJEA DE LOS CABALLEROS (27-12)

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. Su descripción se realiza en base a los datos de las secciones de Sierra de Luna (03) y la del Castillo de La Sora (05). Hay que puntualizar que los depósitos margo-calcáreos representados en la parte superior de ámbas series, que corresponden a las calizas que configuran el Monte de La Sora y a los materiales margo-carbonatados suprayacentes, presentan características diferentes a las de los materiales infrayacentes.

Los materiales margocarbonatados de estos últimos, 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 1.5 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 3). 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).

Los materiales lacustres que se hallan en la posición estratigráfica más alta, dentro del área de estudio, y que corresponden a las calizas de La Sora y a los depósitos suprayacentes, se organizan en ciclos de facies diferentes; son similares a los descritos por ARENAS *et al.* (1989): éstos poseen un espesor que oscila entre 1 m y 10 m, aproximadamente. Cuando el ciclo es completo de base a techo está constituido por los siguientes tramos (Fig 3): a/ un tramo basal predominantemente margoso, en el que algunas veces se encuentran nódulos de sílex. b/ un segundo tramo formado por margas con intercalaciones de calcisiltitas de espesor centimétrico y, a menudo, con estratificación wavy y linsen. Ocasionalmente, existen niveles estromatolíticos. c/ un tercer tramo formado por capas de calizas limosas con superficies de reactivación y con desarrollo de ripples de oscilación en el techo. d/ un cuarto y último nivel formado por biomicritas con restos de caráceas y, a techo, con perforaciones verticales producidas por raíces (ver FREYTET Y PLAZIAT, 1982). Como los ciclos descritos en el párrafo anterior, corresponden a ciclos de somerización.

2.1.3. Ambiente deposicional de margen de lago salino.

Los sedimentos depositados en este ambiente deposicional, dentro del área de estudio, se desarrollan en el complejo lacustre situado en el sector meridional de la hoja. En ocasiones, se sitúan en la parte inferior de las unidades genético sedimentarias, tal es el caso de la cuarta unidad genético sedimentaria, en el sector SO. Normalmente, se sitúan en la parte superior de las mismas e, incluso, a techo, como en el caso de la segunda y tercera unidad.

Dentro de la zona de estudio, estas facies se desarrollan tanto en el sector sur-oriental, como en el sector sur-occidental. En el primero, han sido caracterizadas en la sección de Las Pedrosas (07), concretamente en los 35 m basales de esta serie. En el segundo sector, se han caracterizado en la sección del Castillo de La Sora (05), donde están bien representadas en los primeros 15 m medidos y también en la parte superior de la serie, entre los 95 m y los 205 m. Las caracterizadas en la sección de Las Pedrosas y en la base de la serie del Castillo de la Sora, se sitúan en la parte media y superior de la segunda unidad genético-sedimentaria. Las situadas entre los 95 m y 120 m de la segunda serie mencionada, corresponden al techo de la tercera unidad y las situadas entre los 120 m y los 205 m de la misma serie, se sitúan en la parte inferior y media de la cuarta unidad.

Las facies de margen de lago salino, que corresponden a la segunda unidad genético-sedimentaria, consisten principalmente en margas con nódulos de yeso los cuales, ocasionalmente, llegan a formar niveles de espesor centimétrico, de aspecto tabular. Entre las margas, se intercalan capas de arenisca de grano fino, cuyo espesor oscila entre los 5 cm y los 50 cm. Algunas veces, las areniscas son canaliformes e internamente contienen

estructuras tractivas, sobre todo estratificación cruzada de tipo planar, pero normalmente, son planoparalelas, con laminación paralela y ripples. También existen intercalaciones de margocalizas de espesor centimétrico. Todo este conjunto, se organiza en ciclos elementales de facies (ver SALVANY, 1989 a y b), los cuales presentan una potencia situada entre 1 m y 9 m (Fig 3). En la base están formados por las margas con yesos nodulares y con intercalaciones de las capas de arenisca descritas y, en el techo, por margas gris-azuladas y, finalmente por los niveles de calcisiltitas.

Los ciclos de facies que configuran el ambiente de margen de lago salino correspondientes a la 3^a y 4^a unidades genético-sedimentarias, son parecidos a los descritos en el párrafo anterior. Unicamente, cabe señalar que a menudo culminan con biomicritas con restos de caráceas, cuyo techo, algunas veces se halla perforado por raíces. Las calizas, a menudo, también presentan nódulos de sílex.

2.2. BIOESTRATIGRAFIA

El análisis de las muestras recogidas para el estudio de microvertebrados, dentro del territorio estudiado, no ha dado resultados favorables, pero en las hojas vecinas de Tudela y Remolinos, existen yacimientos (Tudela I y Remolinos) en materiales que presentan la misma posición estratigráfica que los de la hoja de Ejea. De esta forma, EL yacimiento de Tudela I se halla, probablemente, en materiales estratigráficamente equivalentes a los que constituyen la primera unidad definida en la zona. En este yacimiento, se ha identificado a Palaeochoerus meisneri MEYER y se le atribuye una edad Ageniense (CRUSA FONT et al, 1966). Por otro lado, el yacimiento de Remolinos, se halla en materiales equivalentes a los que constituyen la 2^a unidad caracterizada en la zona de Ejea. En éste, se ha

identificado a Caenotherium, probablemente al C. miocaenicum CRUS. Y VILL., cuya edad es Aragoniense medio-superior (ver LLAMAS, 1959).

En el área de Lanaja, el estudio de yacimientos situados en materiales que forman la parte media de la quinta unidad presente en la zona, ha permitido acotar su edad, entre el Mioceno medio y el Mioceno superior.

2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

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

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

En la parte aragonesa de la Depresión, concretamente en las áreas de Fraga, Sariñena, Peñalba y Lanaja, los materiales de edad Oligoceno superior - Mioceno medio, se disponen en 9 unidades genético-sedimentarias (desde la Unidad de Fayón-Fraga, hasta la Unidad de San Caprasio; ver Tablas I y II). Cada uno de éstas está formada en la base, por materiales de abanico aluvial distal, que forman parte del Sistema deposicional de Huesca (HIRST y NICHOLS, 1986) y hacia techo, pasan transicionalmente a materiales lacustre-palustres. De la misma forma, en la zona de Fustiñana, Ejea y Almudevar, en la parte

centro-occidental de la cuenca, la disposición cíclica de estos materiales, se realiza de forma similar, pero los materiales aluviales, que forman la base de las unidades, en este área forman parte del Sistema deposicional de Luna (HIRST y NICHOLS, 1986). La cartografía y la correlación de los límites que separan estas unidades cíclicas, hacia las áreas centrales de la cuenca, nos ha permitido observar su evolución hacia ambientes deposicionales de margen de lago salino y de lago salino. De la misma forma, la cartografía de estos límites, hacia áreas relativamente marginales de la cuenca, donde solamente existen facies detríticas, nos ha permitido distinguir los ambientes de abanico aluvial distal que corresponden a cada una de las unidades.

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

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 (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:

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
MIOCENO	AQUITANI-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 SUPERIOR	CHATTIENSE	Unidad Mequinenza-Ballobar		Arcillas y calizas de la Fm. Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena.
		Unidad Fayón-Fraga	▲ Zona <u>Eomys aff. major</u> (1) (MP-27) ▲ Zona <u>Eomys major</u> (1)	Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell, Sariñena y Peralta
		Unidad Alfés-Ribarroja	▲ Zona <u>Eomys Zitteli</u> (1) (MP-26)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza alfa (Embalse Secá) Aytona.
OLIGOCENO INFERIOR	ESTAMPIENSE	Unidad Castelldans	▲ Zona <u>Theridomys aff. major</u> (1) (MP-25)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castelldans
		Unidad Arbeca		Arcillas, areniscas lacustres y caliches de Vacaroja Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad La Floresta		Areniscas y calizas lacustres de La Floresta, Arcillas Formación Urgell, Pla de la MAUXA)
		Unidad Omells		Arcillas, areniscas y calizas lacustres de Omells Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad Vallbona		Arcillas, areniscas y calizas lacustres de Vallbona Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad Tárrega	▲ Zona <u>Theridomys major</u> (1) (MP-23)	Calizas de Cervera y del Talladell Formación Urgell - Parte inferior
		Unidad Sant Ramón	▲ Zona <u>Theridomys calafensis</u> (1) (MP-22)	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
O N E C O — M	AQUITANIENSE / AGENIENSE \	VALLESIENSE	Unidad San Caprasio	Areniscas, arcillas y calizas de la Formación Alcubierre.
		ARAGONIENSE	Unidad Sierra de Lanaja-Montes de Castejón	Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
			Unidad Sierra de Pallaruelo-Monte de la Sora	Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
			Unidad Remolinos-Lanaja	▲ (MN-3) (?)
			Unidad Bujaraloz-Seriñena	▲ Zona <u>Ritteneria manca</u> (2b) (1)
			Unidad Galocha-Ontiñena	Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre yesos de la Fm. Zaragoza.
			Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca	Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre, yesos de la Fm. Zaragoza.
OLIGOCENO SUP.	CHATTIENSE			Arcillas y areniscas de la Fm. Sariñena. Arcillas y calizas de la Fm. Alcubierre y Mequinenza, yesos de la Fm Zaragoza.
				Arcillas y calizas de las Fms. Alcubierre y Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena, yesos de la Fm. Lerín.

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

BIOZONAS MN: MEIN (1989)

BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)

(1) MEIN (1975)

(2) AGUSTI, et al. (1988)

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. El tránsito de las facies proximales, hacia las distales, se realiza de forma transicional. En conjunto se trata de una asociación de facies de abanico aluvial distal, que termina en una llanura lutítica (playa lake), donde, debido a la presencia de un clima idóneo, tiene lugar la sedimentación de materiales evaporíticos. Cabe señalar, que dentro del ambiente deposicional de abanico aluvial distal, se pueden diferenciar una asociación de facies de eje de abanico, que pasa directamente a los depósitos de margen de lago salino y una asociación de facies de orla de abanico, que está constituida por facies terrígenas y carbonáticas de llanura de inundación.

B/ Una parte superior, formada, en las zonas relativamente proximales, por facies fluviales, en donde predominan los materiales pelíticos, edafizados, de llanura de inundación, en donde el desarrollo de paleocanales de arenisca es efímero y en donde tienen lugar el desarrollo de niveles carbonáticos de origen lacustre-palustre. Lateralmente hacia áreas más distales, estas facies pasan transicionalmente, o bien a facies carbonáticas de origen lacustre-palustre (en la mayoría de las 20 unidades genético-sedimentarias), o bien a facies terrígeno-carbonáticas lacustres (en las unidades oligocenas de Torà, de Vallbona, de Omells, de La Floresta y de Arbeca). Finalmente, en las áreas relativamente centrales de la cuenca, todo este conjunto de materiales pasa a facies margo-evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino.

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

1/ Por una parte creemos que las sucesivas oscilaciones climáticas, han jugado un importante papel en la ordenación vertical y lateral de las facies que constituyen, tanto las unidades genético-sedimentarias, como de las que constituyen los ciclos de rango inferior y, por lo tanto, en la génesis de las mismas. Estas oscilaciones, en buena parte debieron provocar sucesivos cambios del nivel de base, o de la superficie de equilibrio, entendiéndose como tal, aquella superficie imaginaria de la litosfera sobre la cual, no hay ni erosión ni sedimentación, es decir, sobre la que 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 Ejea de Los Caballeros, se hallan representadas 5 unidades genético-sedimentarias, que de base a techo se denominan:

1/ **Unidad Galocha-Ontiñena:** Es la unidad infrayacente y presenta una edad Ageniense (ver tabla II). Dentro de la hoja, en el área septentrional, está formada por un ambiente deposicional aluvial distal, mientras que tanto en el área centro-occidental como en la centro-oriental de la zona, entre estas facies fluviales y, sobretodo en la parte superior de la unidad, se intercalan materiales carbonatados de origen lacustre-palustre (Fig. 4). Su potencia es de difícil evaluación, puesto que su

base no aflora. No obstante, en la columna de Pepa Antonia (04), se han medido unos 20 m de serie, correspondientes a facies de abanico aluvial distal. Su edad es Ageniense.

2/ Unidad Bujaraloz-Sariñena: Presenta una distribución de facies similar a la de la unidad anterior, ya que en el área septentrional, está formada por facies de abanico aluvial distal y, en el área meridional, por un ambiente deposicional lacustre-palustre. Tanto en el sector sur-occidental, como en el sur-oriental, hacia la parte media-superior, está formada por materiales de margen de lago salino (Fig. 4). La evolución espacial y temporal de esta unidad, a lo largo del sector central de la Cuenca del Ebro, fue estudiada por HERNANDEZ *et al.* (1991). La potencia de la unidad se ha evaluado en las secciones de Luna (01), de La Monlora (02), de Pepa Antonia (04), del Castillo de La Sora (05), de Las Pedrosas (07) y de Santo Domingo (08), y es del orden de los 70 m. La parte basal de la unidad posee una edad Ageniense, mientras que la edad del resto de la unidad, corresponde al Aragoniense inferior.

3/ Unidad Remolinos-Lanaja: En la parte septentrional de la zona, toda la unidad se halla representada en facies de abanico aluvial distal. En el extremo sur-oriental de la hoja, la base de la Unidad Rosel, está formada por facies fluviales y su parte superior, por facies lacustre-palustres (Fig. 4). En el extremo sur-occidental, su base la forman los materiales de coloración rojiza de procedencia ibérica. Su parte superior, también está constituida por facies lacustre-palustres y su techo, por facies margo-evaporíticas de margen de lago salino. Su potencia oscila entre 60 m y 100 m, y se ha medido en las series de Luna (01), de La Monlora (02), de Sierra de Luna (03), de Pepa Antonia (04), del Castillo de La Sora (05) y de Las Pedrosas (07). Posee una edad Aragoniense.

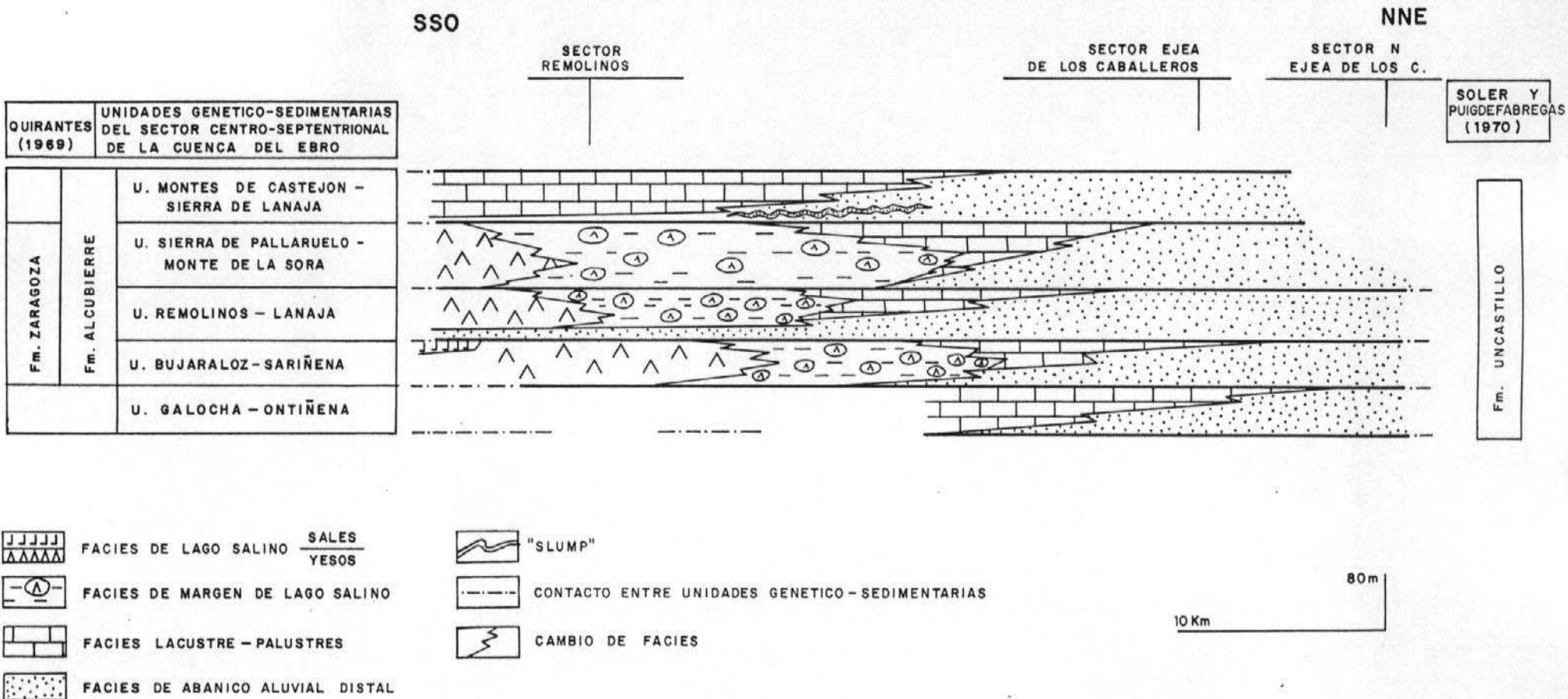


Fig. 4.- MODELO SECUENCIAL DE LAS UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS MIOCENAS EN EL SECTOR NOROCCIDENTAL DE LA PARTE ARAGONESA DE LA CUENCA DEL EBRO.

4/ Unidad Sierra de Pallaruelo-Monte de La Sora:

Los materiales aluviales, de procedencia pirenaica, correspondientes a esta unidad, solamente se hallan representados en el Cerro de la Monlora. En el sector meridional, la base de la unidad se halla representada por dos tramos terrígenos, de coloración rojiza, los cuales preceden de La Cordillera Ibérica. En el sector SO, por encima de estos tramos, se desarrollan facies de margen de lago salino. Las facies lacustre-palustres de la misma, se desarrollan en toda la parte meridional, por encima de las facies de margen de lago salino (ver Fig. 4) y culminan con las calizas que configuran el Monte de La Sora. En la sección de La Monlora (02), en la parte septentrional de la zona, se han medido unos 105 m de serie correspondientes a esta unidad, mientras que en el área meridional, se halla representada en las secciones de Sierra de Luna (03) y del Castillo de La Sora (05), donde su potencia es de 110 m. La edad de esta unidad es Aragoniense.

5/ Unidad Sierra de Lanaja-Montes de Castejón:

Igualmente que la unidad anterior, en la parte septentrional del territorio, únicamente se halla representada en el Cerro de La Monlora, y en facies aluviales distales, donde se han medido los 30 m basales en la sección de La Monlora (02). En la parte meridional del territorio, los materiales margo-carbonatados, de origen lacustre-palustre, que suprayacen a las calizas de La Sora y que constituyen los niveles estratigráficos superiores de todo el territorio, configuran a esta unidad genético-sedimentaria (Fig 4). Tienen una potencia de 75 m, evaluada en la columna de Sierra de Luna (03). Posee una edad 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.

SSO

NNE

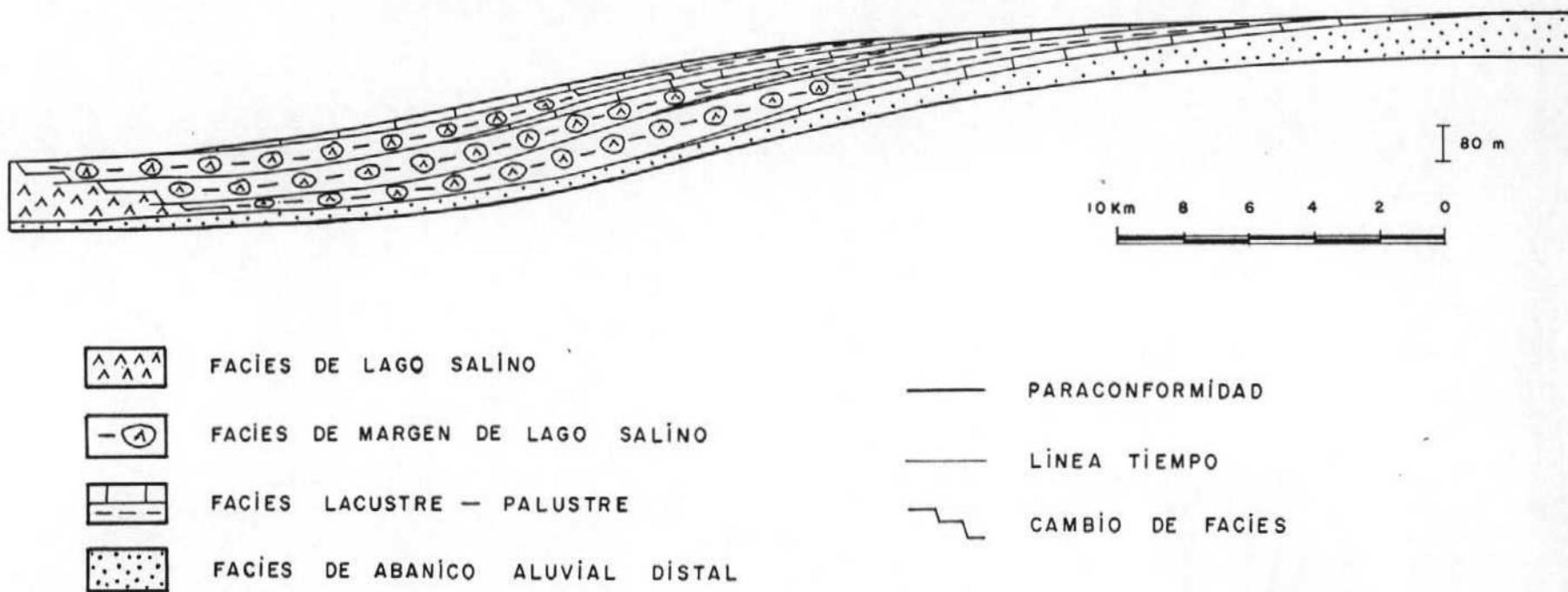


FIG. 5.- MODELO SECUENCIAL DE UNA UNIDAD GENETICO-SEDIMENTARIA EN EL SECTOR NOR-OCCIDENTAL DE LA PARTE ARAGONESA DE LA CUENCA DEL EBRO.

3.- BIBLIOGRAFIA

3.- BIBLIOGRAFIA

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 tp patterns of water and sediment motion". North-Holland Publishing Company. Amsterdam. pp. 1-422.

CRUSAFONT M., TRUYOLS J., RIBA O, 1966 - Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja. Notas y Comunicaciones IGME, nº 90. pp. 53-76.

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., SOL_, 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., 1983, - "Oligo-Miocene alluvial systems in the Northern Ebro Basin, Huesca Province Spain". Tesis Doctoral. niv. Cambridge, 247 pp.

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.

LLAMAS M. R., 1959 - Las minas de sal gema de Remolinos (Zaragoza) y la Geología de sus proximidades. Bol. R. Soc. Esp. de hist. nat., LVII,, 33-47.

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. & 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.

SELLY R.C., 1977 - "An introduction to Sedimentology". Acade. Press. London, 1-408.

SOLER M., PUIGDEFABREGAS C., 1970 - Lineas generales de la geología del Alto Aragón Occidental, Pirineos, 96, pp.5-20.

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. Nº 7, 55 pp.'

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