

**INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA DE PEÑALBA**

30-15

386

JUNIO/91

INDICE

INDICE

	Pág.
1.- <u>INTRODUCCION</u>	1
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	2
1.2. SITUACION GEOLOGICA	2
1.3. METODOLOGIA	2
1.4. NOMENCLATURA	3
2.- <u>ESTRATIGRAFIA</u>	4
2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES . .	5
2.1.1. <u>Ambiente deposicional de abanico aluvial distal</u>	7
2.1.1.1. Facies de relleno de paleocanal	9
2.1.1.2. Facies de llanura de inundación	11
2.1.2. <u>Ambiente deposicional lacustre-palustre</u>	13
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>	17
2.1.4. <u>Ambiente deposicional de lago salino</u>	18
2.2. BIOESTRATIGRAFIA	20
2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	21
3.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	29

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La hoja de Peñalba se halla situada en el sector central de la Depresión del Ebro, entre las ciudades de Lérida y Zaragoza. Pertenece, en su mayor parte, a la provincia de Huesca a excepción de su extremo suroccidental, el cual pertenece a la provincia de Zaragoza.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

La zona de estudio se situa en el sector centro-septentrional de la Cuenca del Ebro, cuenca de antepaís del orógeno pirenaico (PUIGDEFABREGAS, et al. 1986). Desde el Eoceno terminal hasta el Mioceno medio esta cuenca ha actuado como centro de deposición de materiales continentales procedentes del desmantelamiento de las cordilleras circundantes: el Pirineo al N, los Catalánides en el SE y la Sierra Ibérica en el SO. Si bien el relleno por parte de estos sedimentos continentales se ha realizado entre el tránsito Eoceno-Oligoceno (RAMIREZ, et al. 1991 citan sedimentos marino de edad Priaboniense) y el Mioceno, el depocentro no ha permanecido constante durante todo el tiempo. Así, durante el Oligoceno existían dos depocentros localizados en Cataluña y en Navarra respectivamente (RIBA et al. 1983), mientras que durante el Mioceno el depocentro se encuentra localizado en el sector aragonés de la cuenca.

1.3. METODOLOGIA

Para la realización del estudio geológico de la hoja se han levantado un total de cinco columnas estratigráficas y se ha elaborado la cartografía geológica. Además se han recogido 77 muestras para estudio petrográfico, 11 para el estudio de levigados, 2 para el

estudio concreto de micromamíferos y 4 para estudios especiales de arcillas.

1.4. NOMENCLATURA

A continuación se definen los principales términos utilizados para la elaboración del presente estudio sedimentológico.

Unidad genético-sedimentaria.- Utilizamos dicho término para definir a un conjunto de materiales genéticamente relacionados y limitados por discordancias (*sensu* MITCHUM et al., 1977). Esta definición corresponde a la de secuencia deposicional (*sensu* VAIL et al. 1977) para sedimentos marinos y a la de hinterland sequences (VAIL et al. 1977) para sedimentos continentales. Debido a la ausencia de un modelo bien definido en cuencas continentales (VAN WAGONER, et al., 1990), preferimos utilizar el término de unidad genético-sedimentaria.

Sistema deposicional.- Asociación tridimensional de facies formada por un conjunto de ambientes relacionados fisiográficamente (*sensu* FISCHER & McGOWEN, 1967) (SCOTT & KIDSON, 1977).

Ambiente deposicional.- Condiciones biológicas, químicas y físicas específicas, deducidas a partir de grupos de litofacies y paleocomunidades (SCOTT & KIDSON, 1977).

2.- ESTRATIGRAFIA

2.- ESTRATIGRAFIA

Los materiales de edad Oligo-miocena y Miocena que se encuentran en la hoja colmatando este sector central de la Depresión del Ebro se pueden agrupar, a grandes rasgos, en tres grandes dominios litológicos. Así en el sector nororiental de la hoja (1) existe una alternancia de tramos detríticos y tramos carbonatados; mientras que en el sector central (2) observamos una alternancia entre tramos calcáreos y margo-arcillosos; y finalmente en el sector suroccidental (3) existe una alternancia entre margas, con intercalaciones de yeso nodular y tabular, y capas de espesor decimétrico de calcisiltita.

Los materiales que se han estudiado en la hoja forman parte de diferentes unidades litoestratigráficas definidas por QUIRANTES (1969). Si bien estos materiales reciben distintos nombres locales (Calizas de Peñalba, Calizas de Sigüenza, Calizas de Cardiel...) finalmente pueden agruparse para formar parte, en su totalidad, de las Formaciones Alcubierre y Mequinenza de QUIRATES (1969). En la memoria de la hoja geológica se hace referencia a las equivalencias entre los distintos niveles cartográficos y las diferentes unidades litoestratigráficas.

Finalmente haciendo referencia al sistema deposicional aluvial distal que ha proporcionado el sedimento que se halla en la hoja podemos decir que se trata del Sistema de Huesca definido por HIRST & NICHOLS, (1986) (ver figura 1).

2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES

Las facies presentes en la hoja pueden agruparse en cuatro ambientes deposicionales que, de proximal a distal, se ordenan de la forma siguiente:

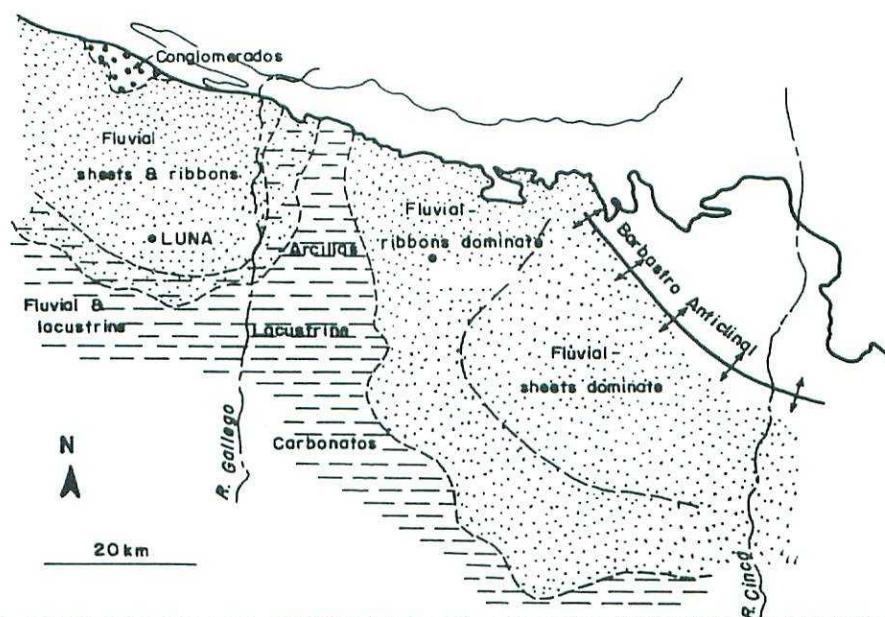


Fig. 1.—CINTURONES DE FACIES EN LOS SEDIMENTOS DEL MIOCENO INFERIOR ENTRE LUNA Y EL RIO CINCA (según HIRST & NICHOLS, 1986)

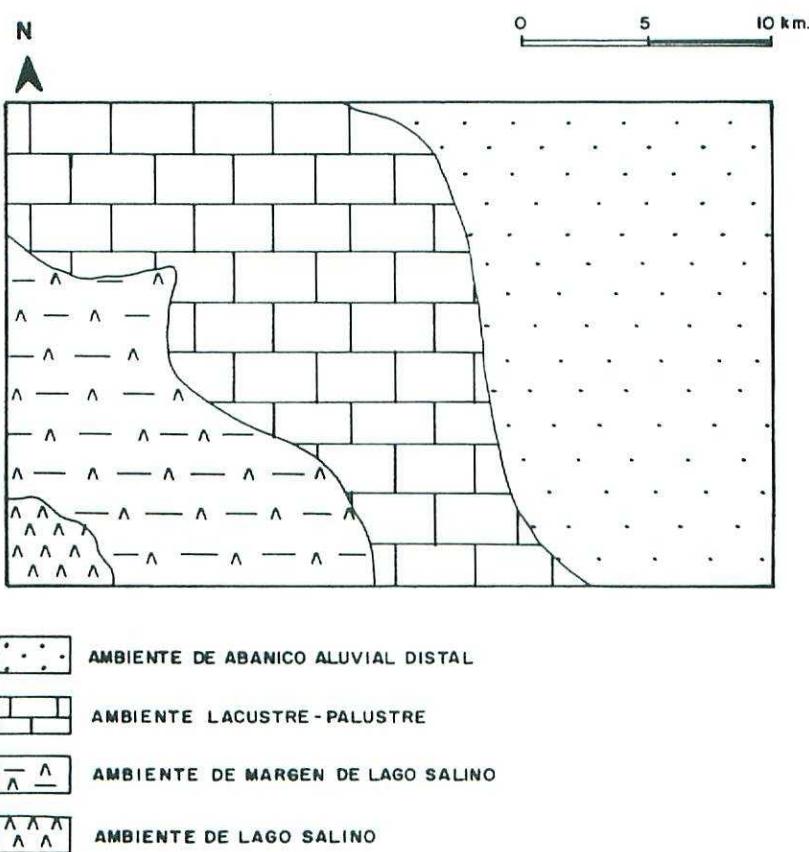


Fig. 2.—DISTRIBUCION GENERAL DE FACIES EN LA HOJA DE PEÑALBA (30-15) DURANTE EL MIOCENO INF.

- (1) ambiente deposicional de abanico aluvial distal
- (2) ambiente deposicional lacustre-palustre
- (3) ambiente deposicional de margen de lago salino
- (4) ambiente deposicional de lago salino

Desarrollándose las facies más proximales al este y noreste mientras que las más distales se desarrollan hacia el suroeste en dirección al centro de cuenca (figura 2).

En cada ambiente deposicional se han distinguido distintas facies que se irán describiendo por separado a continuación.

2.1.1. Ambiente deposicional de abanico aluvial distal

Se han medido facies correspondientes a ambiente de abanico aluvial distal en varias columnas de las que se han levantado para el estudio de la hoja.

<u>Nº</u>	<u>COLUMNA</u>	<u>METROS</u>	<u>TOTAL</u>
01	CORRAL DE LA PLANAS	55 m.	200 m.
04	BARRANCO DE BARBUCHANO	40 m.	100 m.
05	ONTIÑENA	28 m.	42 m.

Como ejemplo de serie sintética podemos ver los 55 metros basales de la columna del Corral de la Plana (01). Se trata de una alternancia de arcillas versicolores (rojas, verdes, ocres, grises...) bioturbadas con capas de arenisca de grano medio/fino y fino. Las capas de arenisca poseen una morfología erosiva o bien una morfología tabular. Entre estos sedimentos pelíticos también se intercalan ocasionales capas de caliza limosa con bioturbación extensiva.

En una secuencia vertical se observa como existe una disminución progresiva de las capas de arenisca intercaladas entre las arcillas bioturbadas y un aumento de las capas de caliza limosa bioturbada.

2.1.1.1. Facies de relleno de paleocanal

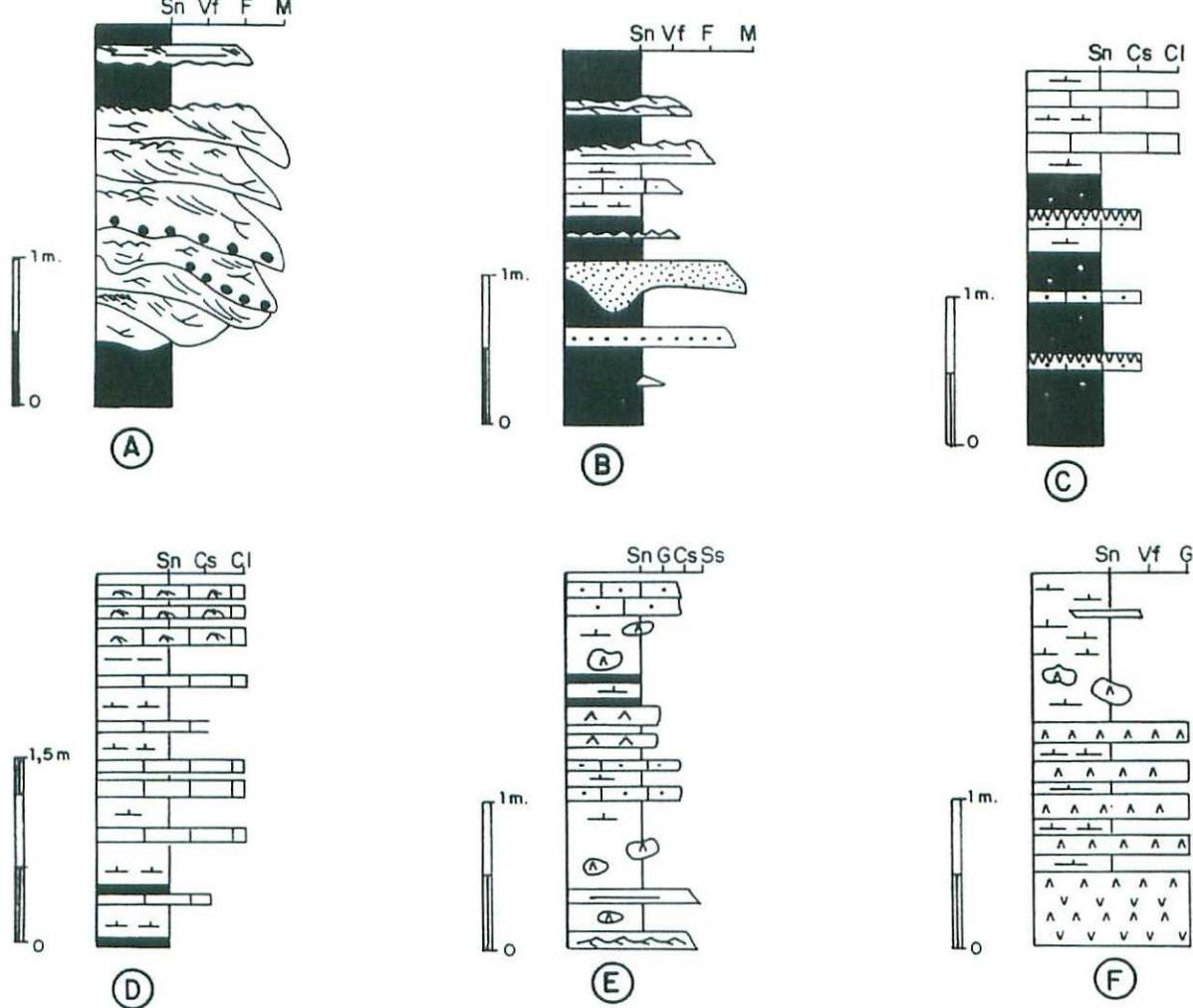
Se han reconocido tres tipos de facies de relleno de paleocanal, si bien el primero de ellos es mayoritario.

El primer tipo de facies está constituido por bancos de arenisca de hasta 200-250 cms. con base erosiva y tendencia granodecreciente (el tamaño de grano oscila entre medio y fino).

Las estructuras internas observadas son superficies de acreción lateral, marcadas por la presencia de arcilla o limo, y ocasionales reactivaciones. Internamente no suelen observarse más estructuras, aunque normalmente en las partes superiores se desarrollan ripples de corriente (ver la columna del Corral de la Plana entre los metros 2.5 y 5 y la figura 3).

En función de las características observadas interpretamos estas facies como de relleno de paleocanales de ríos meandriformes, o point-bars, (ALLEN, 1964, 1965 Y 1968, SELLEY 1977 y PUIGDEFABREGAS 1973).

El segundo tipo de facies se caracteriza por tratarse de bancos de arenisca de hasta 100 cms., con ocasionales superficies de reactivación, base erosiva, laminación cruzada planar y que presentan una cierta tendencia granodecreciente.



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

B - FACIES DE LLANURA DE INUNDACION

C - CICLOS DE FACIES PALUSTRES

D - CICLO DE FACIES LACUSTRE DE LAS UNIDADES GALOCHA, ZUERA Y ROSEL

E - CICLOS DE FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO

F - CICLOS DE FACIES DE LAGO SALINO

LEYENDA

ARENASCAS	CALIZAS	CALSILTITAS	PELITAS	MARGAS	YESOS NODULARES	LAMINACION PARALELA
					ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO	ESTRATIFICACION WAVY
					ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR	ESTRATIFICACION LINSEN
					RIPPLES DE CORRIENTE	MARCAS DE RAICES
					RIPPLES ASCENDENTES	NODULOS DE SILEX
					RIPPLES DE OSCILACION	CANTOS BLANDOS

Fig. 3. - CICLOS DE FACIES REPRESENTATIVOS DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE PEÑALBA (30-15)

Según estas observaciones se trataría del relleno de paleocanales de baja sinuosidad y, posiblemente, de funcionamiento más efímero (LEOPOLD, WOLMAN & MILLER, 1964).

En tercer lugar existen esporádicas capas decimétricas de arenisca con base erosiva de aspecto masivo y granoselección positiva. No se observa ningún tipo de estructura tractiva interna como en los dos casos anteriores aparte de laminaciones de tipo ripple de corriente desarrolladas a techo de la capa. Según las características descritas podemos pensar en dos posibles orígenes:

A- Relleno de cicatrices erosivas incididas con anterioridad en facies arcillosas. Este relleno se produce por arenas provenientes del desbordamiento de los canales cercanos en momentos de fuerte avenida y que sedimentan como corrientes de turbidez.

B- La propia corriente de desbordamiento puede producir la erosión (scouring) y, posteriormente, el relleno de la misma incisión al ir perdiendo su energía (ALLEN, 1965a; SELLEY, 1977).

Finalmente, y en ambos casos, la superficie superior de la capa puede estar retrabajada por la propia corriente produciendo las estructuras tractivas mencionadas con anterioridad (ripples de corriente).

2.1.1.2. Facies de llanura de inundación

Estas facies están dominadas por sedimentos pelíticos, básicamente arcillosos con cierto contenido en CaCO_3 . Entre el sedimento pelítico se intercalan capas planoparalelas de arenisca y capas de caliza limosa con signos de bioturbación (como tramo representativo ver el

tramo comprendido entre los 20 y 50 m. de la columna del Corral de la Plana).

Las distintas características observadas en estas facies pelíticas- estructuras verticales, color y moteado (mottling)- nos permiten diagnosticar unos importantes procesos edáficos, que además sufren una variación en la vertical (Figura 3).

La rubefacción, o proceso de oxidación del hierro presente en el sedimento, es muy común y se extiende a todos los niveles de una serie de llanura de inundación. También se desarrollan moteados , o manchas de reducción, producto de la reducción en zonas con más presencia de agua. Las pelitas de coloraciones más claras, grises-blancas, también se dan aunque asociadas a zonas donde la acumulación de agua es más constante.

Si observamos la evolución vertical de los procesos edáficos llegaremos a la conclusión de que mientras en las partes bajas de una serie de llanura de inundación predomina la rubefacción y el desarrollo de estructuras verticales, hacia las partes superiores, ya en tránsito hacia facies de ambiente deposicional palustre-lacustre, empiezan a predominar los procesos edáficos de carácter hidromórfico con niveles de acumulación de materia orgánica, principalmente vegetal.

Entre las facies pelíticas se intercalan capas decimétricas de arenisca tabular, masivas, con ripples de corriente a techo y con granoselección positiva.

Estas areniscas fueron depositadas por flujos gravitativos producto del desbordamiento de los paleocanales en épocas de avenida (ALLEN, 1965a).

Las capas de caliza que se observan en este ambiente suelen tener muy poca continuidad lateral. Muchas de estas capas presentan perforaciones por raíces aunque contengan restos de moluscos, ostrácodos y caráceas. En el estudio de microfacies se pueden observar algunos intraclastos calcíticos junto a los bioclastos. También se observa a manudo porosidad fenestral y móldica como indicadores de exposición subaérea de la capa.

La formación de estas calizas está relacionada con zonas dónde existe una acumulación temporal de agua en la propia llanura de inundación y que posteriormente han sufrido una desecación.

2.1.2. Ambiente deposicional lacustre-palustre

Se han medido facies correspondientes a ambiente lacustre-palustre en varias de las columnas que se han levantado. Los metros que se detallan a continuación representan el total de sedimentos atribuidos a este ambiente en cada columna. Dentro de una columna los sedimentos correspondientes a este ambiente se pueden encontrar a diferentes niveles estratigráficos, habiéndose medido entre ellos otros sedimentos cuya potencia no se ha contemplado en la lista.

<u>Nº</u>	<u>COLUMNA</u>	<u>METROS</u>	<u>TOTAL</u>
01	Corral de la Plana	150 m.	200 m.
02	Pico Sigena	130 m.	132 m.
04	Barranco Barbuchano	76 m.	100 m.
05	Ontiñena	12 m.	42 m.

Como muestra de serie representativa de este ambiente deposicional podemos estudiar la columna del Corral de la Plana (01), entre los metros 55 y 106 . En esta

columna se observa que se trata de una alternancia entre tramos margosos, ocasionalmente limosos o arcillosos rojizos con señales de pedogénesis, y bancos de calizas limosas de escala métrica. Estos bancos presentan una ligera tendencia estratodecreciente, una estratificación ligeramente ondulada y mayor bioturbación hacia techo. Desde la base al techo del tramo existe un aumento de los bancos calizos y margas grisáceas en detrimento de las facies arcillosas rojas bioturbadas.

Las facies de ambiente lacustre-palustre se desarrollan en las partes frontales y marginales del sistema deposicional de abanico aluvial distal (ver figura 2). Ambos ambientes se inter digitan dando lugar a una repetición cíclica constituida por sedimentos de abanico aluvial en la base y de ambiente lacustre-palustre a techo. El cambio entre las facies lacustre-palustres y las de abanico aluvial distal suprayacentes se produce de forma neta y brusca, mientras que el tránsito dentro del propio ciclo se produce de forma gradual.

2.1.2.1. Facies lacustre-palustres

Los sedimentos depositados en un ambiente deposicional lacustre-palustre presentan poca variedad de facies. Básicamente se trata de una alternancia de arcillas rojizas, margas grises y capas de caliza limosa.(ver DALEY, 1973; ver figura 3) (para muestra ver columna del Corral de la Plana entre los metros 55 y 85, o columna del Pico Sigena entre los 20 y 60 metros)

Las coloraciones rojas, muy abundantes en los sedimentos pelíticos de llanura de inundación, son aquí menos importantes cuantitativamente mientras que las coloraciones grises-blancas son mucho más abundantes. Estas pelitas de colores claros pueden estar asociadas a

horizontes eluviales (PERCIVAL, 1986) donde se ha producido un lavado de los óxidos de hierro libres y de las arcillas. En un ambiente reductor, suelo hidromorfo, se pueden producir acumulaciones de materia orgánica, debido a la anoxia, y que se distinguen por su coloración oscura. Son láminas milimétricas o centimétricas de color pardo-negro constituidas por una acumulación de materia orgánica vegetal carbonosa. Estos niveles suelen observarse cerca de la base de las capas de caliza limosa.

Si nos fijamos en la evolución vertical de una serie lacustre-palustre veremos que existe una disminución de los procesos edáficos al ir incrementándose las condiciones lacustres.

Las capas de caliza suelen ser decimétricas y se agrupan en paquetes que no suelen superar los 70-100 cms. A medida que se van incrementando las condiciones lacustres los bancos son más potentes y con menos intercalaciones arcillosas entre ellos, tal como se verá a continuación (ver FREYTET, 1973; FREYTET & PLAZIAT 1982).

Las capas de caliza presentan dos tipos generales de facies. Se trata, generalmente, de (1) calizas litográficas masivas con perforaciones cilíndricas producidas por raíces. Estas perforaciones suelen estar llenas por nódulos cilíndricos o por calcita. El otro tipo de facies que observamos está constituido por (2) calizas marmorizadas y es mucho menos común. Se trata de calizas con coloraciones variadas y cierto moteado característico de suelos hidromorfos.

A escala de microfacies cabe decir que se trata de biomicritas con abundante materia orgánica y retrabajamiento por burrows. En ocasiones también se observan cristales de

yeso transformados a calcita durante la diagénesis más temprana.

2.1.2.2. Facies lacustres

Los sedimentos depositados en un ambiente lacustre carbonatado están constituidos por una alternancia de capas de caliza y margas grises y, en ocasiones, rosadas.

Estos materiales se ordenan según ciclos de facies somerizantes de escala métrica. Cada uno de estos ciclos está constituido por dos dominios (FREYTET & PLAZIAT, 1982) (ver figura 3):

(1) en la base predominan los sedimentos margosos con intercalaciones de capas decimétricas de caliza limosa, y en el techo

(2) existe un predominio de capas de caliza organizadas en bancos con una ligera tendencia estratodecreciente y con perforaciones de raíces que suelen concentrarse en las capas superiores.

Los niveles margosos contienen, a menudo, niveles milimétricos carbonosos, de color negro, constituidos dominantemente por materia vegetal y, además, por otros restos orgánicos.

El aspecto de estas capas de caliza es masivo, y suelen presentar estratificación ondulada, en ocasiones, con presencia de laminación ripple a techo. Estas calizas pueden considerarse como crumbly gravelly limestones (FREYTET, 1973) puesto que están compuestas por elementos micríticos pequeños y redondeados de varios milímetros. de longitud. Estos elementos, que en muchas ocasiones poseen restos de gasterópodos, caraceas y ostrácodos, tienen una distribución

irregular dentro de la roca. El cemento puede ser de tipo esparítico, y entonces los elementos se hallan en contacto, o bien micrítico y los elementos pueden o no estar en contacto.

Estos niveles de calizas pueden sufrir emersiones por lo que en las últimas capas de cada ciclo es donde se acumulan los efectos del burrowing y las perforaciones por raíces. Al microscopio se suele observar porosidad fenestral y móldica relacionada con estas capas

2.1.3. Ambiente deposicional de margen de lago salino

Los sedimentos depositados en este ambiente se desarrollan en las partes frontales de los dos ambientes deposicionales descritos con anterioridad. Existe una relación de cambio gradual, en el espacio y en el tiempo, entre estos sedimentos y los correspondientes a los dos ambientes anteriores. De esta forma podemos observar un tránsito entre el sedimento de abanico aluvial distal y el de margen de lago salino y también entre el sedimento depositado en ambiente lacustre-palustre y el de margen de lago salino (ver figura 2).

Las facies correspondientes a margen de lago salino sólo han sido medidas en una columna:

<u>Nº</u>	<u>COMUNA</u>	<u>METROS</u>	<u>TOTAL</u>
03	Peñalba	19	23

Esto es debido a que estas facies se encuentran generalmente muy coluvionadas y sus afloramientos son muy puntuales. De todas formas su reconocimiento se ha realizado también en base a multitud de estaciones de campo con observaciones de afloramientos puntuales.

En esta columna se observa una serie representativa de estos sedimentos. Se trata de margas gris-verdosas y niveles calcáreos con abundantes yesos nodulares y tabulares de aspecto nodular.

Estos sedimentos se organizan según ciclos elementales de facies somerizantes (entre 1 y 10 metros) que, de base a techo, se ordenan como sigue (para más detalle ver figura 3):

(1) en la base predominan las margas con yesos nodulares y/o tabulares de aspecto nodular que van disminuyendo hacia techo dando paso al predominio de

(2) capas decimétricas de caliza limolítica o calcisiltita, que en muchos casos contienen nódulos de sílex.

En la parte superior de cada ciclo también se puede desarrollar alguna capa de biomicrita con bioclastos. La presencia de evaporitas no sólo se reduce a la parte inferior de los ciclos sino que entre los niveles de calcisiltita pueden desarrollarse, también, niveles nodulares de yeso. Finalmente, y dentro de las capas calizas, pueden desarrollarse nódulos de sílex. En el Mioceno del sector de los Monegros, HERNANDEZ et al. (1991) describen ciclos de facies en este tipo de ambiente, mientras que en el Oligoceno-Mioceno continental de Navarra, SALVANY (1989a y 1989b), describe ciclos de facies similares aunque en sedimentos más distales.

2.1.4. Ambiente deposicional de lago salino

Los sedimentos correspondientes a este ambiente tienen muy poca representación en la hoja quedando reducidos

al extremo suroccidental de ésta. El estudio detallado de dicho sedimento se ha realizado en base a numerosas estaciones puntuales de observación debido al mal afloramiento que presentan.

Se trata de depósitos constituidos por una alternancia de capas de yeso y niveles de marga y de calcisiltita. Desde el este al oeste, o sea desde la parte más proximal a la más distal dentro del propio ambiente deposicional, aumenta progresivamente la presencia de capas de sedimento evaporítico al tiempo que disminuye la potencia de los niveles margosos y de calcisiltita.

Los ciclos elementales de facies se organizan de forma similar a los que caracterizan el ambiente de margen de lago salino (ver figura 3) (SALVANY, 1989a y 1989b) y HERNANDEZ et al. (1991). Se trata de ciclos de escala métrica que se organizan como sigue:

TECHO

Calcisiltita

Margas con yeso nodular

Yeso tabular

BASE

Este sería el ciclo de facies ideal aunque éstos pueden sufrir variaciones, de modo que no siempre se encuentran tan bien desarrollados. Hacia el oeste, ya en el sector entre Bujaraloz y Pina de Ebro (fuera de hoja), estos ciclos son más difíciles de observar puesto que las partes inferiores de cada uno de ellos van ganando en importancia quedando los ciclos constituidos por yesos en la base y delgados niveles margosos a techo.

2.2. BIOESTRATIGRAFIA

Los datos de interés bioestratigráfico en la hoja no son muy abundantes y se reducen a los que aportan AZANZA et al. (1988) y CUENCA et al. (1989). Estos autores citan cinco yacimientos de vertebrados en las Calizas de Peñalba localizados en las cercanías de la localidad de la que toman el nombre. La posición estratigráfica de estos yacimientos es muy próxima aunque de base a techo són: Mas de Santiaguet, Corral de Isanta, Barranco de las Foyas Ereta de las Monjas y Paridera del Cura.

Estos yacimientos han proporcionado abundantes restos de peces y reptiles mientras que los mamíferos son más escasos. En el yacimiento de la Paridera del Cura los autores mencionados citan Ritteneria manca que caracteriza la biozona 2b de MEIN (1975), biozona que representa la parte superior del Ageniense.

El yacimiento de Ontiñena, localizado en la hoja de Sariñena (357), se halla situado en la parte más alta del primer ciclo sedimentario diferenciado en la hoja. En el CUANCA et al (1991) han identificado restos de micromamíferos comprendidos en la biozona 1 de MEIN (Ageniense).

En base a estos datos sabemos que parte de los sedimentos presentes en la hoja corresponden al Ageniense. Sin embargo por consideraciones de carácter regional los materiales más bajos estratigráficamente presentes en la hoja corresponden al Arverniense (parte superior del Oligoceno), y los más altos representan buena parte del Aragoniense.

2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

La realización de esta hoja MAGNA se enmarca dentro del proyecto MAGNA, el cual consta de 28 hojas a escala 1:50.000. La realización de este proyecto implica hacer un estudio cartográfico, estratigráfico y sedimentológico de casi toda la parte central de la Cuenca del Ebro.

En la zona N y NE de la hoja, en el sector lindante con Sariñena y con el río Alcanadre, se observa con claridad la interdigitación de los ambientes deposicionales de abanico aluvial distal y lacustre-palustre (figura 2). Esta interdigitación nos permite observar una ordenación vertical cíclica para los sedimentos de este sector. Cada uno de estos ciclos está constituido por sedimentos aluviales distales en la base y por sedimentos lacustre-palustres a techo. El límite entre cada ciclo es neto y brusco, mientras que el tránsito de unos sedimentos a los superiores dentro del propio ciclo se produce de forma gradual.

El estudio de esta ciclicidad nos ha permitido distinguir cinco unidades de carácter genético-sedimentario en la hoja. Estas unidades se hallan separadas por paraconformidades o discordancias en el sentido de MITCHUM et al. (1977). La correlación de estos límites hacia el oeste y suroeste nos ha permitido diferenciar estas unidades en sectores más cercanos al centro de la cuenca donde todo el sedimento presente corresponde a facies de margen de lago salino y 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.

De forma análoga a las secuencias deposicionales marinas creemos que el origen de estas unidades genético-sedimentarias se debe a cambios del nivel de base o superficie de equilibrio (WHEELER, 1964, SLOSS 1964, ULIANA & LEGARRETA, 1988). Cada una de estas unidades están organizadas en ciclos de rango inferior, los cuales corresponden a ciclos de facies y son asimilables a parasecuencias, o ciclos de 4º orden (sensu VAN WAGONER, 1985). Estos ciclos de facies se pueden observar mejor en los ambientes deposicionales lacustre-palustre y de margen de lago salino, y su origen se debe a oscilaciones menores del nivel de base. Según nuestra opinión, basada en todo el trabajo realizado hasta ahora, creemos que las facies evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino se originan en momentos de nivel relativo de base bajo, mientras que las facies carbonatadas, de origen lacustre-palustre, se desarrollan en momentos de nivel relativo de base alto.

Bajo este prisma, y dentro de cada unidad, se pueden identificar dos cortejos sedimentarios que se acumulan a lo largo de cada ciclo de cambio de nivel de base:

A) Un cortejo de nivel de base bajo donde domina el ambiente deposicional aluvial a lo largo de toda la cuenca y en zonas puntuales (como por ejemplo el área de Remolinos y de Peñalba-Castejón de Monegros).

B) Un cortejo sedimentario de nivel de base alto, donde en áreas relativamente proximales dominan los sedimentos de ambiente lacustre-palustre y en áreas más distales los sedimentos correspondientes a ambiente de margen de lago salino y de lago salino.

Trabajando bajo este punto de vista, hemos diferenciado, en la parte central de la cuenca del Ebro, un total de 20 unidades genético-sedimentarias que abarcan una edad comprendida entre el Priaboniense y el Aragoniense-Vallesiense (ver Tablas 1 y 2).

En la parte aragonesa de la Depresión, concretamente en los sectores de Fraga-Sariñena-Peñaiba y de Fustiñana-Remolinos-Ejea de los Caballeros, los materiales de edad Oligoceno superior-Mioceno medio, se dividen en 9 ciclos sedimentarios (desde la Unidad Fraga, hasta la Unidad Alcubierre III de las Tablas 1 y 2).

Los sedimentos cartografiados en la parte catalana de la Cuenca del Ebro tienen una edad comprendida entre el Priaboniense y el Oligoceno superior y se organizan, también, de forma cíclica. De esta forma se han podido diferenciar un total de 13 unidades en este sector (desde la Unidad Sanaüja hasta la Unidad Ballobar de la tabla 1). 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. La Unidad Torà, la Unidad Ivorra y la Unidad Sant Ramon-Panadella evolucionan a facies evaporíticas a lo largo del núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer.

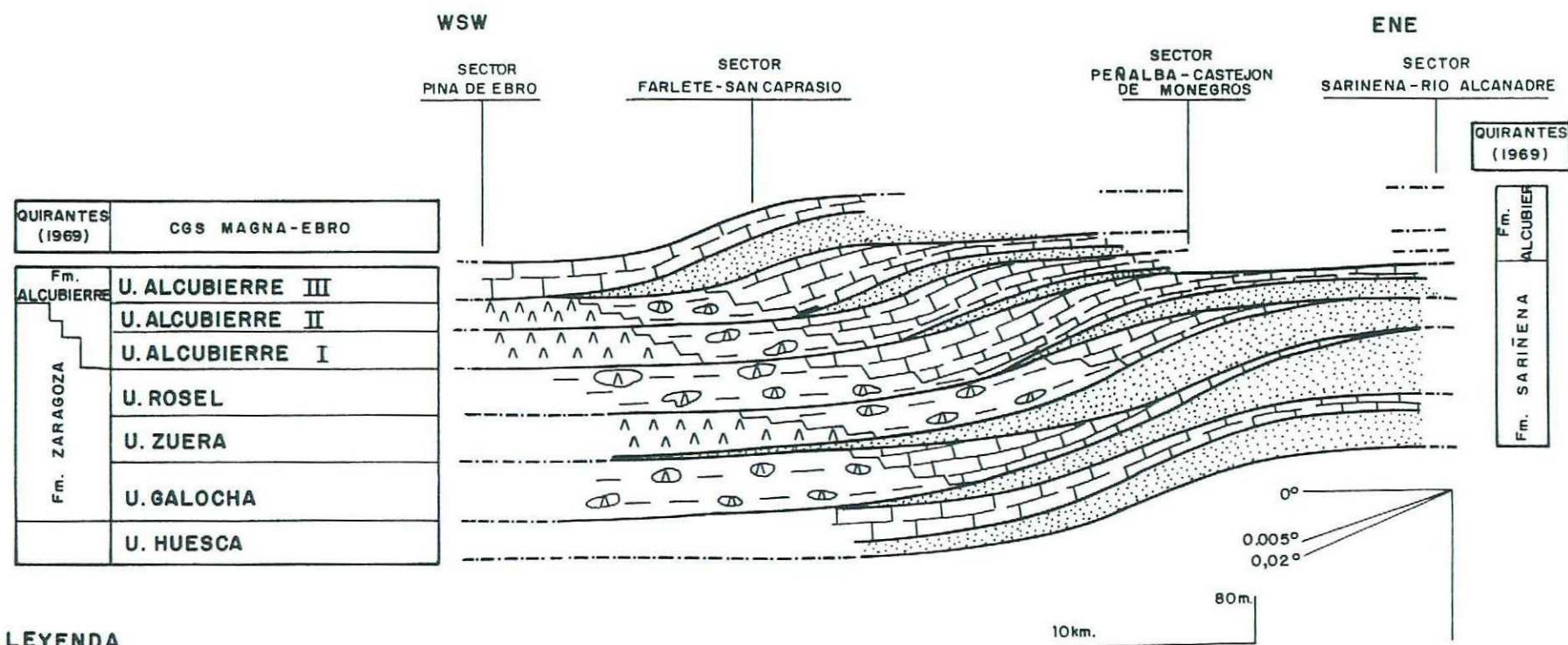
Las cinco unidades que hemos reconocido en la hoja tienen una edad comprendida entre la parte superior del Oligoceno y el Aragoniense. Estas unidades reciben, de base a techo, los nombres de: Unidad Huesca, Unidad Galocha, Unidad Zuera, Unidad Rosel y parte inferior de la Unidad de Alcubierre I (ver Tabla 2 y figura 4).

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
MIOCENO	AGENIENSE	Unidad Huesca	▲ Biozona <u>I MEIN</u>	Arcillas y calizas de las Fm. Alcubierre y Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena. Yesos de la Fm Lerín.
		Unidad Ballobar	▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (MP-30)	Arcillas y calizas de la Fm. Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena.
		Unidad Fraga	▲ Zona <u>Eomys aff. major?</u> ▲ " <u>Eomys major?</u> "	Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell, Sariñena y Peraltilla
? O. S U P E R I O R	ARVERNIENSE	Unidad Alfés		Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza alfa (Embalse Secá) Aytona.
		Unidad Castelldans	?? <u>Eomys Zittelii</u> (Pla del PEPE)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castelldans
O. S U P E R I O R	SUEVIENSE — ARVERNIENSE	Unidad Arbeca	▲ Zona <u>Theridomys aff. major</u> (Pla de la MAUXA)	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)
— I N F E R I O R	SUEVIENSE — ARVERNIENSE	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
O L I O G O C E N O	SUEVIENSE	Unidad Tárrega	▲ Zona <u>Theridomys major</u>	Calizas de Cervera y del Talladell Formación Urgell — Parte inferior
		Unidad Sant Ramón	▲ Zona <u>Theridomys calafensis</u>	Calizas de Sant Ramón — Yesos de Talavera Molasa de Solsona (Sector de Guissona)
S U E V I E N S E		Unidad Ivorra		Calizas de Ivorra Molasa de Solsona (sector de Guissona)
		Unidad de Torá		Complejo lacustre de Sanauja
EOCENO SUP.	PRIABONIENSE	Unidad Sanauja		Yesos del núcleo del anticinal de Sanauja

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

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
M I O C E N O	AGENIENSE — ARAGONIENSE — VALLESIENSE	UNIDAD ALCUBIERRE III	▲ Biozona 4b-8 MEIN	Areniscas, arcillas y calizas de la Formación Alcubierre.
		UNIDAD ALCUBIERRE II		Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
		UNIDAD ALCUBIERRE I	▲ Biozona 4-9 MEIN	Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
		UNIDAD ROSEL		Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre yesos de la Fm. Zaragoza.
		UNIDAD ZUERA	▲ Zona <u>Ritteneria manca</u> ▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u>	Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre, yesos de la Fm. Zaragoza.
		UNIDAD GALOCHA	▲ Biozona 1 MEIN ▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (M.P. 30)	Arcillas y areniscas de la Fm. Sariñena. Arcillas y calizas de la Fm. Alcubierre y Mequinenza, yesos de la Fm Zaragoza.
		UNIDAD HUESCA	▲	Arcillas y calizas de las Fms. Alcubierre y Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena, yesos de la Fm. Lerín.
OLIGOCENO SUP.	ARVERNIEN			

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



LEYENDA

- [Symbol: Three parallel diagonal lines] FACIES DE LAGO SALINO
- [Symbol: A circle with a diagonal line through it] FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO
- [Symbol: Horizontal lines with vertical dashes] FACIES LACUSTRE-PALUSTRES
- [Symbol: Dotted pattern] FACIES DE ABANICO ALUVIAL DISTAL
- [Symbol: Dashed line] PARACONFORMIDAD
- [Symbol: Two adjacent blocks with different patterns] CAMBIO DE FACIES

Fig. 4. MODELO SECUENCIAL DE LAS UNIDADES OLIGO-MIOCENAS Y MIOCENAS EN EL SECTOR DE LOS MONEGROS. EVOLUCION TEMPORAL Y ESPACIAL DE LAS DISTINTAS UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS.

La unidad Huesca sólo aflora en la zona nororiental de la hoja y está constituida por facies de abanico aluvial distal en la base y por facies de ambiente lacustre-palustre a techo. La edad de esta unidad abarca el techo del Oligoceno (Arverniense terminal) y la base del Mioceno (Ageniense basal).

No hemos distinguido la base de dicha unidad aunque su potencia puede alcanzar los 80 m.

La unidad Galocha se encuentra aflorando en todo el tercio oriental de la hoja así como en el límite sur hasta la localidad de Peñalba. La parte inferior de la unidad se halla representada en facies distales de abanico aluvial, mientras que la parte superior está constituida por facies correspondientes a ambiente lacustre-palustre que evolucionan a lacustres a techo. En el margen sur de la hoja, y en las cercanías de Peñalba, entre los sedimentos lacustre-palustres empiezan a intercalarse niveles de yeso nodular correspondientes a facies de margen de lago salino.

Esta unidad ha sido medida en las columnas de Peñalba (03) (los 20 m. superiores) y de Ontiñena (05) (40 m. de la parte inferior).

La edad de esta unidad es Ageniense.

La unidad Zuera es la que más afloramiento tiene en la hoja y en la que se observa con más claridad su

evolución temporal y espacial (ver figura 5). En la zona norte, lindando con el sector de Sariñena-río Alcanadre, está constituida por facies aluviales en la base, que evolucionan a sedimentos palustres y, finalmente, lacustres a techo. Hacia el suroeste la parte inferior va distalizándose llegando a estar representada por sedimentos palustres que evolucionan a facies lacustre-palustres hacia techo. Ya en el extremo SO de la hoja la parte basal está constituida por un nivel arcilloso rojo muy edafizado y el resto de materiales superiores corresponden a facies de margen de lago salino y de lago salino.

Esta unidad ha sido medida en la serie del Corral de la Plana (01) (con una potencia total de 106 m.), Pico Sigena (02) (18 m. superiores), Peñalba (03) (3 m. inferiores), Barranco de Barbuchano (04) (65 m. superiores).

La parte basal de esta unidad posee una edad Ageniense mientras que el resto de los materiales poseen una edad Aragoniense.

La unidad Rosel se distingue en casi toda la mitad oriental de la hoja. En la zona norte está constituida por sedimentos de origen lacustre-palustre en la base que hacia techo van evolucionando a facies lacustres. Más hacia el suroeste, lindando con la zona de Castejón de Monegros-La Almolda, en la parte inferior se van intercalando depósitos de ambiente de margen de lago salino que hacia techo evolucionan a depósitos palustres y finalmente a lacustres.

Se ha medido en la columna del Corral de la Plana (01) (con 94 m. superiores), Pico Sigena (02) (con una potencia total de 104 m.) y en la columna del Barranco de Barbuchano (04) (35 m. inferiores).

W S W

E N E

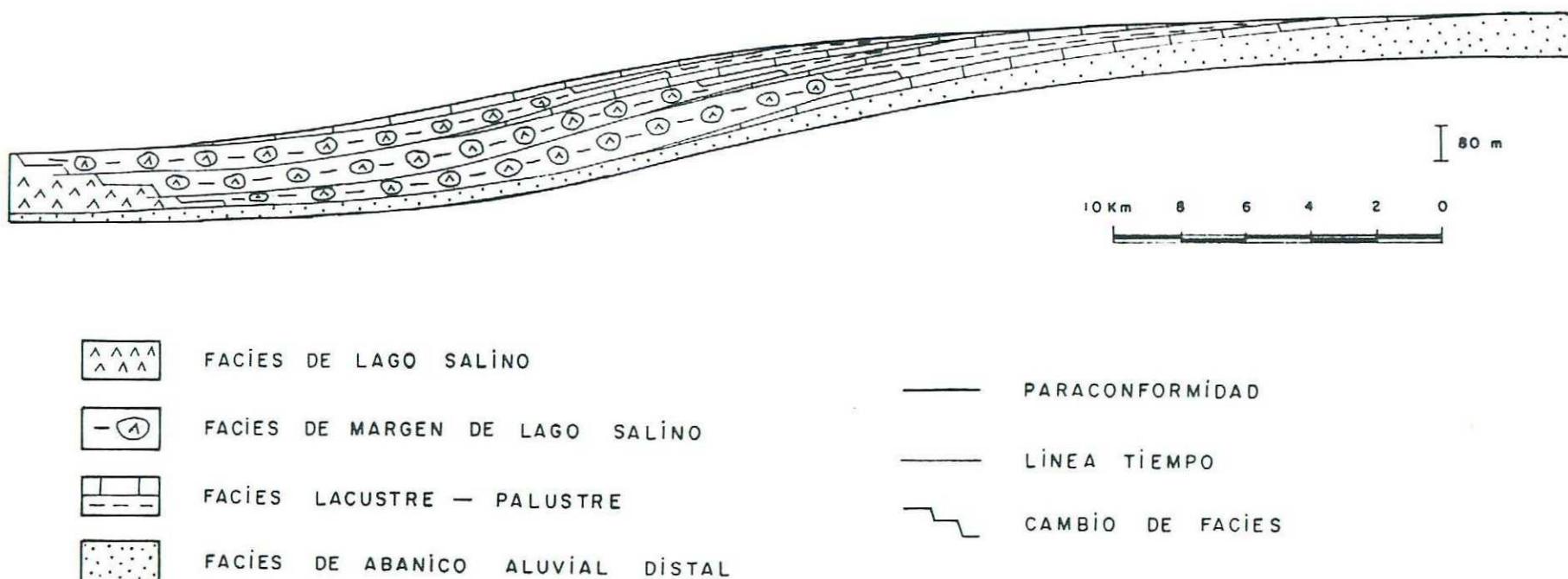


FIG. 5 - MODELO SECUENCIAL DE LA UNIDAD GENÉTICO-SEDIMENTARIA DE ZUERA EN EL SECTOR DE LOS MONEGROS (MIOCENO INFERIOR).

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.

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.

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.

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.

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

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

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., THOMPSON III, S., (1977).- "Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap", in C. W. Payton, ed., Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26. pp. 63-97.

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

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M. CAMPION, K. M., RAHMANIAN, V. D., (1990).- "Siliciclastic Sequence. Stratigraphy in well logs, cores, and outcrops". AAPG Methods in Exploration Series. Nº 7, 55 pp.

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