

INFORME SEDIMENTOLOGICO

DE LA HOJA DE FRAGA

31-15

387

JUNIO/91

ÍNDICE

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 . .	6
2.1.1. <u>Ambiente deposicional de abanico aluvial distal</u>	8
2.1.1.1. Facies de relleno de paleocanal	9
2.1.1.2. Facies de llanura de inundación	12
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
2.2. BIOESTRATIGRAFIA	19
2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	21
3.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	31

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

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

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 marinos 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 3 columnas estratigráficas y se ha elaborado la cartografía geológica. Además se han recogido 78 muestras para estudio petrográfico, 34 para el

estudio de levigados, 21 para el estudio concreto de micro-mamíferos y 1 muestra 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 WAGNER, 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 Oligocena y Miocena que se encuentran en la hoja colmatando este sector central de la Depresión del Ebro se disponen según la distribución general de la cuenca miocena. Estos sedimentos se pueden agrupar, a grandes rasgos, en tres amplios dominios litológicos. Así en el sector nororiental de la hoja (1) afloran facies detríticas de origen aluvial con escasas intercalaciones de sedimentos margo-carbonatados de origen lacustre-palustre; en el sector suroccidental, y en la parte inferior de la serie, (2) existe una alternancia de arcillas, margas y calizas con algún nivel arenoso, mientras que en el sector suroccidental, y en la parte alta de la serie, (3) aflora una alternancia de margas y calizas.

En estos dominios litológicos citados anteriormente se ha constatado una ordenación vertical cíclica del sedimento consistente en una alternancia entre unos materiales correspondientes a abanico aluvial distal y otros correspondientes a ambiente lacustre-palustre. Esta sucesión sedimentaria la asociamos al carácter cíclico de los sistemas deposicionales que han proporcionado el sedimento. De esta forma cada ciclo se ha considerado como una unidad de carácter genético-sedimentario. Cada unidad, de las cuatro que se han distinguido en esta hoja, está constituida en la base por sedimentos de ambiente aluvial distal y, en tránsito gradual hacia el techo, por sedimentos de origen lacustre-palustre. En la parte inferior de la serie y en el sector S de la hoja, donde nos hallamos en zonas más distales y con mayor predominio de facies lacustre-palustres, los sedimentos de abanico aluvial distal prácticamente no se encuentran presentes.

Los materiales que se han estudiado en la hoja forman parte de diferentes unidades litoestratigráficas definidas por QUIRANTES (1969) y por RIBA (1967). De esta forma, los materiales detríticos del norte forman parte de la Fm. Sariñena de QUIRANTES (1969) y los de este forman parte de la Fm. Urgell de RIBA (1967). El resto de los materiales forman parte del Mb. Cardiel de la Fm. Alcubierre y del Mb. Losarcos de la Fm. Mequinenza (QUIRANTES, 1969).

Los sistemas deposicionales aluviales que han proporcionado el sedimento que se halla en la hoja tienen dos procedencias distintas. Los sedimentos de la mayor parte de la hoja tienen una procedencia pirenaica, mientras que los sedimentos de los tramos inferiores de la serie, y que se hallan en la zona sur de la hoja, tienen una procedencia catalánide.(ver figura 1).

2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES

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

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

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

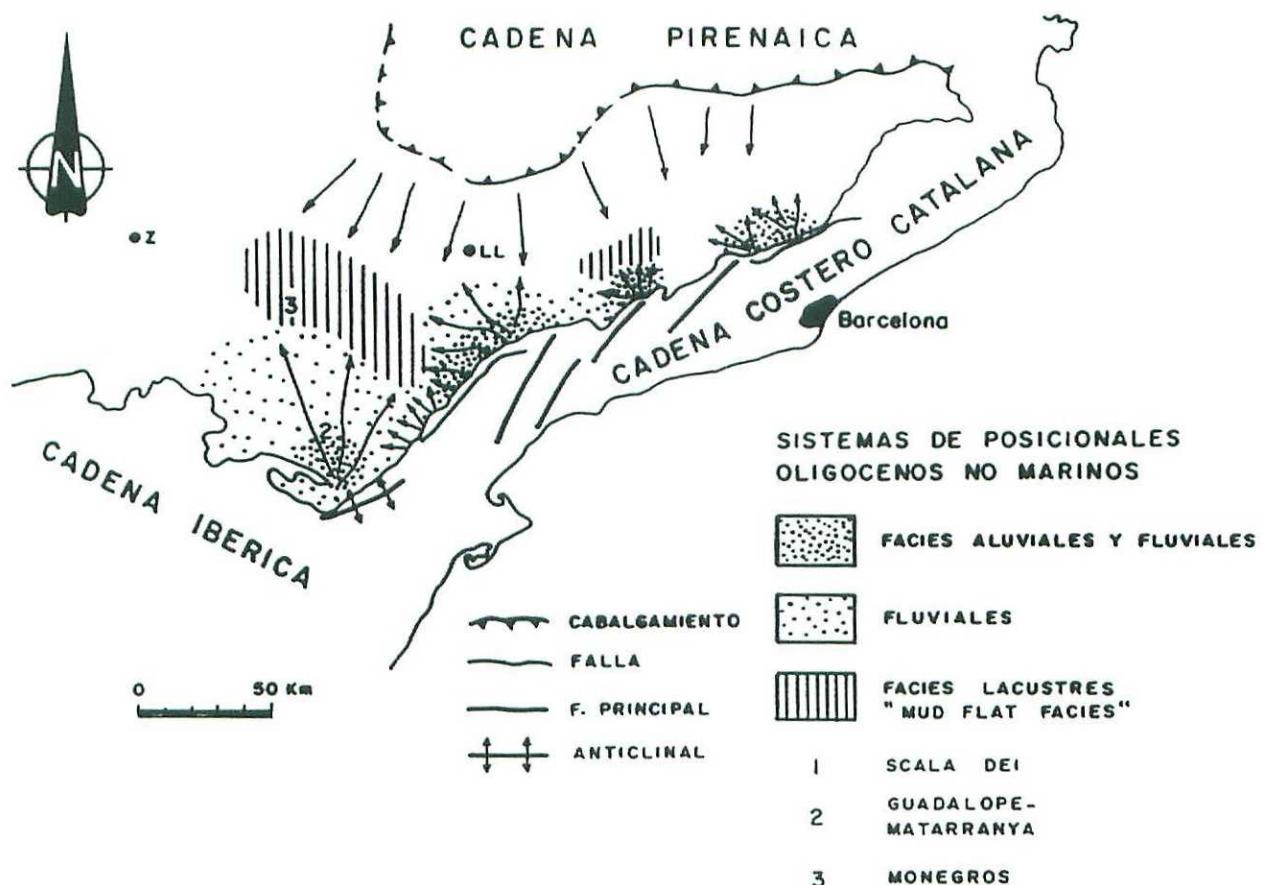
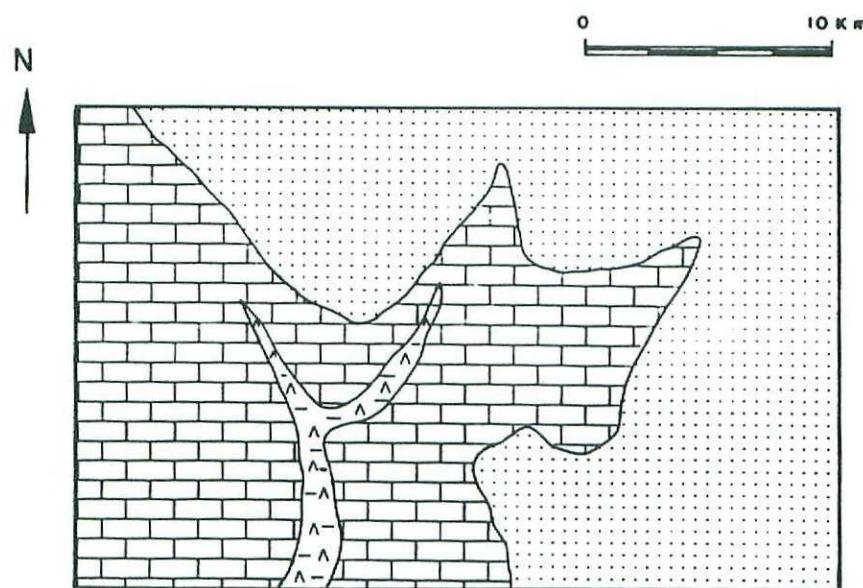


FIG. 1.- Sistemas deposicionales continentales del Oligoceno de la Cuenca del Ebro (CABRERA, COLOMBO & ROBLES, 1985)



- Ambiente deposicional de abanico aluvial distal
- Ambiente deposicional lacustre-palustre
- Ambiente deposicional de margen de lago salino

FIG. 2.- Distribución general de los ambientes deposicionales en la hoja de Fraga (31-15)

En cada uno de estos tres ambientes deposicionales se han distinguido distintas facies que se irán describiendo separadamente a continuación; si bien las facies correspondientes a margen de lago salino están muy poco desarrolladas no ocurre lo mismo con las correspondientes a abanico aluvial distal y a ambiente lacustre-palustre dominantes en la hoja.

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. Los metros que se citan a continuación representan el total medido para este tipo de facies en cada columna.

Nº	COLUMNA	METROS	TOTAL
01	Ballobar	77 m.	188 m.
02	Fraga	114 m.	130 m.
03	Las Ventas	163 m.	300 m.

Como ejemplo de serie sintética podemos ver los 72 metros basales de la columna de Fraga (02). Estos sedimentos consisten en una alternancia entre arcillas versicolores (rojas, verdes, ocres, grises...), con bioturbación extensiva y ocasionales nódulos de yeso secundario, y capas de arenisca de grano medio y fino. Estas capas de arenisca pueden poseer una morfología erosiva o bien una morfología tabular. Entre estos sedimentos pelíticos se intercalan también ocasionales capas de caliza limosa con bioturbación extensiva.

Estos sedimentos se pueden agrupar, a grandes rasgos, según ciclos de escala métrica constituidos por una parte inferior con dominio de las areniscas, una parte media

con dominio arcilloso y una parte superior constituida por un nivel carbonatado de aspecto masivo con mayor acumulación de materia orgánica a techo.

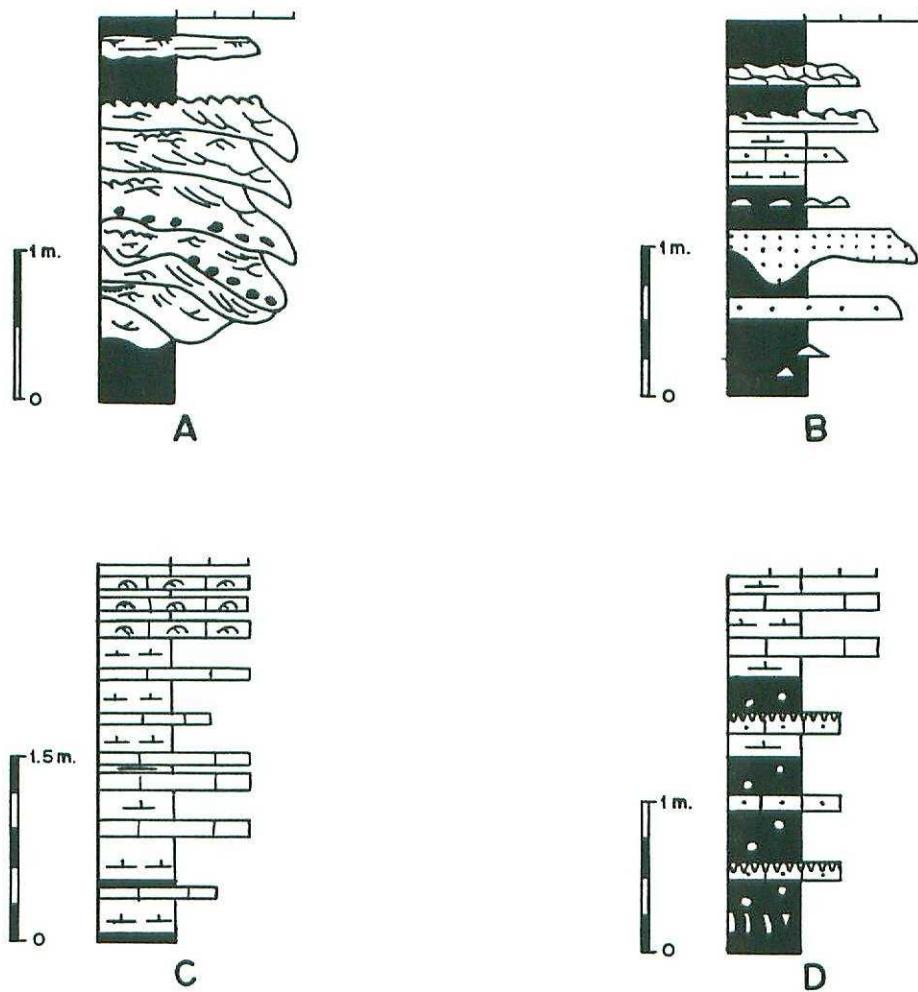
En una secuencia vertical (que puede tener entre 40 y 60 m.) se observa, en general, una tendencia cíclica que consiste en una disminución de la presencia de sedimento detrítico grueso (arena) entre las facies arcillosas, junto con un aumento en la presencia de capas de caliza limosa bioturbada.

2.1.1.1. Facies de relleno de paleocanal

Se han reconocido tres tipos de facies de relleno de paleocanal, y cabe destacar que los dos primeros tipos son los más frecuentes.

El primer tipo de facies de relleno de paleocanal está constituido por bancos de arenisca que alcanzan una potencia de 100-200 cms. (excepcionalmente hasta 500 cms.). Estos bancos poseen una base erosiva laxa, una tendencia granodecreciente (el tamaño de grano oscila entre medio y fino) y una gran continuidad lateral.

Las estructuras sedimentarias de estos cuerpos arenosos son, en muchos casos, de difícil observación. Esto es debido al tamaño de grano relativamente fino y a la poca compacidad que presentan estas areniscas, puesto que parte del cemento está constituido por yeso. 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 a excepción de ripples de corriente que normalmente se desarrollan a techo de los bancos areniscosos (ver figura 3).



A.- Facies de relleno de paleocanales de ríos meandriformes. Barras de meandro.

B.- Facies de llanura de inundación.

C.- Ciclos de facies lacustres.

D.- Ciclos de facies lacustres-palustres.

[Areniscas]	Estratificación cruzada en surco	—	Laminación paralela
[.....]	Estratificación cruzada planar	• • •	Cantos blandos
[Calizas]	↗ Ripples de corrientes	~~~~~	Estratificación wavy
[Margas]	↖ Ripples ascendentes	△	Estratificación linsen
[Arcillas]	○ Ripples de oscilación		

FIG. 3 - CICLO DE FACIES REPRESENTATIVOS DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE FRAGA (31-15).

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). Una posible explicación a la gran continuidad lateral de muchos de estos cuerpos arenosos sería el hecho que haya existido una "avulsión" lenta ALLEN (1965) por lo que cada barra de meandro habría tenido un tiempo de formación prolongado.

El segundo tipo de facies se caracteriza por tratarse de bancos de arenisca de hasta 100-150 cms., con ocasionales superficies de reactivación, base erosiva, laminación cruzada (planar de bajo ángulo o en surco), ocasionalmente con depósitos de lag microconglomerático en la base y que presentan una cierta tendencia granodecreciente.

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 en las que no se observa ningún tipo de estructura tractiva interna, como en los dos casos anteriores, aparte de laminaciones de tipo ripple de corriente a techo de la capa.

Según las características descritas interpretamos que una corriente de desbordamiento produciría una erosión (scouring) en el sedimento pelítico y la rellenaaría, con posterioridad, al ir perdiendo su propia energía (ALLEN, 1965a; SELLEY, 1977). El mismo proceso se puede producir por una corriente de desbordamiento que rellena una cicatriz erosiva incidida con anterioridad en el sedimento pelítico circundante. En ambos casos la superficie superior de la

capa puede estar retrabajada, con posterioridad, por la propia corriente produciendo las estructuras tractivas mencionadas anteriormente (ripples de corriente a techo).

2.1.1.2. Facies de llanura de inundación

Estas facies están constituidas dominanteamente 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 el comprendido entre los 72 y 83 m. de la columna de Fraga (02) (ver la figura 3 para los ciclos de facies).

Las distintas características observadas en estas facies pelíticas- estructuras verticales, color y moteado (mottling)- indican que éstas han sufrido unos importantes procesos edáficos, que experimentan además un aumento 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. Las pelitas de coloraciones más claras, grises-blancas, también se dan aunque asociadas a zonas donde la acumulación de agua es más prolongada.

Estudiando la evolución vertical de los procesos edáficos llegamos a la conclusión de que mientras en las partes bajas de una serie de llanura de inundación predomina la rubefacción, 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 estas facies pelíticas se intercalan capas decimétricas de arenisca de aspecto tabular. Estas capas son masivas, con ripples de corriente a techo y con granoclasi-ficación 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 tipo de ambiente deposicional suelen ser biomicritas de poca continuidad lateral con restos de moluscos, ostrácodos y caráceas. En algunas de las muestras estudiadas se observa porosidad móldica y, en la mayoría, estructuras verticales de perforación por raíces.

La formación de estas calizas está relacionada con zonas dónde existe una acumulación temporal de agua en la propia llanura de inundación.

2.1.2. Ambiente deposicional lacustre-palustre

En las tres columnas que se han levantado en esta hoja se han medido facies correspondientes a ambiente lacustre-palustre. 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 sedimentos de abanico aluvial distal cuya potencia no se contempla en la lista (pero que se ha citado en la relación de metros medidos para facies de abanico aluvial distal, apartado 2.1.1.).

<u>Nº</u>	<u>COLUMNA</u>	<u>METROS</u>	<u>TOTAL</u>
01	Ballobar	65 m.	188 m.
02	Fraga	5 m.	130 m.
03	Las Ventas	125 m.	300 m.

Como muestra de serie representativa de este ambiente deposicional podemos estudiar la columna de Las Ventas (03), entre los metros 220 y 280. En esta columna se observa que se trata de una alternancia entre tramos margosos, ocasionalmente limosos o arcillosos rojizos con signos de pedogénesis, y bancos de calizas limosas de escala métrica. Estos bancos, cuya potencia oscila entre los 50 y 100 cms, 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 interdigitán dando lugar a la repetición cílica, constituida por sedimentos de abanico aluvial en la base y de ambiente lacustre-palustre a techo, ya mencionada con anterioridad. 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 este tipo de ambiente deposicional presentan poca variedad de facies. Se trata básicamente de una alternancia de arcillas rojizas,

margas grises y capas de caliza limosa y con bioclastos. (ver DALEY, 1973) (para muestra ver columna de Las Ventas entre los metros 215 y 230, o columnas de Ballobar, entre los 75 y 90 metros, y Fraga, en sus 20 metros finales)

Las coloraciones rojas de los sedimentos pelíticos, muy abundantes en los sedimentos de llanura de inundación, son aquí menos importantes cuantitativamente siendo las coloraciones grises-blancas mucho más abundantes. Estas pelitas de colores claros están asociadas a horizontes eluviales (PERCIVAL, 1986). 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. Se trata de láminas milimétricas o centimétricas de color pardo-negro constituidas por una acumulación de materia orgánica vegetal carbonosa (lignito). Estos niveles carbonosos suelen observarse cerca de la base de las capas de caliza limosa.

Estudiando la evolución vertical de una serie lacustre-palustre observaremos que existe una disminución de los procesos edáficos al ir incrementándose las condiciones lacustres.

Las capas de caliza suelen ser decimétricas y se pueden agrupar 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 al describir las facies lacustres (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

los cilíndricos o por calcita. El otro tipo de facies es más minoritario y está constituido por (2) calizas marmorizadas con suaves coloraciones variadas y cierto moteado característico de suelos hidromorfos.

A escala de microfacies cabe decir que se trata de biomicritas con abundante materia orgánica (ostrácodos, moluscos, caráceas...) 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 entre 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 los cuales está constituido por dos dominios (FREYTET & PLAZIAT, 1982):

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

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

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

El aspecto en detalle de estas capas de caliza es masivo, y estas suelen presentar estratificación ondulada,

en ocasiones, con presencia de laminación ripple a techo, y en ocasiones estructuras de tipo hummocky. Gran parte de estas calizas pueden considerarse como crumbly gravelly limestones (sensu 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, caráceas 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

El sedimento depositado en este ambiente se desarrolla en las partes frontales de los dos ambientes deposicionales descritos con anterioridad y 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).

En esta hoja, las facies correspondientes a margen de lago salino han sido estudiadas en varias de las columnas levantadas, además de haber sido reconocidas en multitud de estaciones de campo con observaciones de afloramientos puntuales.

<u>Nº</u>	<u>COLUMNA</u>	<u>METROS</u>	<u>TOTAL</u>
01	Ballobar	90 m.	180 m.
02	Fraga	75 m.	130 m.
03	Las Ventas	115 m.	300 m.

A diferencia de la vecina hoja de Peñalba, donde el ambiente de margen de lago salino se halla ampliamente desarrollado, en ésta las facies correspondientes a dicho ambiente prácticamente no están presentes.

Un ejemplo de serie representativa de este tipo de facies lo constituyen los sedimentos presentes entre los metros 80 y 115 de la columna de Las Ventas (03). Se trata de forma general de una alternancia de arcillas rojas con yeso nodular o fibroso, en niveles y venas estratiformes, que ocasionalmente pueden llegar a constituir capas de yeso masivo blanquecino de hasta 0,5 m. de espesor. Entre estas facies pelíticas también se intercalan niveles de areniscas de base erosiva o bien de aspecto planoparalelo.

En otras ocasiones, como entre los metros 220 y 240 de la columna de Las Ventas, se trata de sedimentos margo-arcillosos con bancos de capas decimétricas de caliza. Entre las facies pelíticas se intercala yeso nodular o bien yeso tabular de aspecto nodular llegando a presentarse, muy ocasionalmente, alguna capa de más de 1 m. de potencia con restos de carbonato incluidos (representando la transición entre facies carbonatadas y facies evaporíticas).

Estos sedimentos se han interpretado como correspondientes a margen de lago salino en función de la presencia de yesos nódulos. De todas formas el desarrollo de estas facies evaporíticas es muy incipiente puesto que se trata de facies correspondientes a abanico aluvial distal, o

bien lacustre-palustres, que lenta y progresivamente se van interdigitando con el ambiente de margen de lago salino. Debido al poco desarrollo del sedimento evaporítico no se ha podido, a diferencia de las vecinas hojas occidentales, precisar su organización a escala de ciclo elemental de facies.

2.2. BIOESTRATIGRAFIA

Los datos de bioestratigrafía son muy numerosos en esta hoja. siendo AGUSTI et al (1988) y CUENCA et al. (1991) los que aportan estos datos. Además de estos trabajos cabe señalar que Gloria CUENCA ha estudiado las 21 muestras recogidas en la hoja y ha proporcionado nuevos datos.

En la primera unidad que hemos diferenciado en la hoja, o unidad más baja estratigráficamente, se hallan los yacimientos de Fraga-2 y Fraga-4 de AGUSTI, et al. (1988). Los datos que se desprenden del estudio de estos yacimientos permiten incluir los sedimentos de dicha unidad en el Arverniense (Oligoceno Superior), comprendiendo al menos en parte los biozonas de Eomys major y Eomys aff. major, definidas para el sector suroccidental de la Cuenca del Ebro, y correspondientes al nivel de referencia MP-27 de Boningen, SCHMIDT-KITTLER, N. (1987).

En las muestras Fraga 1, Fraga 2 y Ventas 3 también se ha apunta la posibilidad de hallarnos en la zona de Eomys aff. major.

La segunda unidad diferenciada en la hoja también contiene datos de interés. Esta datación se hace en base a los yacimientos de micromamíferos de Fraga-4, Fraga-6 y Fraga-7 de AGUSTI et al. (1988). Estos yacimientos nos permiten incluir los sedimentos de esta unidad en el Arverniense (Oligoceno Superior), y en concreto en la biozona

Rhodanomys transiens, aunque quizás la parte inferior pueda corresponder a la biozona Eomys aff. major.

La siguiente unidad, la tercera, es la que más datos paleontológicos ha proporcionado. La parte inferior de dicha unidad es de edad Oligocena (Arverniense) según se desprende de los datos bioestratigráficos aportados por AGUSTI et al. (1988). Estos datos provienen del estudio de vertebrados de los yacimientos de Fraga-2 y Ballobar-12. Según estos mismos autores el yacimiento TC-68 (de la columna de Torrente de Cinca, hoja de Mequinenza-415) da una edad correspondiente a la biozona 1 de MEIN (Ageniense, base del Mioceno). La posición de esta muestra creemos que puede corresponder a la parte más alta de la unidad.

El yacimiento de Ontiñena se halla situado a unos 20m. del techo de esta unidad en la hoja de Sariñena (357) y en él CUENCA et al. (1991) han identificado restos de micro-mamíferos correspondientes a la biozona 1 de MEIN.

Se han estudiado además las muestras Valcarreta 2, 5, 6, 7 y 8 y Ventas 4. De todas ellas se desprende que la mayor parte de dicha unidad correspondería a la última zona del Oligoceno superior o zona de Rhodanomys transiens.

La unidad más alta estratigráficamente presente en la hoja es la cuarta y ha proporcionado bastantes datos bioestratigráficos, además de los presentes en la literatura.

En el yacimiento Ballobar-21, AGUSTI et al. (1988) dan una situación correspondiente al Ageniense (Mioceno Inferior), zona 1 de MEIN, biozona de Rhodanomys schlosseri.

En la vecina hoja de Peñalba (30-15) existen datos de interés correspondientes a la parte superior de la unidad. En el yacimiento de la Paridera del Cura AZANZA et

al. (1988) y CUENCA et al. (1989). citan Ritteneria manca que caracteriza la biozona 2b de MEIN (1975), biozona que representa la parte superior del Ageniense (Mioceno).

Del estudio de las muestras Valcarreta 10, 11, 12 y 14 se deduce que esta última unidad tiene una edad Ageniense (Mioceno inferior), correspondiendo a la zona de Rhodanomys transiens, y la parte más alta aflorante posiblemente a la zona de Ebromys autolensis (?).

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 centro-septentrional de la Cuenca del Ebro.

En el cuadrante NE de la hoja, en el sector lindante con la hoja de Sariñena y con el río Alcanadre (entre Ontiñena y Ballobar), se observa con claridad la interdigitación de los ambientes deposicionales de abanico aluvial distal y lacustre-palustre (figura 2) Esta interdigitación nos permite estudiar con facilidad la ordenación vertical cíclica que ya hemos citado para estos sedimentos. 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 hecho que los dos ciclos superiores se puedan diferenciar con claridad en este sector nos ha permitido caracterizar dos unidades inferiores en el resto de la hoja donde es más difícil la observación de esta ordenación cíclica vertical.

Tal como se ha dicho ya con anterioridad esta ciclicidad es la que nos ha permitido diferenciar un total de cuatro 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 sur y suroeste nos ha permitido diferenciar estas unidades en sectores donde el sedimento ya empieza a presentar influencia salina (facies de margen de lago salino). De la misma forma, la cartografía de estos límites, hacia áreas más proximales de la cuenca, hacia el NE donde solamente existen facies detríticas, nos ha permitido distinguir los ambientes de abanico aluvial distal que corresponden a cada una de estas 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 (cuando este último se encuentra bien desarrollado), y su origen se debe a oscilaciones menores del nivel de base. Según nuestra opinión, basada en todo el conjunto del trabajo realizado hasta ahora, creemos que las facies evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino (aunque estas últimas no están presentes en la hoja) 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 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-Vallensiense (ver Tablas 1 y 2).

En la parte aragonesa de la Depresión, concretamente en los sectores de Fraga-Sariñena-Peñalba 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 cuatro unidades que hemos reconocido en la hoja tienen una edad comprendida entre el Arverniense (Oligoceno superior) y el Ageniense.(Mioceno inferior) Estas unidades reciben, de inferior a superior, los nombres de: Unidad Fraga, Unidad Ballobar, Unidad Huesca y Unidad Galocha (ver Tabla 2 y figura 4).

El área de afloramiento de la unidad Fraga se reduce prácticamente al cuadrante sureste de la hoja y a las inmediaciones del río Cinca hasta Velilla de Cinca. Tan sólo se han podido medir los 80 metros superiores correspondientes a esta unidad, aunque su potencia total creemos que puede llegar incluso a los 120 m. En el sector E esta unidad está constituida por sedimentos correspondientes a ambiente aluvial distal. En las cercanías del río Cinca la mayor parte corresponde también a facies aluviales distales que culminan con sedimentos correspondientes a ambiente palustr-e-lacustre

Esta unidad se ha medido y estudiado en las columnas de Fraga (02) (83 m. superiores) y de Las Ventas (03) (75 m. superiores).

La edad de esta unidad es Arverniense (para más detalle de la edad de todas las unidades ver el apartado 2.2.).

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
MIOCENO	AGENIENSE			
O L I G O C E N O	S U E V I E N S E — A R V E R N I E N S E	Unidad Huesca	▲ Biozona I MEIN ▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (MP-30)	Arcillas y calizas de las Fm. Alcubierre y Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena. Yesos de la Fm Lerín.
		Unidad Ballobar		Arcillas y calizas de la Fm. Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena.
		Unidad Fraga	▲ Zona <u>Eomys aff. major?</u> ▲ "Eomys major?"	Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell, Sariñena y Peraltilla
		Unidad Alfés		Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza alifés (Embalse Secá) Aytona.
		Unidad Castelldans	▲ ?? <u>Eomys Zitteli</u> (Pla del PEPE)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castelldans
		Unidad Arbeca	▲ Zona <u>Theridomys aff. major</u> (Pla de la MAUXA)	Arcillas, areniscas lacustres y caliches de Vacar-oja 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>	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)
		Unidad Ivorra		Calizas de Ivorra Molasa de Solsona (sector de Guissona)
		Unidad de Torá		Complejo lacustre de Sanäuja
	PRIABONIEN.	Unidad Sanäuja		Yesos del núcleo del anticlinal de Sanäuja
EOCENO SUP.				

TABLA 1.- 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	▲ Biozona 4-9 MEIN	Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
		UNIDAD ALCUBIERRE I		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.

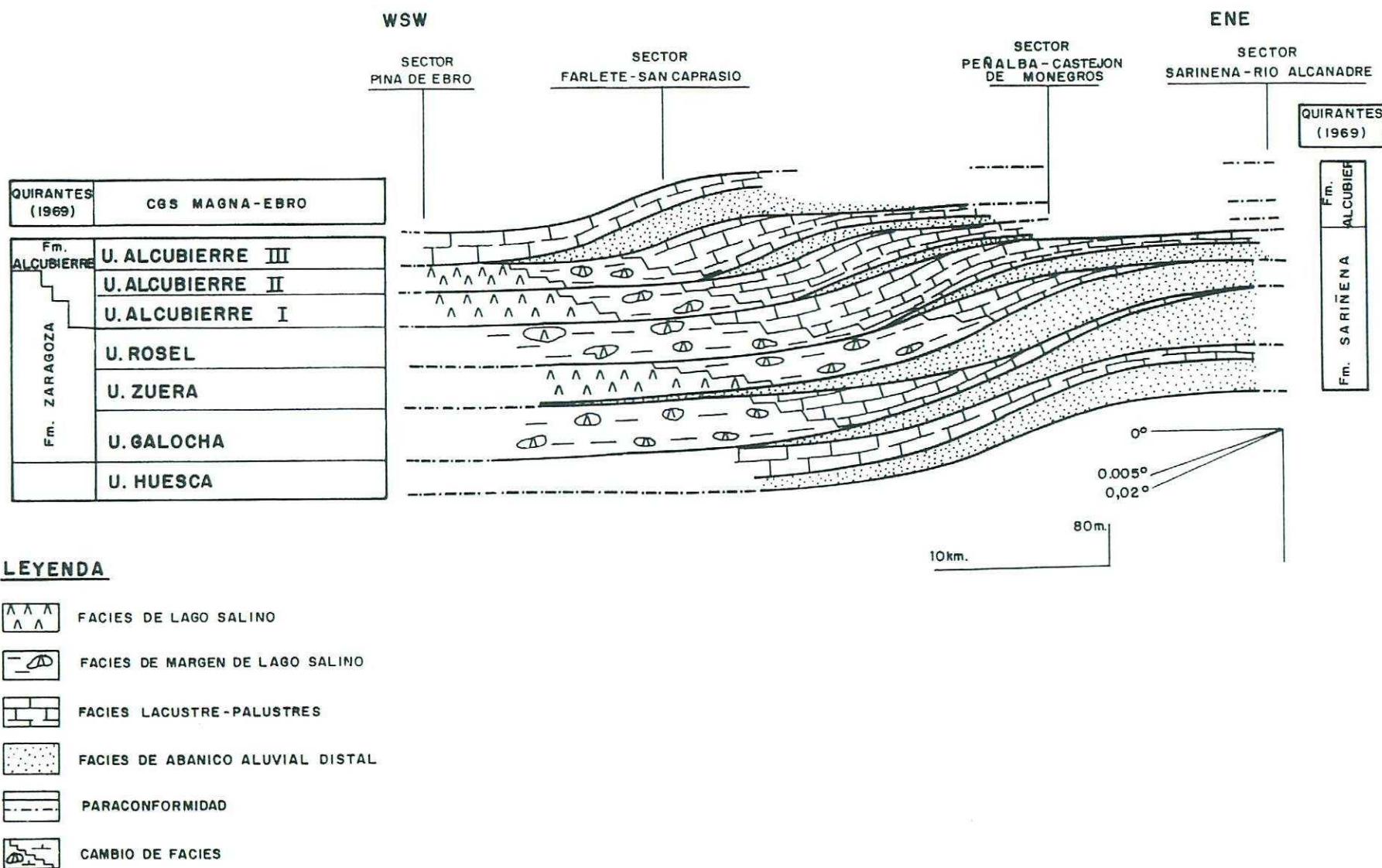


Fig. 4 — MODELO SECUENCIAL DE LAS UNIDADES OLIGO-MIOCENAS Y MIOCENAS EN EL SECTOR DE LOS MONEGROS. EVOLUCION TEMPORAL Y ESPACIAL DE LAS DISTINTAS UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS.

La unidad de Ballobar aflora en el cuadrante noroccidental de la hoja y en los taludes del río Cinca entre el N de Velilla de Cinca y el margen S de la hoja. Está constituida por facies de abanico aluvial distal en la base y por facies de ambiente lacustre-palustre a techo. Ambos tipos de sedimentos empiezan a tener influencia evaporítica, y por tanto características de margen de lago salino, hacia la parte S y SWde su área de afloramiento.

El estudio de esta unidad se ha realizado en las columnas de Ballobar (01) (donde se han medido los 31 m. superiores), Fraga (02) (47 m. superiores) y de Las Ventas (con una potencia total de 120 m.).

La edad de esta unidad abarca el techo del Oligoceno (Arverniense terminal) y la base del Mioceno (Ageniense basal).

La unidad de Huesca aflora en la mitad occidental de la hoja aunque donde mejor se puede observar es en la vertiente occidental del Valle del Cinca., o prolongación hacia el N de la cuesta de Fraga. En este sector, y desde las proximidades de Zaidín (margen izquierda del río Cinca), se puede observar un ligero cambio de buzamiento entre esta unidad y la inferior. El cambio de buzamiento es inferior a 1° y es observable cartográficamente. Esta unidad está constituida por sedimentos correspondientes a abanico aluvial distal, en la base, y a ambiente lacustre-palustre a techo. Cabe destacar que ambos tipos de sedimentos van evolucionando a facies de margen de lago salino hacia el oeste sin llegar a constituir claramente una secuencia típica de margen de lago salino.

Se ha podido medir la totalidad de esta unidad en las columnas de Ballobar (01) (80 m.) y de Las Ventas (80,5 m.).

La edad de esta unidad es Arverniense (Oligoceno superior), aunque según datos obtenidos en el yacimiento de Ontiñena su parte más alta correspondería ya a la base del Ageniense (Mioceno inferior).

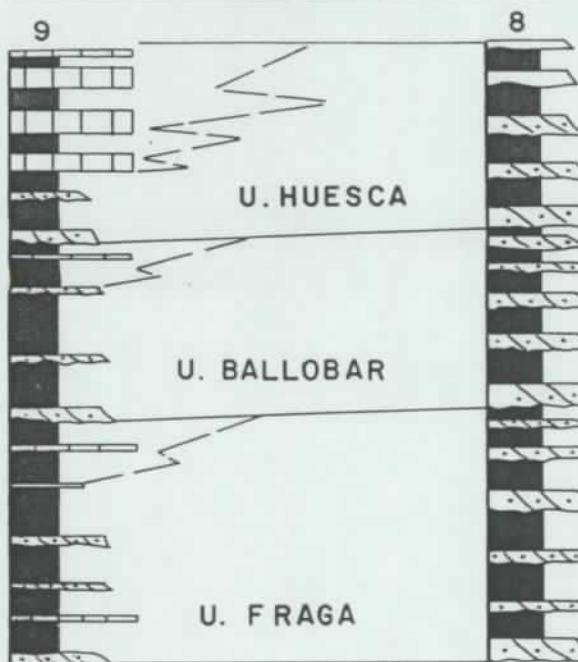
La unidad Galocha se encuentra aflorando en el cuadrante suroccidental, y casi en todo el margen occidental, de la hoja. El techo de la unidad no se encuentra presente en la hoja, sino en la lindante por el W, hoja de Peñalba. La parte inferior de la unidad se halla representada en facies distales de abanico aluvial, mientras que la parte superior está constituida por facies correspondientes a ambiente lacustre-palustre, que evolucionan a lacustres a techo y fuera de hoja.

De esta unidad se ha medido sólo la parte inferior en las columnas de Ballobar (01) y de Las Ventas (03).

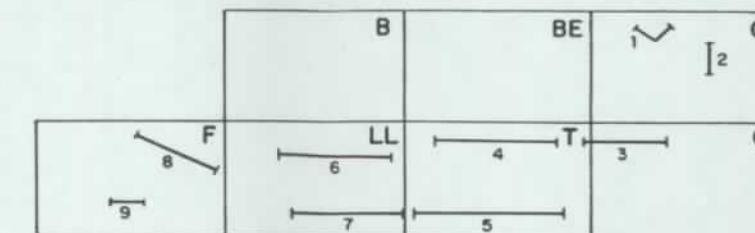
La edad de esta unidad es Ageniense (Mioceno inferior).

En la Figura 4, y a título de conclusión, se representa la evolución espacial y temporal de estas unidades genético-sedimentarias en el sector de los Monegros en la parte aragonesa de la Cuenca del Ebro. En la Figura 5 se representa la evolución espacial y temporal de las unidades genético-sedimentarias oligocenas del sector centro-oriental de la cuenca del Ebro.

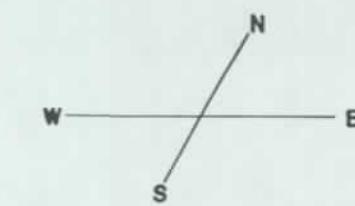
ZONA DE FRAGA - LLEIDA



ZONA DE BALAGUER - LLEIDA - TARREGA



ZONA DE GUISSONA - CERVERA



LEYENDA

- PALEOSUELO CALCIFORMO
- CALIZAS LACUSTRES
- ARENISCAS TABULARES
- TURBIDITAS SILICICLÁSTICAS
- PALEOCANALES DE ARENISCA
- ARENISCAS LACUSTRES
- ARCILLAS
- MARGAS
- YESOS
- CONTACTO PARACONFORME
- PASO TRANSICIONAL DE FACIES
- CAMBIO DE ESCALA

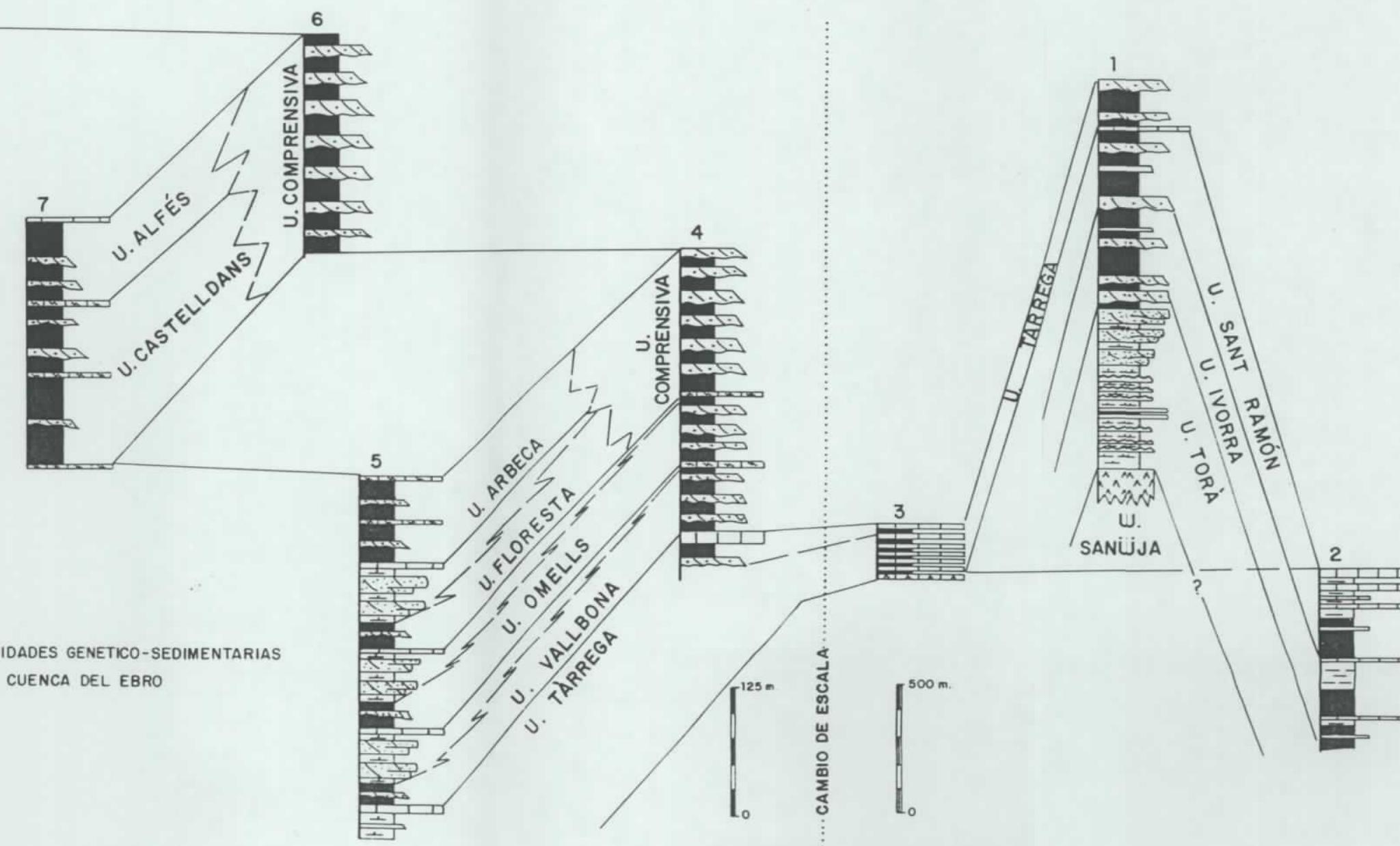


Fig. 5.-EVOLUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS UNIDADES GENÉTICO-SEDIMENTARIAS DEL OLIGOCENO, DE LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

3.- BIBLIOGRAFIA

3.- BIBLIOGRAFIA

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

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

CABRERA, LL., COLOMBO, F., ROBLES, S. (1985).- "Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginalalluvial systems of the Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments." In: M.D. Milà & J. Rosell Eds. 6th. European Regional Meeting Excursion Guidebook. Lleida, 1985. pp. 395-492.

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.

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.

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 -Bilbao, 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.

SELLLEY 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.