

INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA GEOLOGICA DE
CASPE (30-17)
MARZO/92

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

INDICE

INDICE

Págs.

1.-	INTRODUCCION	1
1.1.	SITUACION GEOGRAFICA.	2
1.2.	SITUACION GEOLOGICA.	2
1.3.	METODOLOGIA DE TRABAJO.	3
1.4.	NOMENCLATURA.	3
2.-	ESTRATIGRAFIA	5
2.1.	LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES.	6
2.1.1.	Ambiente deposicional de abanico aluvial distal.	9
2.1.1.1.	Facies de relleno de paleocanales.	10
2.1.1.2.	Facies de llanura de inundación.	11
2.1.2.	Ambiente deposicional lacustre-palustre.	12
2.2.	BIOESTRATIGRAFIA	13
2.3.	CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL.	16
3.-	BIBLIOGRAFIA	27

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA.

La zona estudiada, comprende el territorio ubicado en la hoja topográfica de Caspe (30-17). El área, administrativamente se reparte entre las provincias de Zaragoza y de Teruel. Geográficamente se halla dentro de la parte aragonesa de la Depresión del Ebro.

1.2. SITUACION GEOLOGICA.

Geológicamente, los materiales estudiados corresponden a los sedimentos que colmataron la Cuenca del Ebro, durante gran parte del Oligoceno Superior y del Mioceno inferior. Esta cuenca, desde el Paleoceno hasta la actualidad, se ha comportado como una cuenca de antepaís, cuya evolución está relacionada con la de los orógenos que la circundan (PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1986): El Pirineo, por el N, Los Catalánides, por el SE y La Cordillera Ibérica por el 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 hallaba situado, principalmente, en la parte Aragonesa de la Depresión.

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

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 Caspe (30-16). También se han levantado un total de 8 columnas sedimentológicas de detalle y se han recogido 77 muestras, con las que se ha realizado el estudio petrográfico. Para el estudio micropaleontológico, se han recogido un total de 11 muestras para levigados.

1.4. NOMENCLATURA.

En este apartado, se definen los principales términos que se utilizan en el presente informe sedimentológico.

UNIDAD GENETICO-SEDIMENTARIA: Utilizamos dicho término para definir a un conjunto de materiales genéticamente relacionados, y limitados por discordancias, o por sus respectivas paraconformidades (*sensu* MITCHUM et al., 1977). Esta definición, corresponde a la de secuencia deposicional (*sensu* VAIL et al., 1977), para sedimentos marinos y, también a la de *hinterland sequences* (VAIL et al., 1977), para sedimentos continentales. Debido a la ausencia de un modelo bien establecido, en

cuencas continentales (VAN WAGONER et al., 1990), preferimos utilizar el término de unidad genético-sedimentaria.

SISTEMA DEPOSICIONAL: Con este término se entiende a una asociación tridimensional de litofacies, formada por un conjunto de ambientes relacionados fisiográficamente (sensu FISCHER y MCGOWEN, 1967 y SCOTT y KIDSON, 1977).

AMBIENTE DEPOSICIONAL: condiciones biológicas, químicas y físicas, deducidas a partir de grupos de litofacies (SCOTT y KIDSON, 1977).

2.- ESTRATIGRAFIA

2.- ESTRATIGRAFIA.

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

Dentro de la zona, existe un único dominio litológico, ya que los materiales que constituyen el área de estudio, consisten principalmente en sedimentos terrígenos, de origen aluvial, entre los que se intercalan niveles calcáreos de escasa potencia (Fig.2). No obstante, cabe señalar que, en el sector nor-oriental del territorio, es donde existe un mayor desarrollo de las facies carbonáticas. El conjunto de estos materiales, forman parte de la Formación Mequinenza (Miembro Losarcos), de la Formación Caspe y de la Formación Alcubierre (Miembro Bujaraloz), todas ellas definidas por QUIRANTES (1969).

Cabe mencionar, que los depósitos de origen aluvial mencionados, proceden de la Cordillera Ibérica (Fig 1).

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 dos ambientes deposicionales distintos (Fig 2):

- A) **Ambiente deposicional de abanico aluvial distal:** está constituido por todas las facies terrígenas que constituyen el territorio cartografiado.
- B) **Ambiente deposicional lacustre-palustre:** está representado por los niveles calcáreos que se intercalan entre las facies aluviales y también, por algunos depósitos pelíticos que se hallan asociados a estas facies carbonáticas.

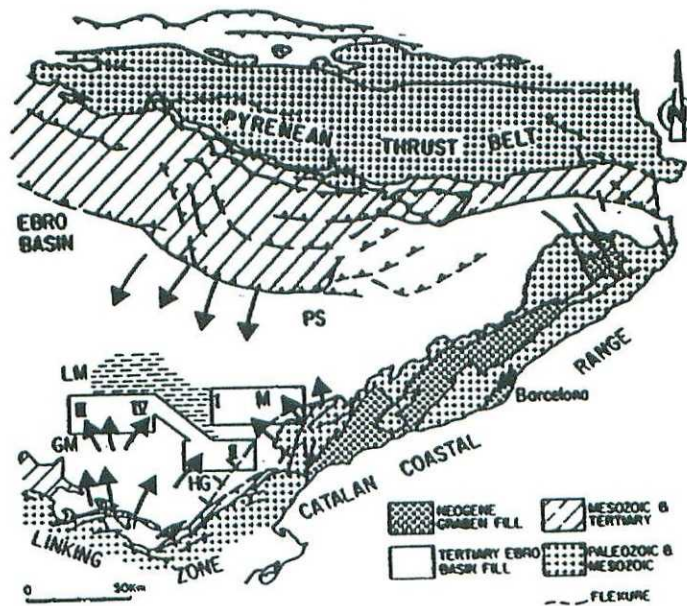
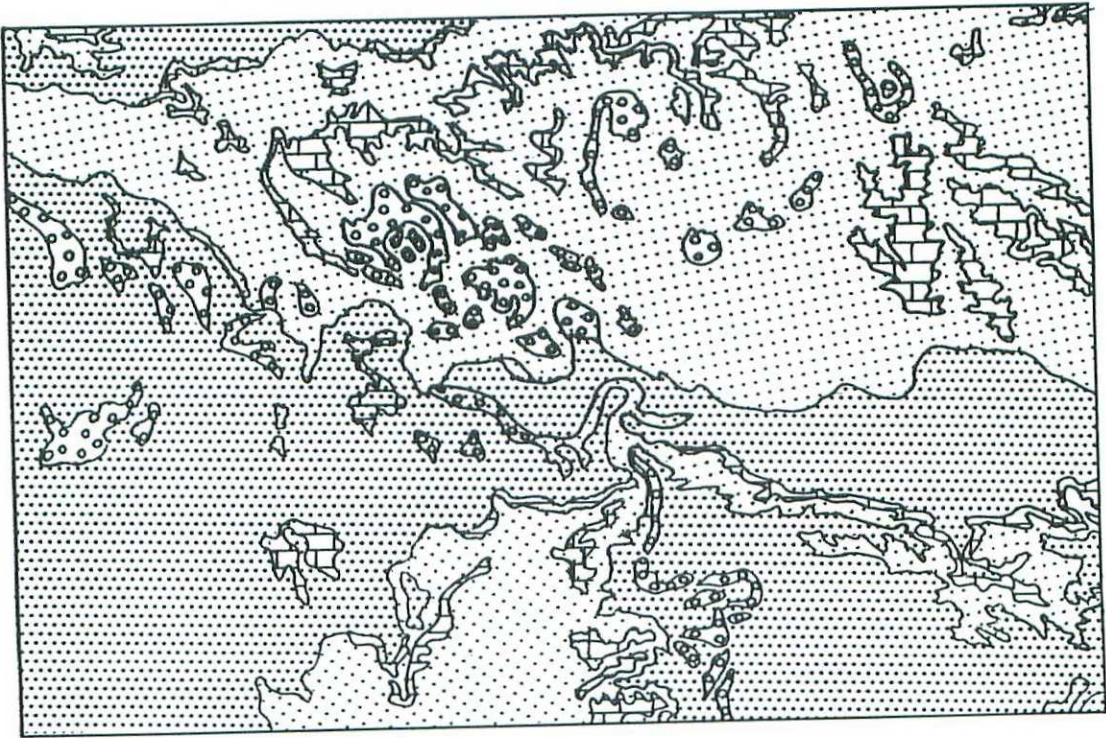


Fig.- 1 DIRECCIONES DE APOORTE DEL SEDIMENTO PRESENTE EN EL TERRITORIO COMPRENDIDO EN LA HOJA
(según ANADÓN et al. 1989a, modificado)







-  SEDIMENTOS LACUSTRES Y PALUSTRES
-  SEDIMENTOS DETRITICOS DE ABANICO ALUVIAL DISTAL
-  SEDIMENTOS DETRITICOS ALUVIO - PALUSTRES
-  GRAVAS

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

2.1.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL DISTAL.

Los sedimentos fluvio-aluviales que constituyen la casi totalidad del territorio comprendido en la hoja, representan la parte distal de los sistemas deposicionales que proceden de la Cordillera Ibérica. Su potencia es de unos 500 m aproximadamente y ha sido evaluada, parcialmente, en las secciones del Río Ebro (01), del Barranco de la Cueva de Cabrera (02) de Caspe (03), de la Val del Pico (04), de Sardina (05), de Valdeceil (06), de Ifesa (07) y, finalmente, de la serie de Sierra de Caspe (08).

La serie sintética, consiste en una alternancia de tramos pelíticos, con abundantes capas de arenisca, de tramos pelíticos, con escasas capas areniscosas y de capas calcáreas las cuales configuran el ambiente deposicional lacustre-palustre. Los tramos pelítico-areniscosos, están formados básicamente por arcillas ocre-rojizas, entre las que se intercalan, bancos de arenisca canaliformes y tabulares. Los bancos de arenisca canaliformes, generalmente corresponden al relleno de paleocanales de ríos meandriiformes, mientras que tanto las areniscas tabulares, como las pelitas, corresponden a facies de desbordamiento. En conjunto, presentan una asociación de facies de abanico aluvial distal.

Cabe señalar que, en la sucesión estratigráfica, el paso de las facies aluviales, con abundantes paleocanales arenosos, a las facies aluviales, predominantemente pelíticas, se realiza de forma transicional. Las facies carbonáticas mencionadas, en realidad se intercalan entre estos tramos fundamentalmente arcillosos, los cuales, normalmente, quedan solapados por el último de los niveles calcáreos. Estos tramos, están formados básicamente por facies de desbordamiento, aunque también presentan depósitos canaliformes. Por el contrario, el paso de estos tramos pelítico-carbonáticos a los tramos pelítico-arenosos suprayacentes, se realiza de forma brusca.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, el conjunto de estos materiales, en la zona estudiada, presentan una disposición cíclica, según la sucesión estratigráfica. En base a estos criterios y, sobretudo, a otros de tipo regional, en el territorio hemos caracterizado a cuatro ciclos sedimentarios, que corresponden a unidades genético-sedimentarias y en la parte inferior, están formados por facies pelítico-aluviales, que poseen abundantes intercalaciones de paleocanales areniscos y, en la superior, por facies predominantemente pelíticas, de origen aluvial, en las que se intercalan niveles carbonáticos, de gran continuidad lateral y de origen lacustre--palustre. El último de estos niveles calcáreos, forma el techo de cada unidad.

2.1.1.1. FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES.

Los paleocanales que configuran la parte distal de los sistemas deposicionales procedentes de la Cordillera Ibérica y, que en parte constituyen los materiales aluviales de la zona, poseen las siguientes características: normalmente se organizan en bancos de arenisca de grano medio y fino, con un espesor comprendido entre 40 cm y 5.5 m (Fig 3a). Los más potentes, suelen presentar superficies de reactivación, a menudo marcadas por cantos blandos. Estas superficies individualizan a cuerpos areniscosos que a su vez presentan superficies de acreción lateral. Entre las superficies de acreción lateral, se desarrollan **cosets** de láminas, dentro de los cuales existe una gradación vertical y lateral (siguiendo las superficies de acreción) de estructuras sedimentarias. Esta gradación, solamente se observa en algunos ejemplos, donde las estructuras sedimentarias se han preservado y, de base a techo, consiste en: estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada planar y, finalmente, **ripples** de corriente. Según estas características, estos bancos de arenisca, corresponden a **point bars** de ríos meandriformes (ver ALLEN 1965 y 1968). Las superficies de reactivación, individualizan a diferentes **scroll bars**.

Algunos cuerpos areniscosos, poseen, como los anteriormente descritos, una granulometría de arena media y fina. Su espesor oscila entre 0.4 m y 2.5 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, o rectilíneos (Fig. 3b).

2.1.1.2. FACIES DE LLANURA DE INUNDACION.

Estos depósitos se intercalan entre las facies de relleno de paleocanal, descritas en el apartado anterior. Como se ha comentado anteriormente, en la parte superior de cada unidad genético-sedimentaria, se desarrollan tramos, predominantemente pelíticos, en donde estas facies están muy bien desarrolladas, aunque también contienen paleocanales, con las mismas características que las descritas en el apartado anterior.

Consisten en pelitas de coloración rojiza, con evidentes señales de edafización, tales como: moteados de reducción, moldes verticales de raíces y procesos de rubefacción. Entre las pelitas se intercalan capas planoparalelas de arenisca, normalmente de grano fino. Estas, internamente, o bien son masivas, o bien presentan laminación paralela y *ripples* de corriente. A menudo, se hallan bioturbadas. También se intercalan capas de grano fino y muy fino con **climbing ripples**, capas de espesor centimétrico con estratificación **wavy** y **linsen**, limos carbonatados y tramos margosos (Fig. 3c).

Las capas de arenisca y también las pelitas, fueron depositadas por flujos gravitativos y son el producto del desbordamiento, durante etapas de avenidas, de los paleocanales descritos. Localmente, existen intercalaciones de biomicritas, de espesor centimétrico y de escasa continuidad lateral. Estos depósitos se interpretan como el producto de encharcamientos locales, que se desarrollaban en la llanura de inundación (Fig. 3c). En otras ocasiones, las capas calcáreas intercaladas, entre estas facies, poseen una gran continuidad lateral y una considerable

entidad cartográfica. En este caso, se interpretan como depósitos lacustre-palustres, sedimentados, como consecuencia de un ascenso relativo del nivel de base, en todo el área que quedaría inundada, por los efectos del mismo.

2.1.2. AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE-PALUSTRE.

Dentro del área de estudio, únicamente se halla representado por las facies lutítico-carbonáticas, que se intercalan entre las facies pelíticas, que constituyen la parte superior de las unidades genético-sedimentarias.

La potencia parcial que presentan los materiales que configuran este ambiente deposicional y, sus características sedimentológicas, se han estudiado en las secciones del Barranco de la Cueva Cabrera (02), de Sardina (05), de Valdeceil (06), de Ifesa (07) y de Sierra de Caspe (08).

Su descripción, se basa en el tramo comprendido entre los 65 m y los 75 m de la serie de Valdeceil (06), el cual corresponde a la primera unidad genético-sedimentaria y, también, en el tramo comprendido entre los 130 m y los 170 m de la columna del Barranco de la Cueva Cabrera, que corresponde a la cuarta unidad.

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

Los tramos lutíticos, en la base están formados por pelitas versicolores, que muestran señales de edafización, como marmorizaciones y, ocasionalmente, marcas de raíces (Fig. 3d). Ocasionalmente, presentan algunas intercalaciones de areniscas, ya tabulares, ya canaliformes. Hacia techo, estas pelitas pasan a margas. Algunas veces, presentan nódulos de yeso de escaso diámetro. A su vez los niveles margosos, están culminados por capas calcáreas, cuyo espesor, oscila entre 5 cm y 50 cm. Los niveles calcáreos, en ocasiones llegan a formar bancos

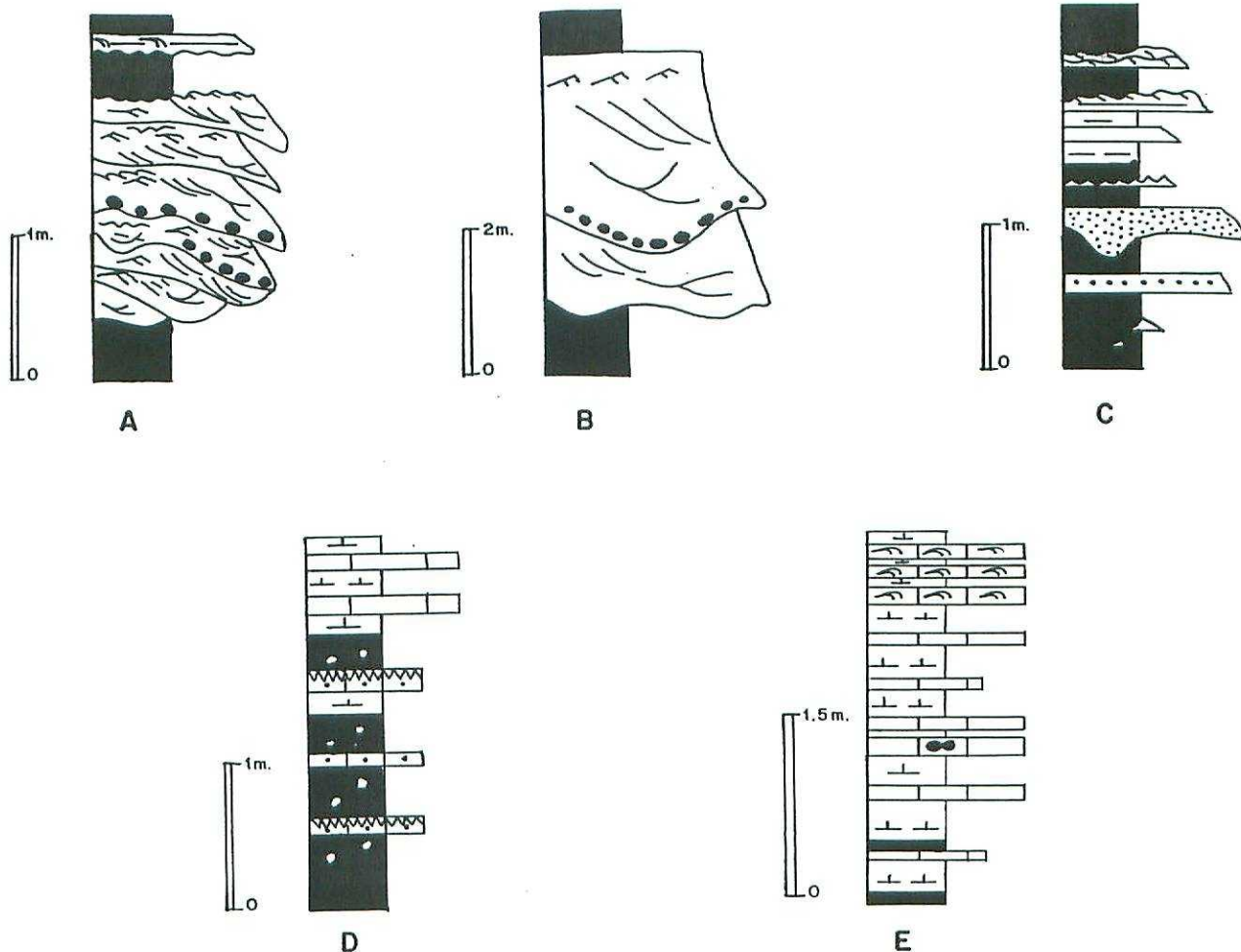
de hasta 3 m de potencia. De este modo, estas facies están organizadas en ciclos elementales de facies (ver Fig. 3e) que, de base a techo, presentan las características descritas. Los niveles carbonáticos, suelen tener un cierto contenido en limo, normalmente presentan perforaciones producidas por raíces y, también, un importante contenido en materia orgánica y en restos organógenos (caraceas, ostrácodos y gasterópodos).

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

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

2.2. BIOESTRATIGRAFIA

Dentro de la zona de estudio, no existen datos bioestratigráficos que permitan datar a estos materiales, pero los estudios de microvertebrados realizados por AGUSTI et al. (1988), en los yacimientos de Fraga-2 y Fraga-4, ubicados en la hoja de Fraga (31-15), permiten incluir, a la primera unidad genético-sedimentaria, en el Chattense (Oligoceno superior). Según estos autores, quedaría comprendida dentro de las biozonas de Eomys major y de Eomys aff. major.



- A - FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES DE RIOS MEANDRIFORMES. BARRAS DE MEANDRO
 B - FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES DE RIOS RECTILINEOS
 C - FACIES DE LLANURA DE INUNDACION
 D - SECUENCIAS DE FACIES PALUSTRES
 E - SECUENCIAS DE FACIES LACUSTRES

LEYENDA

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

FIG. 3.-SECUENCIAS DE FACIES REPRESENTATIVA DE LOS AMBIEN DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE CASPE (30-17)

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

A los materiales que configuran la tercera unidad genético-sedimentaria les atribuimos una edad Chattiense-Ageniense, en base a los datos paleontológicos aportados por AGUSTI, *et al.* (1988) y por CUENCA (1991 a y b). AGUSTI, *et al.* (1988) realizan la datación del tercer ciclo, en los yacimientos de Fraga 11 y de Ballobar 12, localizados en la hoja de Fraga (31-15). Ambos yacimientos, están situados en la parte media-superior de esta unidad e indican una edad correspondiente al techo del Chattiense. Por otra parte CUENCA (1991 a y b), han estudiado el yacimiento de Ontiñena, situado en la hoja de Sariñena (30-14), el cual se sitúa en la parte superior de los materiales, que en este área, constituyen esta unidad. Los restos de micromamíferos estudiados, han permitido atribuir una edad Ageniense (Biozona 1 de Mein) para el techo de esta unidad genético-sedimentaria.

Los datos de AZANZA *et al.* (1988) y de CUENCA *et al.* (1989), de la zona de Peñalba (30-15), donde datan como Agenienses, a materiales estratigráficamente más altos, que los presentes en la zona, permiten atribuir esta edad, a los materiales que constituyen la cuarta unidad genético-sedimentaria.

2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL.

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

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

En la parte aragonesa de la Depresión, concretamente en las áreas de Fraga, Sariñena, Peñalba y Lanaja, los materiales de edad Oligoceno superior - Mioceno medio, se disponen en 9 unidades genético-sedimentarias (desde la Unidad de Fayón-Fraga, hasta la Unidad de San Caprasio; ver Tablas I y II). Cada una de 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 los ciclos, 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 Priabonense y el Oligoceno superior. En las áreas donde se interdigitan los ambientes deposicionales de abanico aluvial distal y los ambientes lacustre-palustres, estos materiales también se organizan de forma cíclica. Así pues, dentro de ellos, hemos podido distinguir un total de 13 unidades (desde la Unidad Sanaüja hasta la Unidad Mequinenza-Ballobar; ver Tabla I). La primera de estas unidades, la Unidad Sanaüja, únicamente está representada, en el núcleo del anticlinal de Sanaüja, por facies evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino. Según las cartografías realizadas, sabemos que, como mínimo, la Unidad Torà, la Unidad Ivorra y la Unidad Sant Ramon, a lo largo del núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer, pasan a facies evaporíticas. Las demás unidades, en las áreas septentrionales cartografiadas, están constituidas por materiales de abanico aluvial distal y, en las áreas meridionales, están formadas, en la base por facies fluviales y, en el techo, por facies lacustres. Los materiales fluvio-aluviales que constituyen la base de estas unidades, en el sector septentrional de la parte catalana de la Cuenca, proceden del Pirineo, mientras que en el sector meridional, proceden de Los Catalánides.

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
MIOCENO SUPERIOR	AQUITAN. AGENIENSE CHATTIENSE	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.
		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 Peraltilla
		Unidad Alfés-Ribarroja	▲ Zona <u>Eomys Zitteli</u> (1) (MP-26)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza alfes (Embalse Secá) Aytona.
OLIGOCENO INFERIOR	ESTAMPIENSE	Unidad Castellidans	▲ Zona <u>Theridomys aff. major</u> (1) (MP-25)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castellidans
		Unidad Arbeca		Arcillas, areniscas lacustres y caliches de Vacaraja 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 Tàrrega	▲ Zona <u>Theridomys major</u> (1) (MP-23) ▲ Zona <u>Theridomys calafensis</u> (1) (MP-22)	Calizas de Cervera y del Talladell Formación Urgell - Parte inferior
		Unidad Sant Ramón		Calizas de Sant Ramón - Yesos de Talavera Molasa de Solsona (Sector de Guissona)
		Unidad Ivorra		Calizas de Ivorra Molasa de Solsona (sector de Guissona)
		Unidad de Torá		Complejo lacustre de Sanäuja
EOCENO SUP.	PRIABONIEN.	Unidad Sanäuja		Yesos del núcleo del anticlinal de Sanäuja

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

BIOZONAS MN: MEIN (1989)

BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)

(1) AGUSTI, et al. (1988)

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
M I O C E N O	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) (?)	Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre yesos de la Fm. Zaragoza.
	AQUITANIENSE AGENIENSE	Unidad Bujaraloz-Sariñena	▲ Zona <u>Ritteneria manca</u> (2b) (1)	Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sariñena y Alcubierre, yesos de la Fm. Zaragoza.
		Unidad Galocha-Ontiñena		Arcillas y areniscas de la Fm. Sariñena. Arcillas y calizas de la Fm. Alcubierre y Mequinenza, yesos de la Fm. Zaragoza.
			▲ Zona <u>Rhodanomys schlosseri</u> (MN-1) (2)	
	CHATTIENSE	Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca	▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (2) (MP-30)	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.				

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)

Según nuestro criterio, las 20 unidades que se hallan representadas en las Tablas I y II, corresponden a **unidades genético-sedimentarias**. Como se ha mencionado en el capítulo de nomenclatura, la definición de unidad genético-sedimentaria, correspondería a la de secuencia deposicional (*sensu* MITCHUM, et al., 1977) pero que, debido a que en la literatura geológica, no existe un modelo genético de las secuencias deposicionales, en cuencas continentales, creemos más oportuno utilizar el primero de los dos términos.

Cabe señalar, que cada una de estas unidades genético-sedimentarias, está organizada en ciclos de rango inferior, que corresponden a ciclos de facies y que son asimilables a parasecuencias, o ciclos de 4º orden (*sensu* VAN WAGONER, 1985). Estos se pueden observar mejor en los ambientes deposicionales lacustre--palustres y de margen de lago salino.

Los contactos que limitan a estas unidades, se han caracterizado en base a cambios bruscos de facies, los cuales, según en la parte que nos hallemos de la cuenca, se manifiestan de tres formas distintas:

- 1) En áreas relativamente proximales de la cuenca, se ponen de manifiesto a partir del contacto existente entre las facies fluvio-aluviales de la base de cada unidad, con las facies fluvio-palustres del techo de las unidades infrayacentes.
- 2) En áreas relativamente más distales, se reflejan a través del contacto que existe entre las facies fluvio-aluviales, que caracterizan la base de las unidades y las facies lacustre-palustres, que caracterizan el techo de las unidades infrayacentes.
- 3) Finalmente, en los sectores más distales, se caracterizan a partir del contacto entre las facies, o bien aluviales distales, o bien de margen de lago salino,

que forman la base de las unidades, y las facies de lago salino que forman el techo de las unidades infrayacentes.

La dificultad de cuantificar, dada la pobre existencia de yacimientos fosilíferos de importancia cronoestratigráfica, los posibles hiatos sedimentarios ligados a estos límites, impide que los denominemos paraconformidades, aun cuando representan cambios bruscos de facies con rango cuencial y, en algunas ocasiones, haya podido constatar su enlace con discordancias erosivas y/o cartográficas.

En base a estos datos, podemos constatar que cada una de estas unidades, está formada, según la sucesión estratigráfica y su evolución lateral, por dos partes bien diferenciadas:

- A) Una parte inferior, formada, en las áreas relativamente proximales, por facies terrígenas de origen fluvio-aluvial y, en las áreas más distales, por facies margo-yesíferas depositadas bajo un ambiente de margen de lago salino. La evolución de las facies proximales, hacia las distales, se realiza de forma transicional. En conjunto se trata de una asociación de facies de abanico aluvial distal, que termina en una llanura lutítica (*playa lake*), donde, debido a la presencia de un clima idóneo, tiene lugar la sedimentación de materiales evaporíticos. Cabe señalar, que dentro del ambiente deposicional de abanico aluvial distal, se pueden diferenciar una asociación de facies de núcleo de abanico, que pasa directamente a los depósitos de margen de lago salino y una asociación de facies de orla de abanico, que está constituida por facies terrígenas y carbonáticas de llanura de inundación.
- B) Una parte superior, formada, en las zonas relativamente proximales, por facies fluviales, en donde predominan los materiales pelíticos, edafizados, de llanura de inundación, en donde el desarrollo de paleocanales de arenisca es efímero y en donde tienen lugar el desarrollo de niveles carbonáticos de origen lacustre-palustre. Lateralmente hacia áreas más distales, estas facies

pasan transicionalmente, o bien a facies carbonáticas de origen lacustre-palustre (en la mayoría de las 20 unidades genético-sedimentarias), o bien a facies terrígeno-carbonáticas lacustres (en las unidades oligocenas de Torà, de Vallbona, de Omells, de La Floresta y de Arbeca). Finalmente, en las áreas relativamente centrales de la cuenca, todo este conjunto de materiales pasa a facies margo-evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino.

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

- 1) Por una parte creemos que las sucesivas oscilaciones climáticas, han jugado un importante papel en la ordenación vertical y lateral de las facies que constituyen, tanto las unidades genético-sedimentarias, como de las que constituyen los ciclos de rango inferior y, por lo tanto, en la génesis de las mismas. Estas oscilaciones, en buena parte debieron provocar sucesivos cambios del nivel de base, o de la superficie de equilibrio, entendiéndose como tal, aquella superficie imaginaria de la litosfera sobre la cual, no hay ni erosión ni sedimentación, es decir, sobre la que ámbos 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 Caspe, se hallan representadas 4 unidades genético-sedimentarias, que corresponden a cada uno de los ciclos sedimentarios, mencionados a lo largo del texto y que de base a techo se denominan:

- 1) **Unidad de Fayón Fraga:** es la unidad infrayacente y es de edad Chattiense (ver tabla I). Dentro del área estudiada la unidad se halla representada en el sector sur-oriental del territorio, aunque no llega a aflorar su base. Está constituida, en la base por materiales aluviales distales y, en su parte superior, por facies de llanura de inundación entre las que se intercalan materiales carbonatados de origen lacustre-palustre (Fig. 4). Su potencia es de difícil evaluación, puesto que su base no aflora. No obstante, es del orden de 120 m. Se ha medido, de forma parcial, en las series de la Val del Pico (04), de Valdeceil (06), de Ifesa (07) y de Sierra de Caspe (08).

- 2) **Unidad de Mequinenza-Ballobar:** dentro del territorio, es la unidad que posee una mayor extensión areal. En la base, está formada por materiales aluviales distales y, en el techo, por facies de llanura de inundación, entre las que se intercalan materiales carbonáticos de origen lacustre-palustre (Fig. 4). Cabe señalar, que en el sector nor-oriental de la zona, es donde las facies carbonatadas, están mejor desarrolladas. Su potencia, es de difícil evaluación, ya que debido a su gran extensión de afloramiento, no hemos podido medir una serie que abarque toda la sucesión estratigráfica que la constituye. No obstante, se ha evaluado parcialmente en las series del Río Ebro (01), de Caspe (03), de Ifesa (07) y de Sierra de Caspe (08). Teniendo en cuenta las potencias parciales, la potencia total de la unidad, es del orden de los 200 m.

- 3) **Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca:** aflora en el extremo nor-occidental del área cartografiada. Su parte inferior, está constituida predominantemente por facies de abanico aluvial distal, mientras que en su parte superior, predominan las facies margocarbonáticas, de origen lacustre-palus-

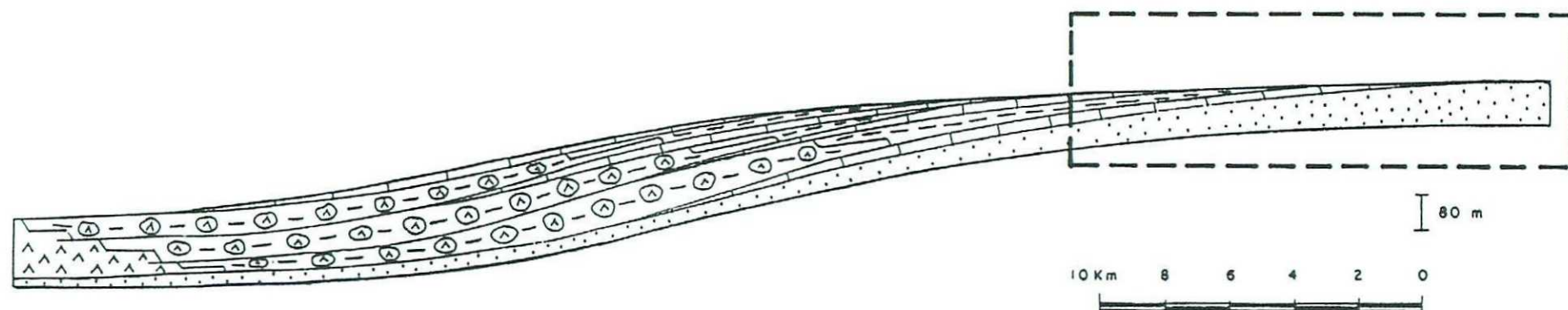
tre. Su potencia, se ha evaluado en la columna del Barranco de la Cueva Cabrera (02), donde es de 125 m.

- 4) **Unidad Galocha-Ontiñena:** Igualmente que la unidad anteriormente descrita, sólomente aflora en el sector nor-oriental del territorio, en un área más reducida, que la de la unidad infrayacente. Está formada por un tramo basal, de reducida potencia, que presenta facies de abanico aluvial distal. El resto de la unidad, está constituida por una alternancia de facies aluviales y de facies lacustre-palustres. Estas últimas, se hacen progresivamente más importantes, en cuanto a número y a potencia, hacia el techo de la serie, el cual aflora en el territorio comprendido en la vecina hoja de Bujaraloz. Dentro de la zona, afloran los primeros 45 m de la unidad, que han sido representados, en la sección del Barranco de la Cueva Cabrera (02).

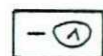
En la Figura 4 se representa la evolución espacial y temporal de estas unidades genético-sedimentarias en el sector meridional de la parte aragonesa de la Cuenca del Ebro. En la Figura 5, se representa, más detalladamente, la evolución de una de estas unidades, donde se puede observar el funcionamiento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

NO

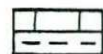
SE



FACIES DE LAGO SALINO



FACIES DE MARGEN DE LAGO SALINO



FACIES LACUSTRE - PALUSTRE



FACIES DE ABANICO ALUVIAL DISTAL



POSICION RELATIVA DE LOS SEDIMENTOS AFLORANTES EN LA HOJA

CONTACTO ENTRE UNIDADES
GENÉTICO - SEDIMENTARIAS

LÍNEA TIEMPO

CAMBIO DE FACIES

FIG. 5.- MODELO SECUENCIAL DE UNA UNIDAD GENÉTICO-SEDIMENTARIA EN EL SECTOR DE LOS MONEGROS (Oligoceno Sup. -
- Mioceno inf.)

3.- BIBLIOGRAFIA

3.- BIBLIOGRAFIA

- AGUSTI, J; CABRERA, L; ANADON, P. Y ARBIOL, S., 1988.-** "A late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the S.E. Ebro Basin (NE Spain): A potencial mammal stage stratotype". *Newls. Stratigr*, 18 (2), pp. 81-97, 5 fig. Berlin-Stuttgart.
- ALLEN J.R.L, 1965.-** "A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments.". *Sedimentology*, v. 5, p. 89-191.
- ALLEN J.R.L., 1968.-** "Current ripples. Their relation tp patterns of water and sediment motion". **North-Holland Publishing Company**. Amsterdam. pp. 1-422.
- AZANZA, B; CANUDO, J.I. Y CUENCA, G., 1988.-** Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario Continental de la Cuenca del Ebro (Sector centro-occidental). **II Congreso Geológico de España**. Granada, vol. 1, pp. 261-264.
- CUENCA, G; AZANZA, B; CANUDO, J.I. Y FUERTES, V., 1989.-** Los micromamíferos del Mioceno inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, nº 6. pp. 75-77.
- CUENCA, G., 1991 a.-** Nuevos datos bioestratigráficos del sector oriental de la cuenca del Ebro. **1 Congreso del Grupo Español del Terciario, CONGET'91**. Vic., pp. 97-100.
- CUENCA, G., 1991 b.-** Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector central de la cuenca del Ebro. **1 Congreso del Grupo Español del Terciario, CONGET'91**. Vic., pp. 101-104.

- DALEY B., 1973.-** "Fluvio-Lacustrine cyclothems from the oligocene of Hampshire". *Geol Magaz.*, vol. 110, n° 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, 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., NICHOLS, G. J., 1986.-** "Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". *Spec. publs. Ass. Sediment*, 8, pp. 247-258.
- 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.
- SCOTT R. W., KIDSON E. J., 1977.-** "Lower Cretaceous depositional systems, West Texas". In Bebout, D.G. y Loucks, R. G. Cretaceous carbonates of Texas and Mexico. Applications to subsurface exploration. Bur. of Econ. Geol. Rept of investigations. n° 89, Austin, Texas.
- SLOSS L L., 1964.-** "Tectonic cycles of north american craton". Kansas Geological Survey Bulletin. pp. 450-460, 4 fig., 1 tabl.
- ULIANA M. A., LEGARRETA L., 1988.-** Introducción a la Estratigrafía secuencial. Analisis de discontinuidades estratigráficas. Informe de la Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo. Noviembre de 1988.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M., THOMPSON III S., 1977.-** "Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap, in C. W. Payton, ed., Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration": AAPG Memoir 26. pp. 63-97.
- VAN WAGONER J.C., 1985.-** "Reservoir facies distribution as controlled by sea level change, abstract": Society of Economic paleontologists and mineralogists mid-year Meeting. Golden, Colorado, August 11-14, p. 91-92.

VAN WAGONER J. C., MITCHUM R. M. CAMPION K. M., RAHMANIAN V. D., 1990.- "Siliciclastic Sequence. Stratigraphy in well logs, cores, and outcrops". AAPG Methods in Exploration Series. N° 7, 55 pp.

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