



## Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro

P. ANADÓN<sup>(1)</sup>, L. CABRERA<sup>(2)</sup>, B. COLLDEFORNIS y A. SÁEZ<sup>(2)</sup>

(1) Institut de Ciències de la Terra «J. Almera» (CSIC), c. Martí i Franqués s.n., 08028 Barcelona.

(2) Dept. Geol. Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Fac. de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona.

### RESUMEN

El relleno sedimentario de edad Priaboniense superior-Chattienne del sector oriental de la cuenca de antepaís del Ebro puede subdividirse en cinco secuencias deposicionales, definidas en base a los principales cambios paleogeográficos que afectaron a los sistemas aluviales y lacustres en la región. Tanto el desarrollo de estructuras tectónicas superficiales como los procesos de ajuste isostático regional son considerados como los principales factores de control de esta evolución sedimentaria. Los cinco sistemas lacustres reconocidos (La Noguera, L'Anoia, Segarra, L'Urgell y Los Monegros) muestran unas características de extensión areal y desarrollo de facies fuertemente controladas por su situación respecto a las zonas de máxima subsidencia. Las tendencias megasecuenciales de cambio o de alternancia de deposición evaporítica y carbonatada, son atribuidas aquí tanto a posibles cambios climáticos como a cambios en la composición del área fuente. Estos fueron inducidos por la evolución tectónica de los márgenes de la cuenca.

*Palabras Clave:* Sistemas lacustres. Cuenca del Ebro. Eoceno. Oligoceno. Tectónica-sedimentación.

### ABSTRACT

The Late Priabonian-Latest Chattian basin infill in the Eastern Ebro foreland basin (NE Spain) can be splitted into five depositional sequences. These sequences have been defined on the basis of the paleogeographic and major changes of facies distribution which affected the alluvial and lacustrine depositional systems developed in the region. Each depositional sequence started with the settling and development of a lacustrine system whose evolution was finally closed by widespread alluvial progradational events which affected the whole study area. The thrusting and folding along the basin margins as well as the isostatic rebound which affected the crust are considered the major controlling factors of the recorded sedimentary evolution. The five lacustrine systems in the area (La Noguera, L'Anoia, La Segarra, L'Urgell and Los Monegros) include often evaporitic and carbonate deposits. The megasequential arrangement of these deposits may be attributed to major paleoclimatic cyclical

changes, but major source area composition variations, related to the tectonic activity in the basin margins must be also considered.

*Key words:* Lacustrine systems. Ebro Basin. Eocene. Oligocene. Tectonics-sedimentation.

### INTRODUCCIÓN

La evolución del orógeno pirenaico desde el Cretácico superior al Mioceno superior dio lugar a sucesivas fases de estructuración de la cuenca de antepaís surpirenaica. La última de éstas delimitó la Cuenca del Ebro, rellena por potentes sucesiones marinas y continentales.

Puigdefàbregas *et al.* (1986) esbozaron la evolución sedimentaria de los sectores orientales de la Cuenca del Ebro, limitando su análisis a los depósitos del Eoceno. Los importantes cambios paleogeográficos y deposicionales acaecidos en la región desde el Priaboniense terminal hasta el Mioceno inferior son deducibles a partir de numerosos trabajos cartográficos, estratigráficos y sedimentológicos (Riba, 1967, 1973; Riba *et al.*, 1975; Birnbaum, 1976; Malmshiemer y Mensink, 1979; Weiss, 1980; Colombo, 1980, 1986; Anadón *et al.*, 1981; Allen *et al.*, 1983; Allen y Mange-Rajetzky, 1982; Cabrera, 1983; Riba *et al.*, 1983; Sáez, 1987; Cabrera y Sáez, 1987; González, 1989; Anadón y Colldefornis trabajos en curso). Además, los trabajos bioestratigráficos han permitido realizar una subdivisión bio-cronoestrati-

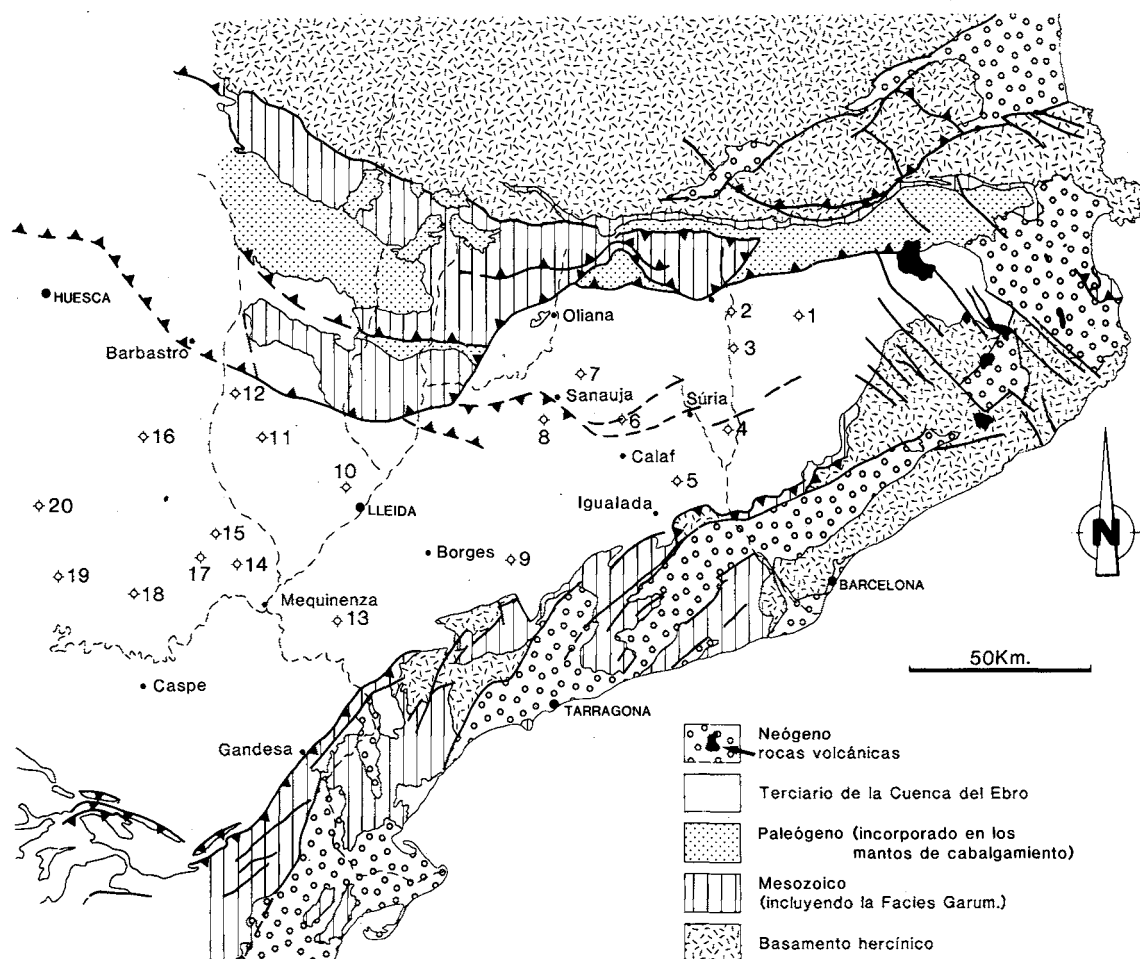


Figura 1.- Mapa del sector oriental de la Cuenca de antepaís del Ebro, mostrando los principales rasgos estructurales de sus márgenes y la distribución de los sondeos utilizados para la realización del presente trabajo. 1: Perafita, 2: Puigreig I, 3: Puigreig, 4: Santpedor, 5: Castellfolit, 6: Pinós, 7: Sanahuja I, 8: Guisona I, 9: Senant, 10: Lleida, 11: Esplús, 12: Monzón, 13: Maials I, 14: Fraga, 15: Ballobar, 16: Sariñena, 17: Candanos, 18: Bujaraloz, 19: Gelsa, 20: Monegrillo.

Figure 1.- Map of the Eastern part of the Ebro foreland basin displaying the major structural features of the basin margins and the location of the wells used for the scope of this paper.

gráfica relativamente ajustada de las sucesiones sedimentarias estudiadas en base a carófitas (Colombo, 1980; Cabrera, 1983; Sáez, 1987; Choi, 1989; Feist *et al.*, en prep.) y a mamíferos fósiles (Agustí *et al.*, 1987, 1988; Anadón *et al.*, 1987; Arbiol y Sáez, 1988).

En este trabajo se presenta una síntesis de las características principales y entorno de los sistemas lacustres que se desarrollaron en el sector oriental de la Cuenca del Ebro desde el Eoceno superior hasta el Mioceno inferior. En esta síntesis se muestran las principales relaciones de los sistemas lacustres entre sí y de éstos con los sistemas aluviales-fluviales circundantes. También se indican las relaciones de las

sucesivas etapas de la evolución sedimentaria (marcadas por significativos cambios paleogeográficos y sedimentológicos) con los procesos tectónicos que tuvieron lugar en las unidades estructurales vecinas. Finalmente, se exponen las principales características geolimnológicas de los sistemas lacustres y su relación con el marco evolutivo regional.

#### CONTEXTO ESTRUCTURAL, PALEOGEOGRÁFICO Y PALEOCLIMÁTICO

El sector oriental de la Cuenca del Ebro (fig. 1) durante el Paleógeno estuvo delimitado por el Pirineo

oriental, los Catalánides (Anadón *et al.*, 1979, 1985) y por la Zona de Enlace Ibérica-Catalánides (Guimerá, 1984, 1988).

Los procesos de edificación del orógeno pirenaico ejercieron la mayor influencia sobre la evolución del relleno sedimentario de esta zona de la Cuenca del Ebro. Los desplazamientos hacia el Sur de los sucesivos mantos surpirenaicos, causaron cambios correlativos de la posición del surco sedimentario principal (Puigdefàbregas *et al.*, 1986) y controlaron la evolución de los sistemas aluviales de procedencia septentrional. La actividad tectónica en los Catalánides y en la Zona de Enlace, estructuras de menor entidad que el Pirineo, generó otros depocentros sedimentarios menores en las zonas meridionales de la cuenca y además, controló la evolución de los sistemas aluviales allí desarrollados (Anadón *et al.*, 1985, 1986, 1989; Cabrera *et al.*, 1985; González, 1989).

A partir del Eoceno superior, la Cuenca del Ebro fue endorreica con un extenso desarrollo de sistemas aluviales y lacustres. En las áreas fuentes circundantes, existían potentes formaciones carbonatadas y evaporíticas mesozoicas y paleógenas inferiores cuya disolución aportó solutos a las zonas de sedimentación. Este hecho condicionó numerosos aspectos de la evolución sedimentaria de la cuenca.

En el sector catalán más oriental, y desde el Priaboniense superior hasta el final del Oligoceno inferior, los sistemas lacustres fueron alimentados por los sistemas aluviales procedentes de los márgenes pirenaico y catalánide. El estudio de minerales pesados (Allen y Mange-Rajetzky, 1982) así como el de paleocorrientes (Malmshaimer y Mensink, 1979; Sáez, 1987) indican que entre los sistemas aluviales pirenaicos y catalánides se estableció un drenaje competitivo. En los sectores más surorientales también se produjo, entre el Oligoceno inferior y el Mioceno inferior, un drenaje competitivo entre los sistemas catalánides y los procedentes de la Zona de Enlace. Estos últimos tendieron a experimentar una notable expansión hacia el NE, a lo largo del margen catalánide (Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985; Cabrera y Colombo, 1986; Cabrera y Sáez, 1987, Anadón *et al.*, 1989).

Dentro del lapso de tiempo considerado, en los tránsitos Eoceno-Oligoceno y Oligoceno-Mioceno, se han señalado sendos cambios paleoclimáticos globales (Shackleton, 1984). A pesar de que, al igual que en zonas próximas (Gorin, 1975; Hochuli, 1984), tuvieron lugar oscilaciones menores, las condiciones paleoclimáticas de la zona oriental de la Cuenca del Ebro fueron esencialmente cálidas, tropicales-subtropicales, y sin drásticas variaciones desde el Priaboniense terminal al comienzo del Mioceno. Estas condiciones están indicadas por la presencia de frecuentes restos de quelonios y cocodrílidos, las asociaciones

fósiles de palinomorfos (Solé de Porta y Porta, 1982; Solé de Porta, datos inéditos en Sáez, 1987; Solé de Porta, 1988) y de macrófitos (Bataller y Depape, 1950; Depape y Brice, 1965; Fernández Marrón, 1971, 1973 a,b; Sainz de Siria, 1988) recolectados en las sucesiones lacustres. El escaso registro palinológico disponible permite sin embargo precisar que en el transcurso del Eoceno superior y del Oligoceno al Mioceno se produjeron cambios en las comunidades vegetales, indicadoras de un cierto enfriamiento (Solé de Porta, en Cabrera, 1983; Solé de Porta, 1988). Estos cambios podrían atribuirse a la incidencia en la región de los dos cambios paleoclimáticos globales aludidos.

La posición paleolatitudinal de la cuenca desde el Priaboniense superior al Chattiense superior no experimentó cambios muy acusados y fue próxima a la actual (Parés, 1988; Parés *et al.*, 1988; Pascual y Parés, en prensa; Friend *et al.*, 1989). Por ello, los cambios paleoclimáticos que afectaron la cuenca se debieron esencialmente a variaciones en la circulación atmosférica general (Parrish *et al.*, 1982) relacionadas con los cambios paleoclimáticos globales mencionados. Además también pudieron influir localmente variaciones en el grado de aislamiento de la cuenca respecto a zonas marinas y modificaciones del efecto de sombra orográfica (Quirantes, 1978; Williams, 1987; Oberhänsli y Allen, 1987).

## ESTRATIGRAFÍA

### Introducción

Los depósitos continentales del Priaboniense superior-Chattiense superior del sector oriental de la Cuenca del Ebro han sido estudiados por varios autores (Riba, 1967; Quirantes, 1978; Anadón *et al.*, 1981; Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983; Riba *et al.*, 1983; Sáez, 1987; González, 1989). En algunos de estos trabajos, se definieron unidades con orientación genético-paleoambiental (sistemas deposicionales en el sentido de Fisher y McGowen, 1969; Galloway y Hobday, 1983 y García, 1981). En esta línea, se define *Sistema deposicional* como un conjunto tridimensional de unidades litológicas, genéticamente relacionadas entre sí, que registran el desarrollo coetáneo y limitado a un determinado espacio geográfico, de determinados procesos y ambientes sedimentarios (Fisher y McGowen, 1969). Este concepto, aplicado también en este trabajo, implica la definición interpretativa de paleoambientes temporal y paleogeográficamente localizados y diferenciables entre sí.

En la actualidad, una línea de avance en el análisis estratigráfico de las cuencas continentales, consiste en intentar definir unidades de rango elevado cuyos límites, sea cual sea su origen, tengan significación gené-

tico-evolutiva a escala de amplios sectores de una cuenca o de su totalidad (Reynolds *et al.*, 1989). Este criterio general recoge de hecho gran parte de las ideas aplicadas al análisis estratigráfico por diversos autores tanto a nivel general (Payton, 1977; Vail *et al.*, 1977; Bally, 1987; Wilgus *et al.*, 1988) como particular sobre la estratigrafía de las cuencas surpirenaicas (Mutti *et al.*, 1985; Puigdefàbregas *et al.*, 1986; González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989). En el presente trabajo dicho criterio ha sido seguido para la definición de *Secuencias deposicionales*, entendidas aquí como conjuntos de sistemas deposicionales genéticamente relacionados y limitados por discontinuidades (en este caso localizables esencialmente en los márgenes de la cuenca), o por sus continuidades correlativas, a veces registradas en los sectores internos de la cuenca por cambios de facies muy marcados en la vertical.

En los sectores centrales de la zona oriental de la Cuenca del Ebro se han utilizado dos criterios para la diferenciación de las secuencias:

1) La existencia de notables cambios litológicos en sucesión vertical, reconocibles en amplios sectores de la cuenca y debidos a un reajuste paleogeográfico importante. Algunos de los cambios litológicos registrados, aunque significativos, no son esencialmente bruscos. Por ello hay que matizar, *en cada caso*, la significación que puedan tener estos cambios, e intentar analizarlos con una perspectiva más general que la obtenida al analizar afloramientos o sucesiones aislados. En ausencia de discontinuidades, el problema radica en establecer los límites, que serán interpretativos. A este respecto, la escala de aproximación al problema debe ser inexcusablemente regional.

2) El desplazamiento de los depocentros lacustres desde una secuencia a la siguiente, infiriendo que este hecho prueba importantes redistribuciones paleogeográficas. Cada desplazamiento es con frecuencia precedido por una progradación aluvial, de entidad variable, que cierra la evolución de cada secuencia deposicional. La continuidad temporal en el desarrollo de los depósitos lacustres, así como su persistente restricción espacial a determinados sectores de la cuenca durante la sedimentación de las sucesiones de cada secuencia deposicional, han sido considerados aquí criterios importantes para la diferenciación de una secuencia respecto a otras.

Definidas estas unidades secuenciales propuestas en los sectores centrales de la cuenca, se plantea la cuestión de extenderlas a otros sectores y en especial a las zonas marginales. En estas últimas tuvo lugar el desarrollo de sedimentación aluvial afectada por el desarrollo de discordancias internas (Riba, 1973, 1976 a, b; Colombo, 1980, 1986; Robles, 1982; Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985; Sáez, 1987; Anadón *et al.*, 1986, 1989) cuya exacta equivalencia y reflejo en las

sucesiones centrales de la cuenca es dudosa en muchos casos. En el presente estado del conocimiento del relleno sedimentario de la Cuenca del Ebro sólo una datación precisa, basada tanto en datos bioestratigráficos como magnetoestratigráficos, permitirá precisar el significado y trazar los límites de las unidades establecidas más allá del ámbito de su definición.

## Secuencias deposicionales

Las secuencias establecidas en la zona oriental de la Cuenca del Ebro, desde el Eoceno superior al Oligoceno superior, son:

### *Secuencia I*

La Secuencia I incluye las formaciones Barbastro, Torà y Castelltallat (descritas en Sáez, 1987), que constituyen el Sistema lacustre de La Noguera (figs. 2 y 3). Además esta secuencia incluye las sucesiones aluviales que se relacionan con dicho sistema lacustre.

La Secuencia I se superpone al conjunto de sucesiones evaporíticas priabonienses de origen marino depositadas en la zona central del sector oriental de la Cuenca del Ebro (Pueyo, 1975; Ortí *et al.*, 1985; Busquets *et al.*, 1985; Sáez, 1987) y a las unidades de origen continental que constituyen sus equivalentes laterales. El tránsito vertical de las unidades marinas a las continentales de esta secuencia se realiza, según se reconoce en los sondeos de prospección de potasas situados entre Calaf y Súria (Marín, 1932), a través de una unidad lutítica con intercalaciones de yeso y halita de unos 60 m de potencia (Lutitas Grises Superiores; Sáez, 1987). El límite inferior de esta secuencia se sitúa en subsuelo y a techo de dicho tramo lutítico, y se considera isócrono para el ámbito de cuenca que nos ocupa (Sáez, 1987).

Al E del río Segre, en el margen septentrional de la cuenca, esta secuencia está constituida por potentes formaciones conglomeráticas de origen aluvial (Conglomerados de Berga) que muestran diversas discordancias progresivas y angulares sintectónicas (Riba, 1973, 1976 a,b). Hacia las zonas más centrales pasan lateralmente a depósitos fluviales (parte inferior de la Fm. Solsona) y de abanico terminal (Fm. Súria; Sáez, 1987), que a su vez enlazan con los depósitos lacustres del Sistema de La Noguera. Estos depósitos lacustres se extienden ampliamente hacia el W. Al W del río Segre, los materiales lacustres y aluviales de la Secuencia I correspondientes al margen septentrional de la cuenca están extensamente cabalgados y recubiertos por unidades aloctonas pirenaicas e incluso, los materiales más modernos de la secuencia, se deposita-

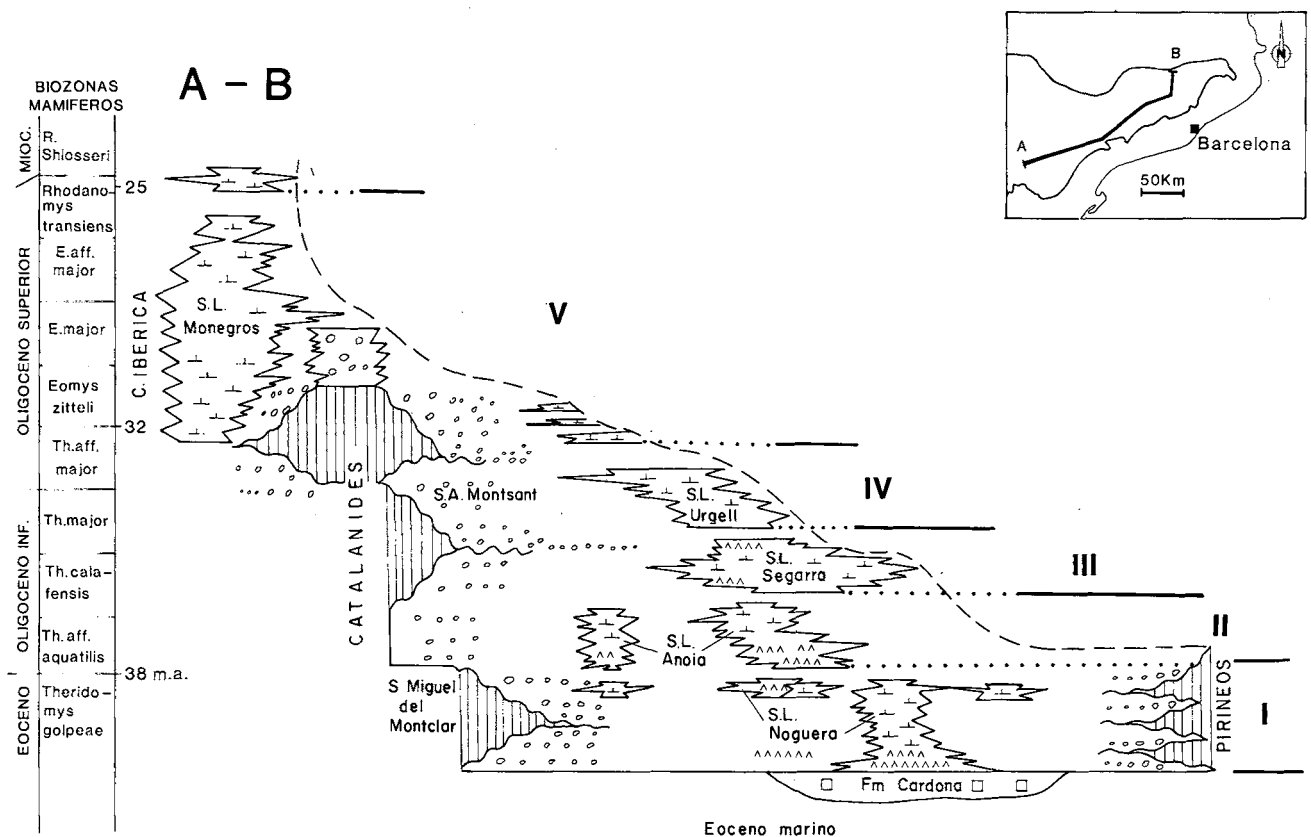


Figura 2.- Esquema cronoestratigráfico del relleno sedimentario del sector oriental de la Cuenca del Ebro desde el Priaboniense superior al Aquitaniense basal. Las cinco secuencias deposicionales definidas se inician con la implantación de importantes sistemas deposicionales lacustres y finalizan con etapas de progradación aluvial generalizadas en el ámbito del sector estudiado.

Figure 2.- Chronostratigraphic chart of the Late Priabonian-earliest Aquitanian basin infill in the Eastern Ebro Basin. Five depositional sequences here defined started with the development of major lacustrine systems and ended with a widespread alluvial progradation affecting the whole study area.

ron sobre algunas unidades alóctonas (Sáez *et al.*, en prep.).

En el margen catalánide la Secuencia I está formada principalmente por depósitos fluviales (Fm. Artés *s.l.*) y restos de formaciones conglomeráticas cuya extensión original precisa se desconoce (niveles más altos de los Conglomerados de Montserrat y de Sant Llorenç del Munt; Anadón, 1978; Anadón y Marzo, 1986). Hacia el SW, los conglomerados de Sant Miguel del Montclar, de localización muy restringida, muestran un dispositivo en discordancia progresiva que señala una limitada traslación del borde de cuenca, hacia zonas más internas, durante el Priaboniense superior (Anadón *et al.*, 1986, 1987). En la zona más suroccidental del borde catalánide y hacia la Zona de

Enlace se depositaron los niveles inferiores de la Fm. Montsant y unidades aluviales equivalentes (Colombo, 1980; 1986).

En materiales de la parte superior de esta secuencia se localizan los yacimientos de mamíferos fósiles de Sant Cugat de Gavadons y de Rocafort de Queralt, ambos pertenecientes a la biozona de *Theridomys golpeae* de Agustí *et al.* (1987), atribuible al Eoceno superior

#### Secuencia II

La Secuencia II incluye los Yesos de Clariana-Pira y las unidades de Sant Gallart-Sarral (figs. 2 y 4) que

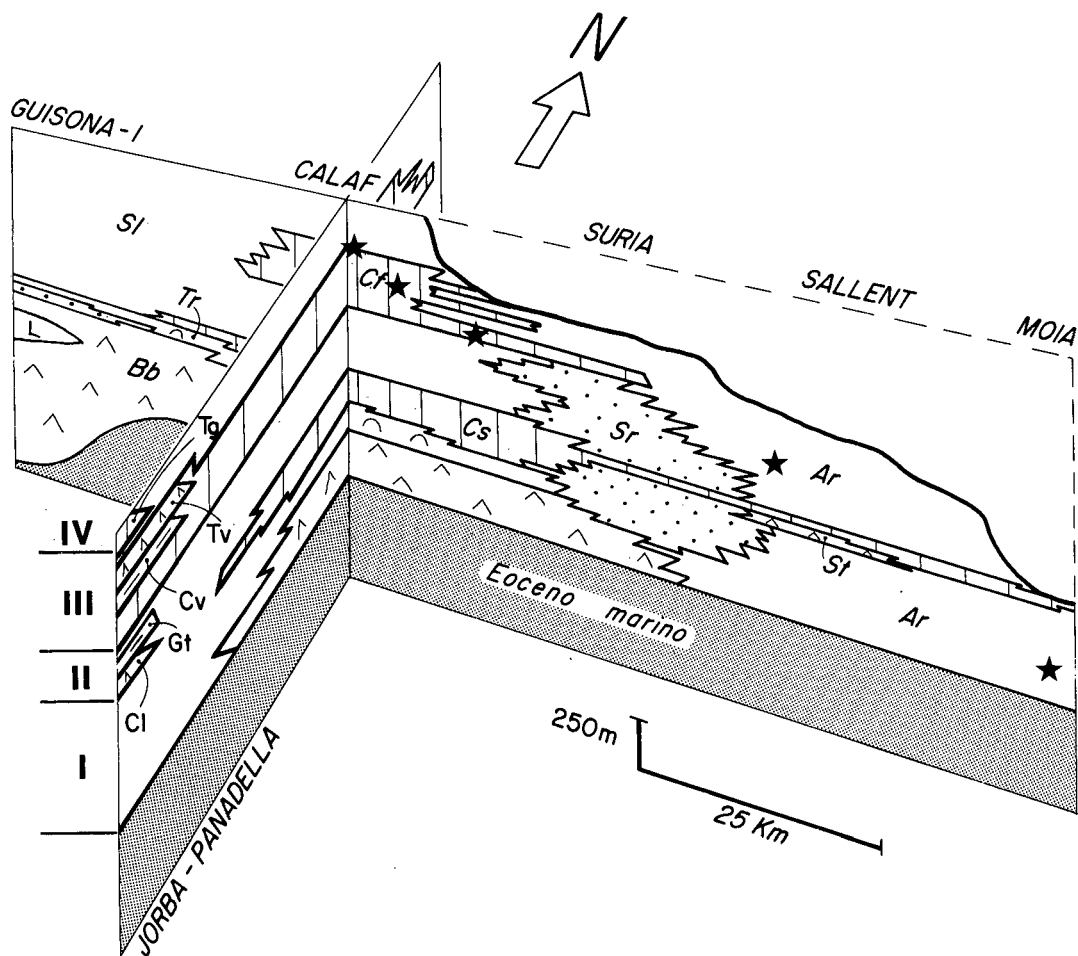


Figura 3.- Esquema litoestratigráfico del sector oriental de la zona de estudio, con las unidades de las secuencias deposicionales I a IV. Unidades lacustres: Tg - Calizas de Tárrega; Tv - Yesos de Talavera; Cf - Fm. Calaf; Cv - Margas de Civit; Gt - Margas de Sant Gallart; Cl - Yesos de Clariana; Cs - Calizas de Castelltallat; Tr - Limolitas de Torá; St - Yesos de Sallent; Bb - Yesos de Barbastro. Unidades aluviales: Sr - Areniscas de Súrria; Sl - Areniscas de Solsona, Ar - Lutitas y Areniscas de Artés. \* = Yacimiento de mamíferos fósiles.

Figure 3.- Lithostratigraphic framework of the eastern sector of the study area, showing the relationships between the diverse units of the sequences I to IV.

constituyen el Sistema lacustre de l'Anoia. La Secuencia II incluye también las sucesiones aluviales relacionadas con dicho sistema lacustre. Los depósitos del Sistema lacustre de l'Anoia afloran en la zona de Igualada-Montblanc desconociéndose su extensión precisa en el subsuelo.

En la zona NE del área estudiada el límite entre las secuencias I y II se localiza por encima de la Fm. Castelltallat (Sistema lacustre de la Noguera) en el potente tramo detrítico rojo (Fm Solsona) que yace sobre la misma. En la zona de Igualada, el límite entre dichas secuencias se propone a techo de un tramo de areniscas, lutitas y conglomerados sobre el que yacen

los primeros depósitos lacustres evaporíticos del Sistema lacustre de l'Anoia (Yesos de Clariana o Yesos de Copons *s. str.*). En la zona de Sarral-Montblanc, el límite entre las secuencias I y II se establece en la base de los Yesos de Pira-Sarral.

En los sectores meridionales de la cuenca, la Secuencia II está constituida por parte de los depósitos de abanico aluvial del Montsant (Fm. Montsant) y de otros depósitos aluviales de procedencia catalánide (Fm. Artés; en el sector Igualada-Manresa) e ibérica.

En la zona septentrional de la cuenca, la Secuencia II está constituida por los depósitos fluviales de la

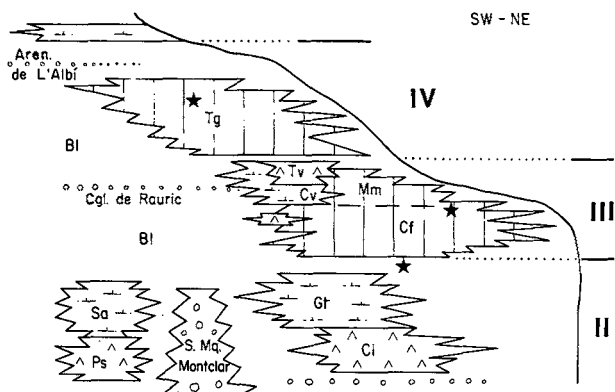


Figura 4.- Esquema litoestratigráfico (sin escala) del sector central de la zona de estudio, mostrando las relaciones entre las diversas unidades de las secuencias II a IV. Tg - Calizas de Tárrega; Tv - Yesos de Talavera; Cv - Margas de Civit; Cf - Fm. Calaf; Mm - Calizas del Montmaneu; Gt - Margas de Sant Gallart; Cl - Yesos de Clariana; Sa - Margas de Sarral; Ps - Yesos de Pira / Sarral; BI - Fm. Blancafort. \* = Yacimiento de mamíferos fósiles.

Figure 4.- Lithostratigraphic framework (not to scale) of the central sector of the study area, showing the relationships between the diverse units of the sequences II to IV.

parte intermedia de la Fm. Solsona. Estos a su vez probablemente pasan, en parte, hacia el N a los tramos más altos de los conglomerados de la Fm. Berga.

En la zona de Santpedor, hacia la base de la Secuencia II, en la Fm. Artés, se localiza un yacimiento de mamíferos fósiles de la biozona de *Th. aff. aquatilis* (Arbiol y Sáez, 1988; Agustí *et al.*, 1987). Además hacia el límite superior de la secuencia se localiza el yacimiento de Porquerisses (de la biozona de *Th. calafensis*; Agustí *et al.*, 1987). Estos datos permiten atribuir a esta secuencia una edad oligocénica inferior baja.

### Secuencia III

La Secuencia III está constituida por los depósitos de la Fm. Calaf, Yesos de Aguiló y de Talavera, y Margas de Civit-Santa Coloma de Queralt y de Llorac (figs. 2 y 4). Estos depósitos constituyen el Sistema lacustre de La Segarra. También se incluyen en esta secuencia los sistemas aluviales que se relacionan con el Sistema de La Segarra.

El límite entre las secuencias II y III lo constituye el techo de un tramo detrítico rojo de origen aluvial y potencia variable (desde pocas decenas a más de 100 metros) que aflora con continuidad en toda la parte central de la zona estudiada (Veciana-Les Piles) separando los potentes tramos de origen lacustre de ambas secuencias.

En los márgenes catalánide e ibérico esta secuencia está formada por depósitos proximales a distales de abanicos aluviales. Parte de las formaciones Montsant, Margalef y Blancafort (Colombo, 1980, 1986) se incluyen en esta secuencia. En la zona septentrional la Secuencia III está constituida por los tramos intermedios de la Fm. Solsona que debieron pasar hacia el N a conglomerados de abanico aluvial, similares a los de la Fm. Berga, y que han desaparecido por erosión.

Los yacimientos de mamíferos fósiles de la zona de Calaf que se localizan en esta secuencia (Anadón *et al.*, 1987; Sáez, 1987), permiten atribuirlos en su totalidad a la biozona de *Th. calafensis* de Agustí *et al.* (1987), es decir un Oligoceno inferior alto (fig. 2).

### Secuencia IV

La Secuencia IV está integrada por la Fm. Calizas de Tárrega (*s. str.*), que constituyen el Sistema lacustre de l'Urgell, y las unidades aluviales que relacionan lateralmente con dicho sistema (figs. 2 y 4).

El límite inferior de esta secuencia lo constituye la base de la Fm. Tárrega. Esta unidad representa un importante cambio sedimentológico y paleogeográfico respecto a los niveles superiores de la secuencia inferior aflorantes en este sector. El límite entre las secuencias III y IV, en la zona de La Panadella-Sant Antolí, se localiza a techo de un tramo detrítico rojo de origen aluvial, del orden de pocas decenas de metros de potencia.

En el margen catalánide, esta secuencia está formada por depósitos de abanico aluvial con facies proximales (Fm. Montsant) y facies más distales (formaciones Margalef y Blancafort, niveles superiores). En el Montsant y Sierra de la Llena los niveles conglomeráticos presentan discordancias progresivas que señalan pequeñas traslaciones del margen de cuenca (Anadón *et al.*, 1986, Colombo, 1986).

En la zona septentrional, esta secuencia está constituida por los tramos fluviales más altos de la Fm. Solsona que ya sólo se reconocen en la parte más occidental del sector catalán de la cuenca. Hacia el N y NE, estos depósitos debieron pasar a conglomerados de abanico aluvial proximal, actualmente erosionados.

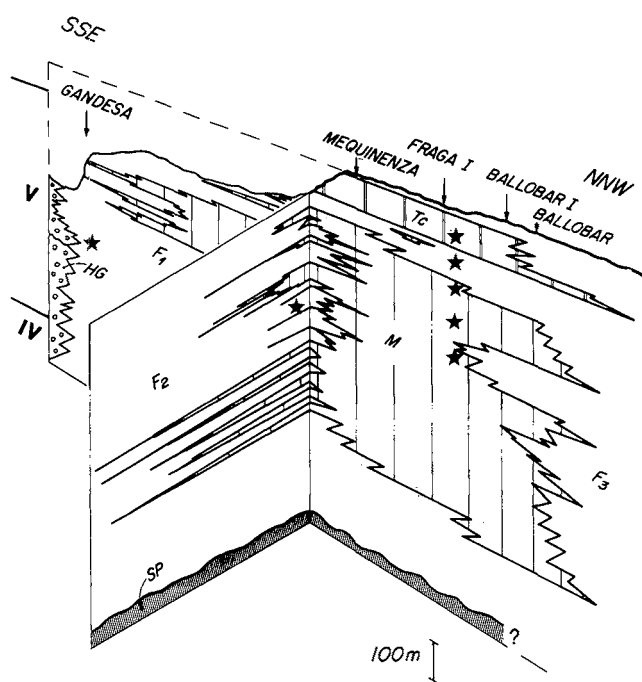


Figura 5.- Esquema litoestratigráfico en torno al depocentro lacustre carbonatado de la zona de Mequinenza (Sistema de Los Monegros, secuencia deposicional V). M - Calizas de Mequinenza; TC - Calizas de Torrente de Cinca; F<sub>1</sub> - Sistema aluvial Guadalupe Matarranya; F<sub>2</sub> - Sistema aluvial del Montsant; F<sub>3</sub> - Sistemas aluviales pirenaicos; HG - Sistema aluvial de Horta-Gandesa; SP - Sustrato precenozoico. \* = Yacimiento de mamíferos fósiles.

Figure 5.- Lithostratigraphic framework around the lacustrine carbonate depocenter in the Mequinenza area (Los Monegros System, depositional sequence V).

El límite superior de esta secuencia está a techo del tramo detrítico de L'Albí que registra una importante progradación aluvial. En diversos afloramientos de los tramos superiores de esta secuencia en la zona de Tárrega (El Talladell, Forés, Ciutadilla) se han localizado niveles con restos de mamíferos fósiles que son atribuibles a la biozona de *Th. major* (Truyols y Crusafont, 1961; Crusafont y Tuyols, 1964; Anadón *et al.*, 1987; Agustí *et al.*, 1987). Esto permite atribuir esta secuencia al Oligoceno inferior más alto.

### Secuencia V

La Secuencia V incluye las unidades Calizas de Mequinenza y Lutitas y Calizas de Granja d'Escarp (descritas en Cabrera, 1983) que integran el Sistema lacustre de Los Monegros (figs. 2 y 5). También incluye las unidades de los sistemas aluviales pirenaicos (unidades de Sariñena y Fraga: Quirantes, 1978; Cabrera, 1983) y de los márgenes meridionales de la cuenca (sistemas del Montsant, Gandesa-Horta y Guadalupe-Matarranya: Cabrera, 1983; Colombo, 1986;

Anadón *et al.*, 1989; González, 1989). La parte superior de la secuencia está constituida por una sucesión aluvial fluvial de carácter netamente expansivo (Lutitas de la Cuesta de Fraga, Cabrera, 1983).

Las últimas etapas de sedimentación aluvial-lacustre de la Secuencia IV y las primeras de la Secuencia V se caracterizaron por una progresiva y rápida traslación hacia el W de los depocentros lacustres. En los sectores centrales de la cuenca situados al W del Cinca, (fig. 5), los datos de sondeos (Fraga 1, Candanos 1, Ballobar 1, Bujaraloz 1) muestran la implantación simultánea de varios depocentros lacustres carbonatados, espacialmente diferenciados de los precedentes de la Secuencia IV (Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985; Cabrera y Sáez, 1987), lo que posibilita la separación de dichas secuencias. Hacia los sectores más orientales, al Este del valle del Cinca, el tránsito entre las secuencias IV y V fue gradual. Los depósitos de ambas secuencias muestran allí características similares, sin embargo la unidad aluvial de l'Albí permite proponer un límite fiable entre ambas. Los depocentros lacustres en las zonas internas de la cuenca persistieron desde el Oligoceno inferior más alto (Rupeliense terminal ?) - Chattiense inferior (biozona de *Theridomys aff. major*, Agustí *et al.*, 1987) hasta el Chattiense terminal (biozona de *Rhodanomys transiens*, Cabrera, 1983; Agustí *et al.*, 1987, 1988).

Los depocentros lacustres de la Secuencia V alcanzan una persistencia muy marcada, superior a la observada en las secuencias inmediatamente anteriores. Conviene destacar, sin embargo, la existencia de varias pulsaciones de progradación aluvial que restringieron de manera apreciable la extensión de las zonas lacustres, aunque sin llegar a eliminarlas (fig. 5).

El límite superior de la Secuencia V está marcado por el desarrollo generalizado, sobre el techo de las Lutitas de la Cuesta de Fraga, de los depósitos lacustres de las Calizas de Torrente de Cinca (figs. 2 y 5). Las Calizas de Torrente de Cinca están integradas en otra secuencia sedimentaria la definición de cuyas características y límite superior rebasan el objeto del presente trabajo.

## SISTEMAS DEPOSICIONALES LACUSTRES

### Sistema lacustre de la Noguera (Secuencia I)

#### Facies y asociaciones de facies

En la parte central de la cuenca, el Sistema lacustre de la Noguera está constituido por las formaciones Barbastro, Torà y Castelltallat (Sáez y Riba, 1986; Sáez, 1987).



Los materiales inferiores de este sistema constituyen la *Fm. Barbastro* que, con una potencia de hasta 800 m, aflora de forma extensa y continua en la zona septentrional de la cuenca. Está constituida por tramos de yesos predominantes que intercalan niveles de lutitas grises (fig. 3). En subsuelo se han reconocido niveles de halita intercalados entre tramos yesíferos de esta unidad (sondeos de Sariñena, Monzón, Esplús, Lérida, Guisona y Asentiu). Los yesos muestran predominantemente facies nodulares y subordinadamente laminadas y seleníticas. Las facies evaporíticas y lutíticas se suelen agrupar verticalmente formando secuencias somerizantes y de progresiva concentración que muestran de abajo a arriba: lutitas grises, yesos laminados y yesos nodulares y/o seleníticos.

A esta unidad evaporítica le sucede en la vertical, y localmente en cambio lateral de facies (sector Sanatija-Calaf), las limolitas carbonatadas de la *Fm. Torà* (fig. 3). Estos depósitos son de un color blanquecino y de aspecto pulverulento, con un elevado contenido medio en carbonatos (40%). Presentan laminación paralela, cruzada y lenticular. Además presentan huellas de paso de aves junto a estructuras inorgánicas (grietas de desecación y marcas de impacto de gotas de lluvia) que también indican exposición subaérea. En los tramos más carbonatados son frecuentes los niveles estromatolíticos. También abundan niveles con moldes de yeso lenticular que pueden estar intensamente brechificados.

Los materiales de la parte superior del Sistema lacustre de La Noguera constituyen la *Fm. Castelltallat* (fig. 3). Estos materiales se organizan en secuencias de progresiva somerización que constan de los siguientes términos de base a techo: a) caliza micrítica clara con carófitas, ostrácodos y gasterópodos y nódulos de sílex; b) caliza bioclástica oscura, lenticular, con fragmentos de gasterópodos dominantes y trazas de raíces; c) lutita gris, a veces con finas capas de restos carbonosos. La secuencia más frecuente muestra únicamente los términos micrítico y lutítico.

Otras unidades de yesos (Yesos de Artesa, Rubió, Camarasa y Os de Balaguer) afloran sobre las unidades alóctonas pirenaicas y se intercalan entre materiales detríticos rojos de procedencia pirenaica. Estas unidades corresponden a partes marginales del Sistema lacustre de La Noguera o bien a pequeños sistemas lacustres evaporíticos aislados del anterior. En cada unidad tectónica los yesos se presentan en tramos correlacionables de potencia decamétrica. Las facies que se presentan son similares a las de la *Fm. Barbastro* (Sáez *et al.*, trabajos en curso).

#### *Características geolimnológicas*

La distribución de las facies del Sistema lacustre de La Noguera (extendiéndose en superficie y subsuelo

por el N de las provincias de Barcelona, Lleida, Huesca y Navarra; Sáez y Salvany, 1990) demuestra que en sus etapas evaporíticas de máxima expansión pudo alcanzar hasta unos 10.000 km<sup>2</sup>. En las etapas de retracción el sistema pudo quedar reducido a unos 500 km<sup>2</sup> repartidos en zonas lacustres separadas entre sí. Esta amplia extensión areal lleva también aparejada una profundidad y gradiente batimétrico relativamente bajos. Los límites de las zonas lacustres, fueron por ello marcadamente fluctuantes y se relacionaron con las llanuras lutíticas y evaporíticas de las zonas terminales de los sistemas aluviales. No se han reconocido facies finamente laminadas que, junto a otras características, pudieran indicar la existencia de períodos de estratificación permanente de la columna de agua. Sin embargo, debe tenerse presente que los depósitos de las zonas centrales del sistema, que incluyen cuerpos halíticos, no afloran en superficie y sólo son reconocibles a partir de datos de sondeo que no permiten precisar sus características.

El conjunto de características sedimentológicas, mineralógicas y secuenciales de este sistema indican que evolucionó desde un estadio inicial de carácter efímero (playas) y semiperenne (lagos-playa) a otro en el que la lámina de agua fue perenne, aunque sometida a considerables fluctuaciones. Las fases minerales dominantes del sistema variaron sensiblemente desde sus etapas más antiguas, claramente evaporíticas (*Fm. Barbastro*) a las más modernas esencialmente carbonatadas (formaciones *Torà* y *Castelltallat*). Esta variación litológica registra un proceso de cambio de composición y dilución de las aguas del sistema durante sus etapas finales.

La presencia de apreciables espesores de halita en algunos de los sondeos que atravesaron la *Fm. Barbastro*, indican que las aguas del sistema lacustre evolucionaron en algunas etapas y sectores hacia composiciones fundamentalmente cloruradas. No obstante, el desarrollo mayoritario de los depósitos de yesos y anhidrita señala la importancia del anión sulfato. Los estudios realizados hasta la fecha sobre la composición isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$ ) de los depósitos de yeso y anhidrita (Ortí *et al.*, 1988; Utrilla, 1989, 1990) indican que el anión sulfato fue reciclado a partir de la disolución de materiales evaporíticos triásicos localizados en los márgenes de la cuenca. Estos procesos, extensibles al origen de todos los depósitos de yeso de los sistemas lacustres estudiados (Ortí *et al.*, 1988; Utrilla, 1989, 1980), denotan un claro control de la composición de las áreas fuente sobre las características hidroquímicas de las aguas del sistema.

La calcita (LMC) es el mineral dominante en las unidades carbonatadas del sistema. La dolomita es claramente minoritaria o ausente incluso en aquellos casos en que se observan procesos evaporíticos. Algunos gasterópodos límnicos y carófitas fósiles recono-

cidos en las unidades carbonatadas toleran una moderada salinidad de las aguas (Sáez, 1987; Choi, 1989; Paul y Sáez, trabajos en curso).

Las lutitas depositadas en lagos con aguas de menor concentración salina y las de depósitos aluviales rojos relacionados, muestran una asociación mineralógica de illita, clorita y caolinita. Las arcillas grises depositadas en el fondo de los lagos más perennes y de mayor grado de concentración salina incluyen, además, cantidades significativas de esmectita e interestratificados con un componente expandible. Las esmectitas y estos interestratificados se consideran producto de la transformación mineralógica de la clorita detrítica en el seno de las aguas del lago (Sáez, 1987; Sáez *et al.* 1988).

Los datos isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) obtenidos en carbonatos de este sistema lacustre (Oberhänsli y Allen, 1987) indican que la actividad fotosintética y los procesos evaporíticos fueron los factores más influyentes en las características isotópicas de dichos carbonatos. Los problemas derivados de la diagénesis de los carbonatos, y en algunos casos probables contaminaciones por carbonatos terrígenos, impiden la aceptación de las conclusiones de este trabajo como definitivas.

## Sistema lacustre de L'Anoia (Secuencia II)

### *Facies y asociaciones de facies*

Los materiales de este sistema lacustre, que llegan a alcanzar hasta 200 m de potencia, afloran en una franja de unos 50 km de largo entre las proximidades de L'Espelt y de Montblanc. En esta zona, el sistema se caracteriza por el paso en la vertical de depósitos de llanura lutítica, llanura arenosa y abanico terminal de la Secuencia I a depósitos lacustres evaporíticos, detríticos y carbonatados (figs. 3 y 4).

La parte inferior del sistema lacustre está constituida por hasta 100 m de una alternancia de tramos de yesos predominantes, lutitas y carbonatos (Yesos de Clariana o de Copons *s. str.*; figs. 3 y 4). Los yesos son secundarios y presentan alternancias de facies nodulares y laminadas (Sáez, 1987). Al W y SW de la zona de Sant Miquel del Montclar, los yesos de Pira-Sarral, que probablemente enlazan en el subsuelo con los de Clariana, están constituidos por yesos secundarios, alabastrinos, nodulares y con intercalaciones de yesos laminados y de tramos lutíticos.

La parte superior de este sistema lacustre está constituida por un centenar de metros de margas grises o amarillentas, frecuentemente laminadas, con abundantes intercalaciones de tramos métricos de calizas

arenosas, a veces laminadas, y areniscas calcáreas (Fm. Sant Gallart). A menudo los niveles de calizas detríticas y areniscas presentan estratificación cruzada, laminación cruzada de corriente y oleaje además de estructuras de deformación plástica. Localmente, hacia la base de esta unidad, al N de Bellprat, se presentan niveles lignitíferos de poca potencia. En la parte alta de esta unidad se localiza un tramo con una fauna de moluscos talasogénicos, que presenta además ostrácodos indeterminados, carófitas y restos de mamíferos (Anadón, 1989).

La Fm. Sarral se localiza en posición estratigráfica idéntica a la Fm. Sant Gallart (fig. 4), mostrando unas características semejantes. En superficie ambas unidades aparecen separadas por los depósitos detríticos aluviales de la Fm. Sant Miquel del Montclar aunque es probable que exista una continuidad litológica entre las mismas en subsuelo. Además ambas unidades presentan niveles con bivalvos talasogénicos (*Cyrena*) en idéntica posición estratigráfica (Anadón, 1989). En las cercanías de Sarral, algunos niveles muestran abundante bioturbación mientras que otros, preservan la laminación original y contienen abundantes restos de flora (Bataller y Depape, 1950; Fernández Marrón 1971, 1973 a,b) y restos de peces (Gaudant, 1982). El sondeo de Senant ha cortado unos 20 m de materiales lutíticos y carbonatados atribuíbles a esta unidad (Colombo, 1986), indicando un acuñamiento de la misma hacia el Oeste.

### *Características geolimnológicas*

El Sistema lacustre de l'Anoia alcanzó una extensión máxima de por lo menos 250 km<sup>2</sup>, si bien lo limitado de sus afloramientos impide establecer mayores precisiones. Las características de los depósitos accesibles de este sistema lacustre muestran el desarrollo de playas y lagos-playa que dieron lugar a las unidades evaporíticas inferiores (Clariana y Pira-Sarral). Las facies de los depósitos superiores (Fm. Sarral-Sant Gallart) sugieren que la lámina de agua llegó a ser perenne. Además, la presencia de facies detrítico-carbonatadas finamente laminadas en la Fm. Sarral conteniendo restos de peces y macrorrestos vegetales bien preservados indican la existencia de períodos de estratificación permanente de la columna de agua.

Las facies minerales dominantes en los depósitos del sistema variaron sensiblemente desde sus etapas más antiguas claramente evaporíticas, a las más modernas esencialmente terrígenas y carbonatadas. Este cambio, similar al reconocido en el Sistema de La Noguera, registraría un proceso de cambio de composición de las aguas del sistema. La calcita (LMC) es el mineral dominante preservado en las unidades carbonatadas del sistema. Las asociaciones de bivalvos y gasterópodos fósiles reconocidas en algunos niveles de las unidades

terrágenas y de las carbonatadas (Bataller, 1929; Anadón, 1989) señalarían, con su carácter talasogénico, el desarrollo de etapas en las que los lagos pudieron alcanzar salinidades moderadas (pocas decenas de g/l) y composición predominantemente cloro-sulfatada (Anadón, 1989).

### Sistema lacustre de La Segarra (Secuencia III)

#### *Facies y asociaciones de facies*

Este sistema está predominantemente constituido por materiales carbonatados y detríticos, estando los depósitos evaporíticos bien representados en la zona SW del área de afloramiento (Yesos de Talavera, Yesos de Aguiló; figs. 2 y 4). Los mayores espesores de este sistema se localizan en subsuelo en la zona de Sant Martí de Sasgaióles, donde se alcanzan unos 270 m de calizas, margas grises y lignitos (Fm. Calaf; Sáez, 1987). Hacia el NE (Calaf-Aleny) son frecuentes los niveles explotables de lignito y las intercalaciones de lutitas rojizas y areniscas que constituyen indentaciones de la Fm Solsona. Hacia el SW (La Panadella-Santa Coloma) los espesores de los materiales lacustres de esta secuencia no superan generalmente los 250 m y más al SW pasan lateralmente a los materiales detríticos aluviales de la Fm Blancafort.

Todas las facies que constituyen la Fm. Calaf en la zona septentrional, excepto las areniscas, se suelen presentar ordenadas en la vertical formando secuencias lacustres palustres de somerización. Estas secuencias poseen potencia decimétrica y una extensión lateral que puede alcanzar 1 km. En las secuencias más completas se distinguen de abajo arriba (Cabrera y Sáez, 1987; Sáez, 1987): a) calizas micríticas grises con carófitas y ostrácodos con laminación poco marcada; b) calizas bioclásticas gris oscuras a negras con gasterópodos, ostrácodos y carófitas. Este término posee menor potencia y extensión lateral que el precedente, al que puede erosionar parcialmente; c) lutitas grises con bioclastos de gasterópodos, carófitas, ostrácodos, y restos de vertebrados y plantas; d) lignitos sub-bituminosos (Martín, 1974; IGME, 1975, 1985) finamente laminados con restos de raíces finas verticales que penetran en las lutitas infrayacentes.

Estas secuencias registran el paso en la vertical de depósitos de zonas internas de lagos someros (a) a depósitos litorales lacustres (b), mientras que los términos lutíticos con carbón (c,d) corresponden al depósito de zonas pantanosas, marginales de los lagos y al relleno final de los lagos someros (Sáez, 1987; Cabrera y Sáez, 1987).

Hacia el SW, en las cercanías de Aguiló y hasta Santa Coloma de Queralt se localiza un tramo de hasta 20 m. de potencia de yesos laminados y nodulares,

alabastrinos, con intercalaciones de calizas y margas. En la zona de La Panadella-Santa Coloma de Queralt, el sistema de La Segarra está constituido en parte por las Margas de Santa Coloma-Civit. Esta unidad consta de un centenar de metros de margas grises con intercalaciones de calizas micríticas-biomicrocristas, con estratificación fina a media, y aspecto tableado. Hacia el SW presentan intercalaciones de areniscas y lutitas rojas. Localmente se observan calizas arenoso-margosas con sílex. En la zona de Civit- Sant Antolí, las margas de esta unidad han proporcionado restos de macrófitos (yacimientos de Cervera: Bataller y Depape, 1950; Depape y Brice, 1965; Fernández Marrón, 1971; Sainz de Siria, 1988). En cambio lateral de facies de esta unidad, en la zona de La Panadella, aflora una sucesión de calizas con estratificación media y escasas intercalaciones margosas (35 m) a la que sucede una alternancia cíclica de calizas, lutitas rojas y margas grises en secuencias de 2 a 8 m de potencia. La potencia total de esta unidad (Calizas del Montmneu) es de un centenar de metros. La parte alta de esta sucesión, hacia el W, pasa lateralmente a los Yesos de Talavera, que a su vez yacen sobre las margas de Civit-Sant Antolí. La unidad de Yesos de Talavera, de hasta 60 m de potencia, consta de yesos secundarios, alabastrinos (nodulares, enterolíticos y a veces laminados) que alternan con capas decimétricas de margas yesíferas grises y nivelillos de calizas. Localmente intercalan niveles con pseudomorfo de selenitas.

Hacia el SW, en los Yesos de Talavera aumentan las intercalaciones margosas grises y, a su vez, las margas lacustres (Llorac) pasan lateralmente a los niveles detríticos rojos aluviales de la Fm. Blancafort (Colombo, 1980, 1986). Hacia el N pasan en parte a niveles detríticos rojos que intercalan niveles de calizas y margas de poco espesor.

#### *Características geolimnológicas*

La distribución de las facies de este sistema lacustre, demuestra que en sus etapas de máxima expansión alcanzó por lo menos unos 500 km<sup>2</sup>, en tanto que en etapas de retracción pudo quedar reducido a unas pocas decenas de km<sup>2</sup>. La profundidad y el gradiente batimétrico fueron relativamente bajos y los límites de las zonas lacustres fueron por ello marcadamente fluctuantes. Las zonas lacustres estuvieron relacionadas con las zonas terminales de los sistemas aluviales de procedencia pirenaica. Aparte de algunos niveles de las margas de Civit (yacimientos con macrófitos) no se han reconocido facies finamente laminadas que pudieran indicar la persistencia de períodos de estratificación de la columna de agua.

El conjunto de características sedimentológicas, mineralógicas y secuenciales de los depósitos inferior-

res de este sistema lacustre lo caracterizan, en una primera fase, como un complejo de carácter predominantemente perenne aunque sometido a considerables fluctuaciones de sus zonas marginales durante algunas de sus etapas. En tanto que en algunos sectores (Calaf) la persistencia de lámina de agua y la existencia de un nivel freático alto permitió el desarrollo de turberas generadoras de carbón, en otros (Aguiló) se han reconocido depósitos evaporíticos predominantemente sulfatados que indican un origen en lagos de tipo playa. La calcita (LMC) es el mineral dominante en las unidades carbonatadas del sistema. La mineralogía de la fracción arcillosa está dominada por la presencia de illita y clorita de origen detrítico. La escasa presencia de interestratificados con un componente expandible y de esmectita (originados por transformación mineralógica en cuerpos de agua relativamente perennes y con elevada concentración salina), indicaría la escasa o nula influencia evaporítica a la que estuvieron sometidas las aguas de los lagos (Sáez, 1987; Sáez *et al.*, 1988).

En una segunda fase, el sistema lacustre, inicialmente de escasa salinidad, muestra una evolución a playas y lagos playa. Esta variación está registrada por el paso en la vertical de las margas de Civit-Sant Antolí (que presentan niveles con moldes de evaporitas e intercalaciones de yeso hacia el techo) a los Yesos de Talavera.

Oberhänsli y Allen (1987) interpretan los valores isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) de carbonatos de muestras atribuibles al Sistema de La Segarra como consecuencia de su origen en lagos ligeramente eutróficos alimentados regularmente durante intervalos pluviales por cursos fluviales y arroyadas en manto.

#### **Sistema lacustre de L'Urgell (Secuencia IV)**

##### *Facies y relaciones de facies*

El Sistema lacustre de l'Urgell está integrado por la Fm. Tárrega (*s.str.*). En la zona de Savallà del Comptat esta unidad consta de unos 130 m de calizas predominantes, en tramos decamétricos con escasas intercalaciones de margas (figs. 2 y 4). Hacia el N, W y SW de este depocentro carbonatado se incrementan las intercalaciones de materiales detríticos de origen aluvial. De este modo, en la zona N se individualizan una serie de tramos métricos de calizas que han recibido nombres específicos en la literatura (de base a techo: Cervera, Fonolleres, La Curullada y Talladell o Tárrega). Las calizas de esta unidad a menudo poseen color gris oscuro a negruzco y contienen abundantes restos de ostrácodos, gasterópodos y fragmentos carbonosos. A veces son margosas e intraclásticas grises con bioclastos y restos de carófitas

##### *Características geolimnológicas*

La distribución de los afloramientos de este sistema lacustre, demuestra que pudo alcanzar una extensión de hasta unos 650 km<sup>2</sup>. La profundidad y gradiente batimétrico de las áreas lacustres fueron relativamente bajos y los límites de las zonas lacustres fueron marcadamente fluctuantes, estando relacionados con llanuras fluviales. No se han reconocido facies finamente laminadas que pudieran indicar la existencia de periodos de estratificación permanente de la columna de agua.

Las asociaciones de gasterópodos límnicos de las facies lacustres carbonatadas, dominadas por los planorbidos y limneidos señalan su depósito en medios de agua dulce o de muy baja salinidad. A este respecto cabe señalar que no se han registrado facies evaporíticas en este sistema lacustre.

Los valores isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) de carbonatos de este Sistema son muy parecidos a los del sistema de La Segarra (Oberhänsli y Allen, 1987) indicando, con las reservas expuestas anteriormente, unas condiciones similares de formación de los mismos.

#### **Sistema lacustre de los Monegros (Secuencia V)**

##### *Facies y asociaciones de facies*

La sedimentación en este sistema lacustre generó en las zonas centrales de la cuenca sucesiones de hasta 600 m de tramos de carbonatos lacustres alternando con lutitas y arenitas (Calizas de Mequinenza; fig. 5). También intercalan subordinadamente depósitos evaporíticos y lignitos que han sido objeto de explotación. Estas sucesiones se relacionan vertical y lateralmente con unidades fluvio-lacustres (Lutitas y Calizas de Granja d'Escarp) y fluviales. En algunas etapas evolutivas, la sedimentación carbonatada se expandió hasta alcanzar zonas muy próximas al margen catalánide (Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983).

Las facies lacustres carbonatadas del Sistema de Los Monegros, son variadas (Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985) y muestran una ordenación secuencial de rango menor. Los carbonatos forman niveles de potencia decimétrica, diferenciándose numerosas litofacies en función de su color (pardo o gris oscuro), textura (laminada o masiva) contenido bioclástico (esencialmente constituido por restos de carófitas, ostrácodos y gasterópodos) y rasgos diagenéticos tempranos (desarrollo de nódulos de anhidrita, brechificación palustre, pseudomicrokarst). Estas litofacies forman mayoritariamente secuencias de somerización con frecuentes recurrencias (Cabrera, 1983). El desarrollo de facies carbonatadas palustres afectadas por procesos de emersión,

es dominante en los tramos superiores de las unidades de Mequinenza y Granja d'Escarp. Esto coincide con la casi total ausencia de niveles de carbón que, en cambio, son frecuentes en los tramos inferiores de dichas unidades (Cabrera y Sáez, 1987).

A consecuencia de la relación entre los medios lacustres y las zonas aluviales terminales, se desarrollaron también pautas secuenciales de progradación y retrogradación terrígena de rango menor. Pequeños sistemas de lóbulos terminales, de carácter microdeltaico, han sido reconocidos en las zonas lacustres marginales de la unidad (Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985). Los niveles arenosos de canales y lóbulos terminales muestran una intensa dolomitización, posiblemente relacionada con procesos diagenéticos tempranos de mezcla de aguas meteóricas (Peterson, 1987; Peterson y Cabrera, 1989).

#### *Características geolimnológicas*

En sus etapas de máxima expansión, el Sistema lacustre de Los Monegros pudo alcanzar unos 2.000 km<sup>2</sup>, en tanto que en etapas de retracción quedó reducido a escasos centenares de km<sup>2</sup>. Además, los lagos eran someros y mostraban un bajo gradiente batimétrico. Este sistema lacustre fue predominantemente perenne aunque sometido a considerables fluctuaciones del nivel de agua durante algunas de sus etapas. En algunos sectores (Mequinenza-Almatret, sondeos de Fraga 1 y de Bujaraloz 1) la implantación de láminas de agua perennes, permitió el desarrollo de depósitos límnicos de carbón muy ricos en azufre, asociados a los carbonatos lacustres. En otros sectores, situados en torno al anterior, los afloramientos y los datos de sondeo permiten reconocer sólo capas muy delgadas de lignito y frecuentes depósitos de anhidrita nodular y yeso. Este hecho registraría las frecuentes fluctuaciones del nivel de las zonas lacustres que se relacionaron con llanuras lutíticas y evaporíticas de zonas terminales de los sistemas aluviales. La restricción de los niveles de lignito a la parte media de las principales unidades del sistema, sugiere que éstas se depositaron en condiciones de mayor estabilidad del nivel de agua.

No se han reconocido con profusión facies finamente laminadas que indiquen la existencia de períodos de estratificación permanente de la columna de agua.

La calcita (LMC) es el mineral dominante en las unidades carbonatadas del sistema, mientras que la dolomita es minoritaria o ausente, incluso cuando se observan procesos evaporíticos. Los valores isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) de estos carbonatos sugieren que, en su mayor parte, se formaron en relación con aguas dulces aunque algo evolucionadas a partir de aguas meteóricas (Peterson, 1988; Peterson y Cabrera, 1989). La ligera microsparitización que afecta estos materia-

les impide una valoración ajustada de estos datos. Las asociaciones de gasterópodos límnicos fósiles presentes (predominantemente planorbidos y limneidos) señalan aguas dulces o de baja salinidad. Sin embargo, el desarrollo frecuente de evaporitas en las zonas marginales y la presencia de fósiles de algunas formas de carófitas (*Lamprothamnium*) y de formas fósiles de ciprínidos adaptables a notables cambios de salinidad de las aguas (Cabrera y Gaudant, 1985) indican variaciones de salinidad apreciables. El elevado grado de degradación de la materia orgánica en los carbonos (De las Heras *et al.*, en prensa) también indica un elevado pH de las aguas del sistema.

#### EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRÁFICA

Durante el Priaboniense superior, tuvo lugar en la Cuenca del Ebro una importante regresión que restringió su comunicación con el mar abierto. Este proceso dio lugar al depósito de los materiales evaporíticos de la Secuencia Cardona (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). A partir de este momento, la sedimentación en la Cuenca del Ebro fue enteramente continental, mostrando una compleja evolución de sistemas aluviales y lacustres (figs. 6, 7 y 8). Los medios lacustres del **Sistema de La Noguera** (Secuencia I), heredaron la suave topografía resultante de la etapa final de la cuenca marina. Los lagos eran someros, efímeros a semi-perennes, extensos y cerrados (de tipo *playa-lake*), con depósitos esencialmente evaporíticos (yesos, y halita en las partes más internas). Durante la fase inicial del Sistema lacustre de La Noguera (**Priaboniense superior**, biozona de *Th. golpeae*; figs. 2 y 6, Ia), en el Pirineo oriental los mantos de corrimiento se desplazaron hacia el S, situándose el frente pirenaico unos 12 km al N de su actual emplazamiento (Vergés, *et al.*, en prensa). Al este del Segre el relieve de las estructuras alóctonas generó sistemas aluviales muy desarrollados (Conglomerados de Berga y Areniscas de Solsona). En el sector pirenaico central el relieve generado por dichas estructuras no fue tan pronunciado (Muñoz y Vergés, com. oral), de manera que frente a los cabalgamientos sólo se desarrollaron delgadas franjas de depósitos aluviales y coluviales, que pasaban rápidamente a llanuras aluviales evaporíticas. En los Catalánides se mantuvo la actuación, iniciada a principios del Eoceno, del sistema de fallas en dirección, con desplazamiento hacia el NW de pequeñas escamas producidas por transpresión en el sector septentrional de dicho sistema. Concomitantes al levantamiento de algunos bloques del margen catalánide se originaron diversos abanicos aluviales. Algunos de ellos, aunque de pequeña extensión (Sant Miquel del Montclar), generaron potentes sucesiones conglomeráticas con depositivos en discordancia progresiva. Simultánea-

mente tuvo lugar el emplazamiento de la lámina cabalgante de cobertera de Tivissa, que influyó en la configuración de los sistemas aluviales que se desarrollaron a lo largo del sector meridional de los Catalánides y de la Zona de Enlace (fig. 6, Ia y b). En las zonas terminales de los sistemas fluviales procedentes de los márgenes catalánide y pirenaico, se desarrollaron sistemas de lóbulos (Fm. Súrria) que progradaron y retrogradaron respecto a las llanuras lutíticas que rodeaban los lagos.

Durante esta fase inicial, el Sistema lacustre de La Noguera se desarrolló bajo condiciones de elevadas tasas de sedimentación. Este hecho denota la persistencia de las condiciones estructurales que controlaron la generación de los depósitos de la unidad salina de Cardona, de origen marino. El depocentro sedimentario en la cuenca de antepaís fue un surco alargado paralelo al Pirineo (fig. 9). Este surco se extendió desde el N de Barcelona hasta el N de Navarra. Los depósitos resultantes de esta etapa (Fm. Barbastro) corresponden al sistema lacustre paleógeno más extenso de la cuenca de antepaís. Este sistema se extendió al sur del frente pirenaico formando una franja de hasta 60 km de ancho. En sentido E-W, el depocentro lacustre, considerando sólo la zona catalano-aragonesa del sistema se solapó parcialmente con la mitad occidental del depocentro sedimentario (fig. 9).

En una segunda fase (durante el **Priaboniense terminal**, biozona de *Th. golpeae*; fig. 6, Ib), el entorno estructural del Sistema de la Noguera se modificó principalmente en el Pirineo. El avance hacia el S de las unidades alóctonas y la emersión en superficie de otras estructuras, ocupando posiciones más meridionales, provocó el desplazamiento correlativo hacia el S tanto del depocentro sedimentario como del depocentro lacustre. Este último se desdobló y fraccionó durante las etapas evolutivas finales del Sistema lacustre de la Noguera, indicando el inicio de los procesos de progradación aluvial que coronan la secuencia I (figs. 2 y 3).

La sedimentación lacustre en esta segunda fase pasó a ser esencialmente carbonatada (Limolitas de Torá y Calizas de Castelltallat). Los lagos continuaron siendo someros, pero algo más perennes que en la etapa anterior.

Fuera del área del depocentro lacustre principal, sólo se localizaban pequeñas y aisladas áreas lacustres en la zona de Igualada-Montblanc. En estos medios lacustres someros tenía lugar una sedimentación predominantemente carbonatada, terrígena (relacionada con abanicos terminales) y localmente evaporítica.

Durante el transcurso de la Secuencia I, sobre las unidades alóctonas de la Unidad Central Pirenaica, se configuraron una serie de cuencas, más o menos co-

municadas con la del Ebro, donde tuvo lugar una sedimentación predominantemente aluvial (fig. 6). En la Cuenca de Pobla de Segur se llegó a originar una cubeta lacustre donde se depositaron margas, calizas y lignitos (Lignitos de Sossís; Robles y Ardévol, 1983). En las zonas de Artesa, Rubió, Camarasa y Os de Balaguer se formaron depósitos evaporíticos (Sáez *et al.*, en preparación).

A principios del Oligoceno (biozona de *Th. aff. aquatilis*, fig. 6, II) tuvo lugar una importante fase de retracción y traslación hacia el S de las áreas de sedimentación lacustre, iniciándose la Secuencia II con la implantación del **Sistema lacustre de l'Anoia** (fig. 2).

Durante esta época, los segmentos del frente surpirenaico al E del río Segre dejaron de ser activos, trasladándose la actividad tectónica a la zona frontal de la Unidad Central Pirenaica (fig. 6, II y fig. 10). En esta época quizá se inició la formación de los anticlinales de Ponts-Calaf-Cardona y de Calaf-Súrria, como resultado de cabalgamientos ciegos (Vergés y Muñoz, com. oral). En el sector catalánide NE, las fallas en dirección atenuaron su actividad, trasladándose ésta a los sectores centrales y meridionales. En el sector SW de los Catalánides y en la Zona de Enlace debió finalizar el emplazamiento de la lámina cabalgantes de cobertera de Tivissa.

El depocentro lacustre de la Secuencia II se desplazó una distancia mayor hacia el S que el depocentro sedimentario. Así, mientras que éste se situaba sólo algunos pocos km al S que en la etapa anterior, el depocentro lacustre se localizaba en la actual zona de Sta Coloma de Queralt-S. Martí de Tous, ocupando un área que no se solapaba con el depocentro sedimentario surpirenaico. El registro de este sistema muestra una primera fase de sedimentación evaporítica en lagos salinos de tipo playa (Yesos de Clariana y de Pira-Sarral), rodeados por extensas llanuras lutíticas evaporíticas (*sabkhas*). En una segunda fase, estos ambientes evaporíticos fueron sustituidos por lagos de escasa a moderada salinidad, con sedimentación carbonatada y detrítica terrígena (Fm. Sarral-Sant Gallart). La entrada principal de terrígenos a los lagos no se realizaba de forma dispersa, a través de abanicos terminales, sino que se efectuó de forma más concentrada en lóbulos o deltas en las desembocaduras de los cursos fluviales. Los últimos episodios del Sistema lacustre de l'Anoia ocurrieron ya durante la biozona de *Th. calafensis* (**Oligoceno inferior**).

Una importante fase de retracción lacustre, concomitante a un gran desarrollo de medios aluviales marcó el final del Sistema de l'Anoia. Una vez finalizada la progradación aluvial que culminó la Secuencia II, se inició, durante la biozona de *Th. calafensis*, el depósito del **Sistema lacustre de La Segarra** (Secuencia III, figs. 2 y 6). Durante esta fase, el frente pirenaico

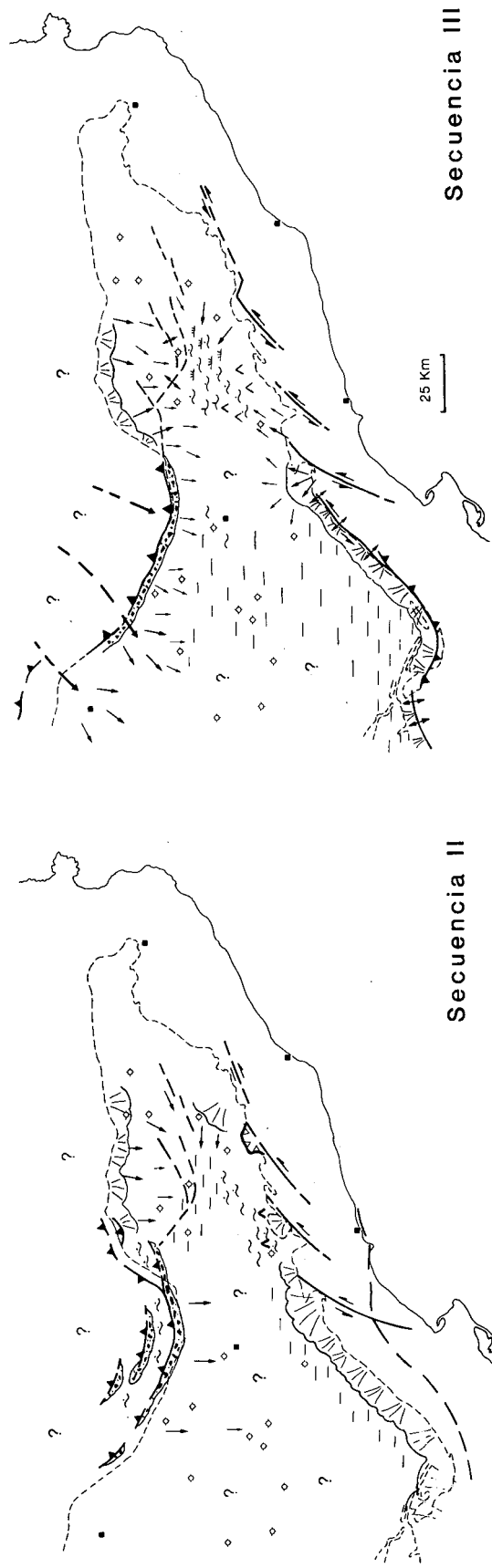
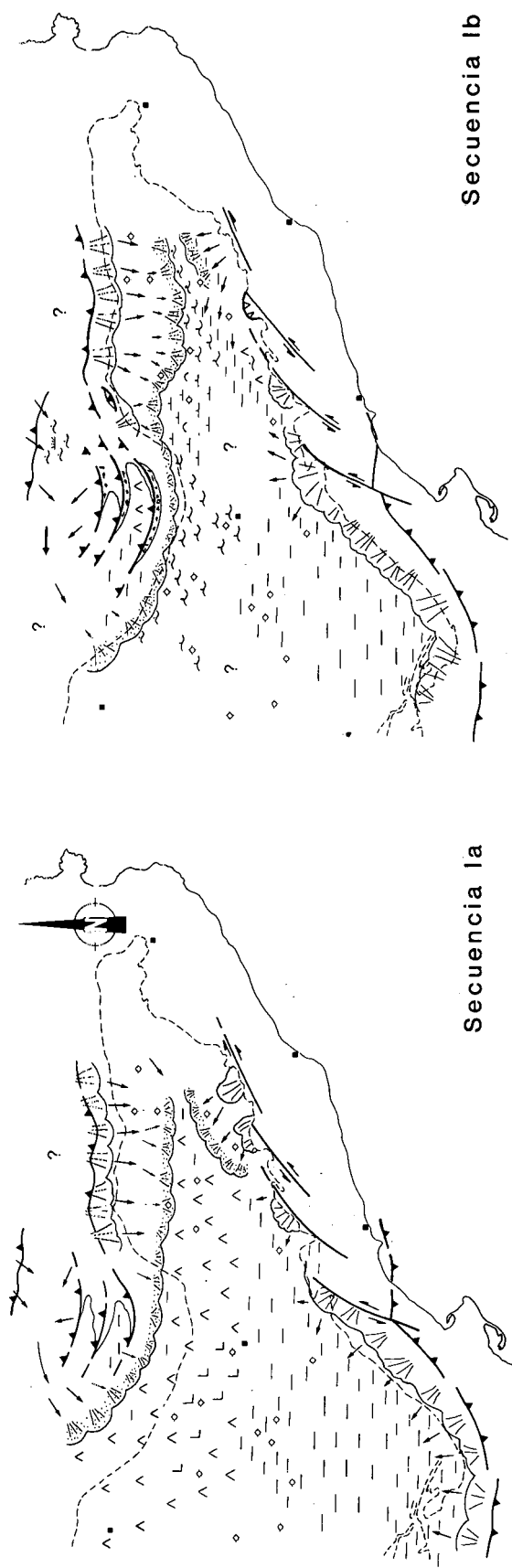


Figura 6.- Distribución de facies y paleogeografía de los sistemas deposicionales en dos etapas de la Secuencia deposicional I (Eoceno superior), y en las secuencias II y III (Oligoceno inferior). Ver leyenda en fig. 8.

Figure 6.- Paleogeography and facies distribution of the depositional systems during two evolutionary stages of the Depositional Sequence I (Late Eocene), as well as during sequences II and III (Early Oligocene). See fig. 8 for symbology.

se situó en una posición muy próxima a la más meridional alcanzada. Probablemente continuaron su desarrollo los anticlinales de Ponts-Calaf-Cardona y Calaf-Súria. Estas estructuras condicionaron la paleogeografía de los depósitos aluviales y lacustres y generaron discordancias sintectónicas en el área de Ponts (Muñoz y Vergés, com. oral). En los Catalánides la zona tectónicamente más activa se localiza su mitad meridional y en la Zona de Enlace, reconociéndose la actividad de nuevas láminas de cabalgamiento y de la falla de zócalo de Cavalls-Pàndols (fig. 6, III)

La sedimentación en las partes internas de los lagos fue predominantemente carbonatada en una primera etapa (Fm. Calaf), desapareciendo casi todas las condiciones evaporíticas de la etapa anterior. En esta etapa tuvo lugar un episodio poco importante de sedimentación evaporítica localizada (Yesos de Aguiló). En el margen NE del sistema los lagos desarrollaron turberas que ocupaban posiciones protegidas del influjo detrítico más grueso y que dieron lugar a los depósitos de lignitos de Calaf. En una segunda etapa, el sistema lacustre presenta unas características evaporíticas predominantes (Yesos de Talavera) que registran una fase de mayor salinidad unida a una retracción precursora de la progradación aluvial que obliteró al sistema.

Durante el período correspondiente a la biozona de *Th. major* (**Oligoceno inferior alto**, fig. 2), empezó la sedimentación de los materiales que originaron el **Sistema lacustre de L'Urgell** (Secuencia IV, fig. 7). El depocentro de este sistema lacustre se localizaba unos pocos km más al SW que el del Sistema de la Segarra. Sólo se tiene constancia de la actividad tectónica del sistema de fallas en dirección de los Catalánides en su zona meridional, donde se generaron relieves de cierta importancia.

A la fase de extensa progradación aluvial con que finalizó la Secuencia III, le sucedió un conjunto de ambientes lacustres carbonatados someros (Fm. Tàrraga) que experimentaban frecuentes expansiones y retracciones. El depocentro carbonatado más importante se localizó en la zona de Savallá del Comptat. Posteriormente los medios lacustres someros se trasladaron hacia el SW de esta zona.

El tránsito de la Secuencia IV a la Secuencia V es difícil de precisar. Sin embargo, en algún momento del tránsito **Oligoceno inferior (Rupeliense)-Chattienense inferior** (biozona de *Th. aff. major*), se produjo un rápido desplazamiento y/o asentamiento de depocentros carbonatados hacia los sectores centrales de la cuenca, al oeste del actual curso del Cinca, constituyendo el **Sistema lacustre de los Monegros** (Secuencia V, fig. 2).

Durante el **Chattienense inferior** (biozona de *Eomys zitteli*, fig. 7, Va), el desarrollo de los depocentros lacustres coincidió con la última traslación hacia el NW del sistema de abanicos de Gandesa-Horta, como resultado del levantamiento del anticlinorio de Cavalls-Pàndols (Guimerà, 1984; Anadón *et al.*, 1985). Durante esta etapa final los abanicos de este sistema tenían una pequeña expansión radial. Por el contrario, la gran expansión del sistema aluvial del Montsant, cuya actividad se prolongó hasta bien entrado el Chattienense superior, influyó sensiblemente las zonas lacustres, donde se generaron secuencias de progradación y retrogradación aluvial. Además, a partir del Chattienense se evidencia la fuerte influencia del sistema aluvial Guadalope-Matarraña. Su evolución fue controlada por la generación de mantos y pliegues de cobertera de la Zona de Enlace (Guimerà, 1984, 1988; González, 1989; Guimerà y Alvaro, 1990). Las zonas terminales de este sistema se relacionaron tanto con las del sistema aluvial Gandesa-Horta como con las zonas lacustres. En relación a los sistemas aluviales pirenaicos y su tránsito a las zonas lacustres, se pueden aportar pocas precisiones dada la escasez de datos sobre el registro sedimentario.

A partir del momento de la implantación de los depocentros lacustres de esta secuencia, se registra su prolongada persistencia en las zonas centrales (fig. 7, Va y b), su expansión hacia los sectores del margen catalánide (fig. 7, Vb) y su posterior obliteración por una etapa generalizada, y prácticamente simultánea, de progradación y agradación de los sistemas aluviales pirenaicos y de procedencia ibérica (fig. 7, Vc). Este proceso causó la fragmentación de los depocentros carbonatados de las zonas internas, afectados por las contribuciones terrígenas, y culminó con su casi total obliteración por colmatación terrígena. La expansión hacia el S de los ambientes lacustres (fig. 7, Vb) puede relacionarse en parte con el descenso de los aportes terrígenos procedentes de los Catalánides como consecuencia directa del alzamiento de la estructura de Cavalls-Pandols. Por otra parte, la posterior retracción lacustre relacionada con la progradación de los sistemas aluviales de procedencia ibérica (fig. 7, Vc), es atribuible a la evolución estructural reconocida en la Zona de Enlace (González, 1989), en tanto que no son bien conocidos los motivos que produjeron la expansión aluvial desde el Pirineo. A este respecto merece destacarse que durante estas etapas, el proceso de emplazamiento de los mantos surpirenaicos ya tendía a desplazarse a sectores más occidentales (Martínez y Pocoví, 1988; Pocoví *et al.*, 1990; Arenas *et al.*, 1990).

El techo de la sucesión aluvial que corona la Secuencia V (Lutitas de la Cuesta de Fraga; figs. 2 y 5) está recubierto por las Calizas de Torrente de Cinca (fig. 8) depositadas durante el **tránsito Chattienense-Aquitaniense** (biozonas de *Rh. transiens-Rh. schlosseri*).



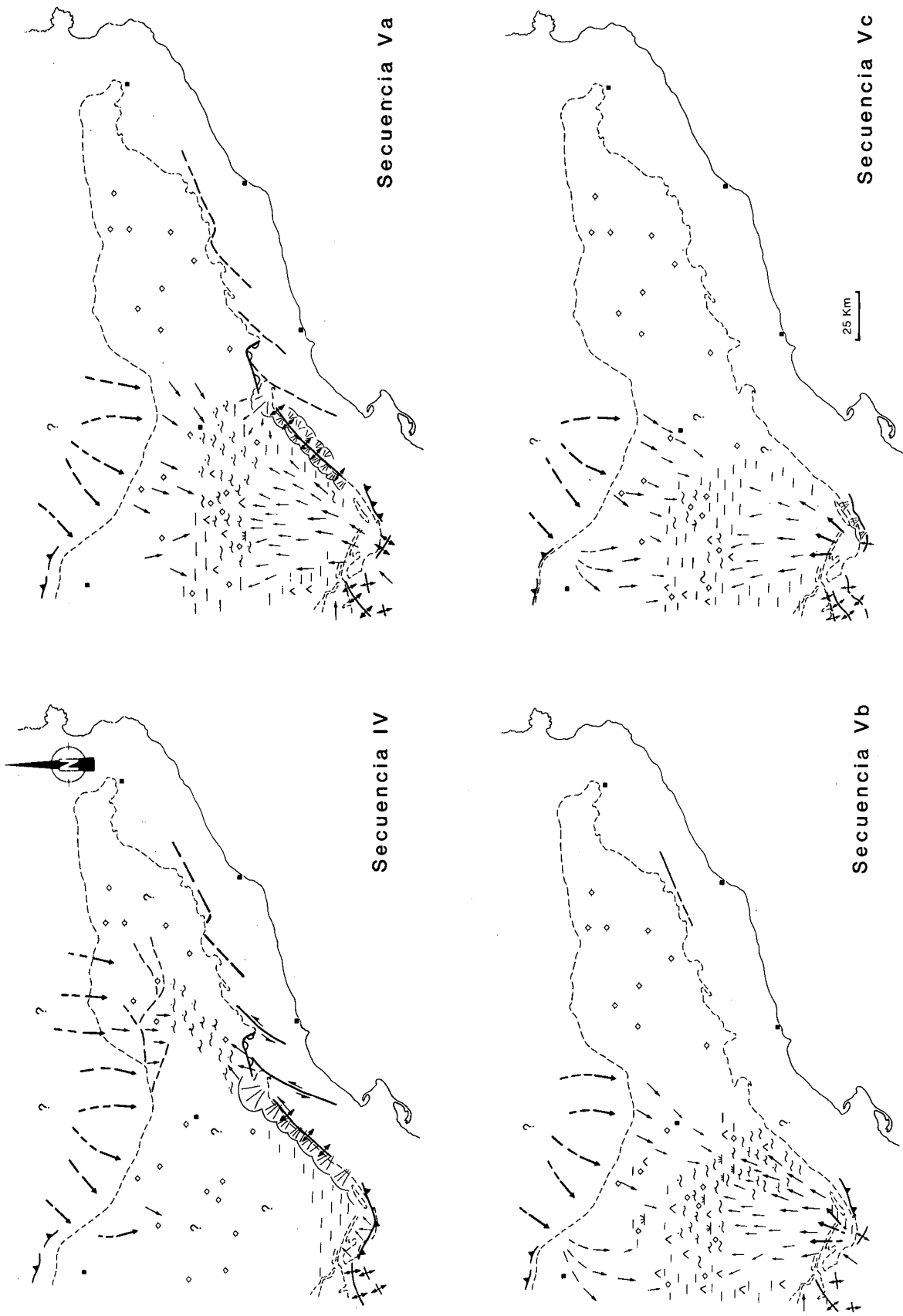


Figura 7.- Distribución de facies y paleogeografía de los sistemas deposicionales durante la Secuencia IV y tres fases de la Secuencia V. Ver leyenda en fig. 8.

Figure 7.- Paleogeography and facies distribution of the depositional systems during the Depositional Sequence IV and three evolutionary stages of the Sequence V. See fig. 8 for symbology.

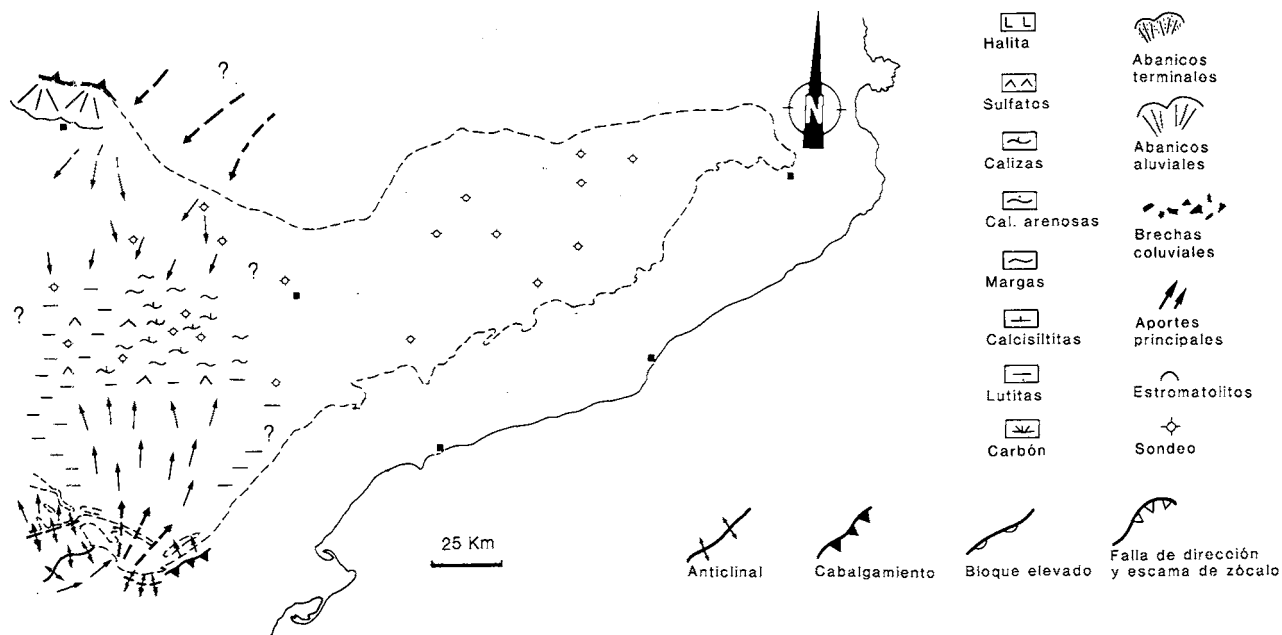


Figura 8.- Paleogeografía y distribución de facies de los sistemas deposicionales durante el estadio evolutivo inmediatamente posterior a la secuencia deposicional V, incluyendo sus depósitos lacustres carbonatados basales (Chattiense terminal-Aquitaniense basal, biozona de *Rhodanomys schlosseri*).

Figure 8.- Paleogeography and facies distribution of the depositional systems during the earliest evolutionary stage of the overlying depositional sequence to Sequence V, including its lowermost lacustrine carbonate deposits (Latest Chattian-Earliest Aquitanian, *Rhodanomys schlosseri* biozone).

## RESPUESTA SEDIMENTARIA A LA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

### Evolución de los depocentros lacustres

La evolución de los depocentros lacustres estuvo directamente relacionada con la migración, de E a W, de la actividad tectónica a lo largo del frente surpirenaico. Este proceso culminó en el Oligoceno terminal-Aquitaniense basal, cuando la única actividad apreciable a lo largo del frente surpirenaico en la zona de estudio (figs. 8 y 9) se localizó en su zona más occidental, al N de Huesca (Crusafont *et al.*, 1966; Pocoví *et al.*, 1990; Arenas *et al.*, 1990).

Durante el desarrollo de la Secuencia I, los depocentros del Sistema lacustre de La Noguera se solaparon parcialmente con el depocentro sedimentario surpirenaico (fig. 9). A partir de la Secuencia II se produjo una drástica reorganización paleogeográfica. En consecuencia, los depocentros lacustres de las secuencias II a V se situaron en posiciones más meridionales y occidentales, fuera del ámbito de los depocentros se-

dimentarios. Los desplazamientos de los depocentros lacustres de las secuencias II a III y de la III a la IV fueron menores que el que tuvo lugar entre las secuencias IV a V (figs. 10 y 11). Estas diferencias de desplazamiento registran la disminución de la actividad tectónica en el frente surpirenaico oriental, que conllevó una atenuación de la subsidencia y la consiguiente falta de generación de espacio disponible para la sedimentación. Además, cabe considerar la posibilidad de que a partir del Oligoceno superior se iniciara un alzamiento isostático de la zona oriental de la Cuenca del Ebro y del Pirineo (fig. 9). Este proceso justificaría la falta de registro sedimentario postoligocénico en el sector estudiado y sería similar al observado en otras cuencas de antepaís (Blair y Bilodeau, 1988; Heller *et al.*, 1988).

La extensión areal de los diferentes sistemas lacustres varió sensiblemente en función de su posición respecto a los márgenes de la cuenca y de los depocentros sedimentarios. La amplia extensión areal del sistema lacustre evaporítico de La Noguera es atribuible a su situación alejada tanto del frente de cabalgamientos

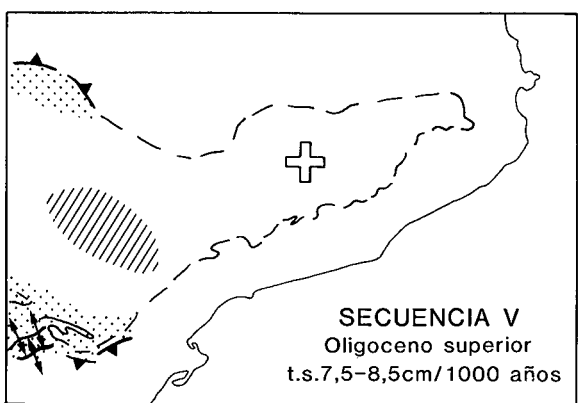
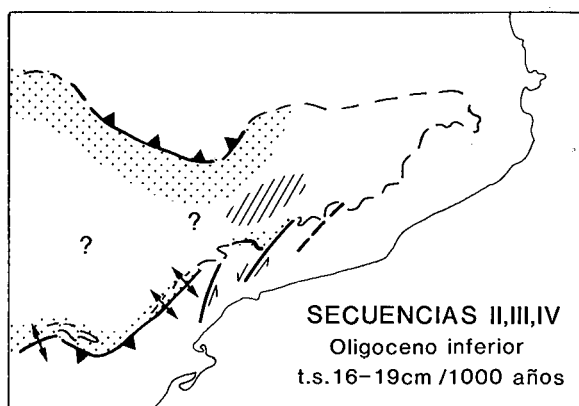
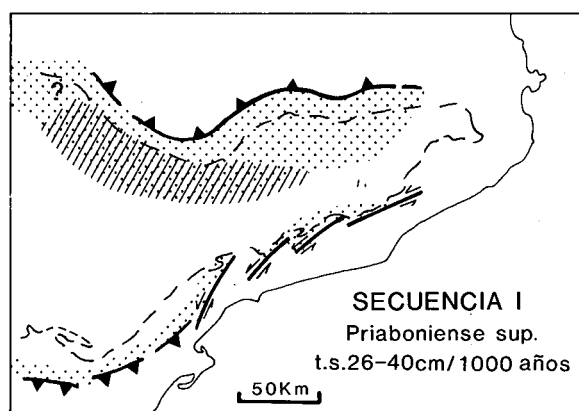


Figura 9.- Esquemas paleogeográficos simplificados mostrando los rasgos principales de la evolución estructural del sector oriental de la Cuenca del Ebro y las correspondientes respuestas sedimentarias. Nótese el desplazamiento de los sucesivos depocentros lacustres respecto a las zonas de máxima subsidencia. Punteado: depocentros sedimentarios. Rayado: depocentros lacustres. +: zona de elevación isostática. t.s.: tasa de sedimentación.

Figure 9.- Simplified paleogeographic sketches showing the major features of the structural evolution in the Eastern Ebro Basin and the coeval sedimentary response. Note the shifting of the successive lacustrine depocenters in relation to the zones of major subsidence. Dotted areas: sedimentary depocenters. Striped areas: lacustrine depocenters. +: isostatic rebound. t.s.: sedimentation rate.

surpirenaicos como de los márgenes catalánide e ibérico. Las elevadas tasas de subsidencia todavía existentes a lo largo del frente surpirenaico, durante las etapas de actividad de las láminas cabalgantes, restringieron la expansión de los depósitos terrígenos. Los sistemas lacustres de las secuencias posteriores (Anoia, Segarra, Urgell), no llegaron a alcanzar tal desarrollo areal, debido tanto a: 1) su constricción paleogeográfica causada por la mayor proximidad a los márgenes septentrionales y meridionales de la cuenca (figs. 6 a 9); 2) la decreciente tasa de subsidencia a lo largo de los márgenes surpirenaicos, relacionada con la migración de la actividad tectónica hacia el W. Ambos hechos favorecieron la llegada de aportes terrígenos a las zonas lacustres y restringieron su expansión areal.

El Sistema lacustre de Los Monegros muestra también una gran extensión areal debida a su menor constricción paleogeográfica y su mayor alejamiento de las áreas de aporte terrígeno (fig. 7).

#### Tasas de sedimentación en los sucesivos depocentros lacustres

Basándose en la hipotética correlación de las biozonas paleomastológicas establecidas con la escala cronoestratigráfica general (Schmidt-Kitler, 1987) y en las edades absolutas indicadas por Harland *et al.* (1982), la duración media estimable de la evolución de los sistemas lacustres de las secuencias I a IV varía entre 1.5 y 2 millones de años. En cambio la duración de la sedimentación lacustre en la secuencia V fue de unos 6 a 7 millones de años. Varias circunstancias influyeron en este hecho. Los depocentros lacustres de la secuencia V se localizaron en sectores alejados de las influencias terrígenas surpirenaicas. Por otra parte, el volumen de aportes aluviales procedentes de los Catalánides y de la Cadena Ibérica (márgenes a los que los depocentros lacustres de Los Monegros se encontraban más próximos) aun siendo notable, no alcanzó la entidad de los aportes pirenaicos. Por ello las progradaciones aluviales no constriñeron los depocentros lacustres de la secuencia V con tanta facilidad como los de las secuencias I a IV.

La duración temporal atribuida a las cuatro primeras secuencias deposicionales (aproximadamente 2 m.a. cada una), corresponde al lapso de tiempo durante el cual se desarrollaron sucesivas etapas de actividad e inactividad de los mantos surpirenaicos. Este orden de magnitud temporal, es similar al atribuible a la generación del dispositivo en discordancia progresiva del sistema de Sant Miquel del Montclar (Anadón *et al.*, 1987).

En los sistemas lacustres estudiados no se ha reconocido el desarrollo persistente o la existencia de facies que registrasen etapas de profundización muy

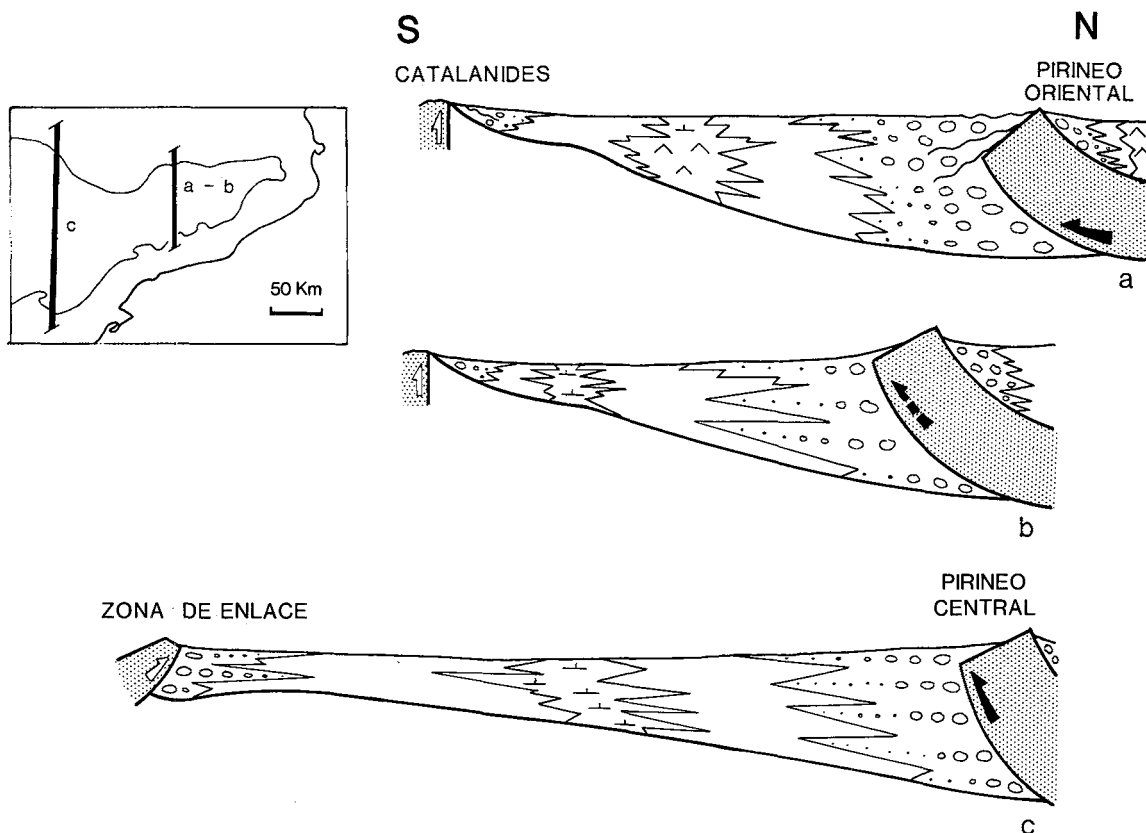


Figura 10.- Secciones idealizadas del sector oriental de la cuenca de antepaís del Ebro, mostrando las secuencias deposicionales desde el Priaboniense superior al Chattiano terminal y los principales elementos de control sobre la sedimentación.

Figure 10.- Idealized cross-sections of the Eastern Ebro foreland basin showing Late priabonian-Latest Chattian depositional sequences and the major controlling features on sedimentation.

remarcables, aunque sí se han observado ocasionalmente rasgos sedimentológicos que indican etapas de estratificación permanente de la columna de agua. Desde este punto de vista la subsidencia en la cuenca siempre se vio compensada por la acumulación de sedimento.

La distinta ubicación de cada depocentro lacustre respecto a los frentes activos (y por ende a las zonas de máxima subsidencia) se ve reflejada en los promedios de sus tasas de acumulación de sedimentos lacustres, calculadas asumiendo una tasa de acumulación constante para cada intervalo de tiempo considerado. Así la tasa de sedimentación calculada en el depocentro evaporítico del Sistema lacustre de La Noguera es de unos 40 a 26 cm/1000 años. Esta elevada tasa de sedimentación se relaciona con el solapamiento parcial del depocentro lacustre y de la zona de máxima subsiden-

cia (fig. 12). Para las secuencias II a IV, en conjunto, la tasa de sedimentación calculada varía entre 16 y 19 cm/1000 años. Este claro descenso sería relacionable con la situación desplazada de los depocentros lacustres respecto a las zonas de máxima subsidencia relacionadas con el frente surpirenaico. En el caso de los depocentros lacustres de la Secuencia V los valores estimados alcanzan promedios de 7.5 a 8.5 cm/1000 años, que se sitúan entre los más bajos y que corresponderían a una zona sensiblemente alejada de las zonas de máxima subsidencia (Friend *et al.*, 1988-1989). Todos estos valores corresponden a espesores no descompactados (fig. 12) y por este motivo no son directamente comparables entre sí ni con los valores obtenidos por otros autores en otras cuencas de antepaís (Johnson *et al.*, 1985 y 1986; Raynolds y Johnson, 1985; Homewood *et al.*, 1986; Burbank *et al.*, 1990). Sin embargo revelan una clara tendencia de variación espacial-

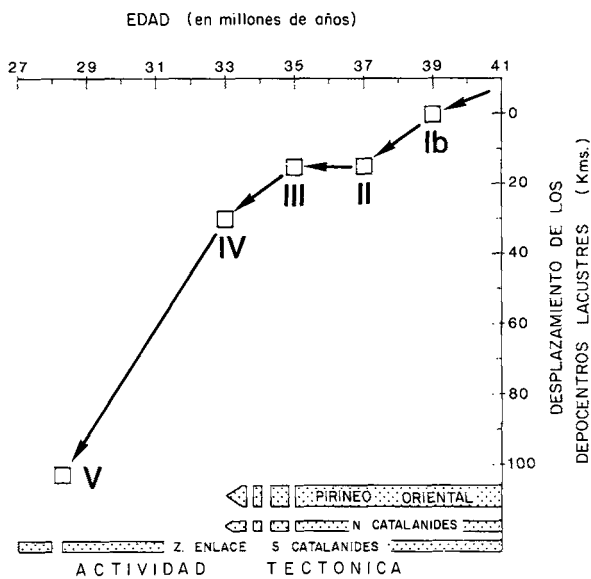
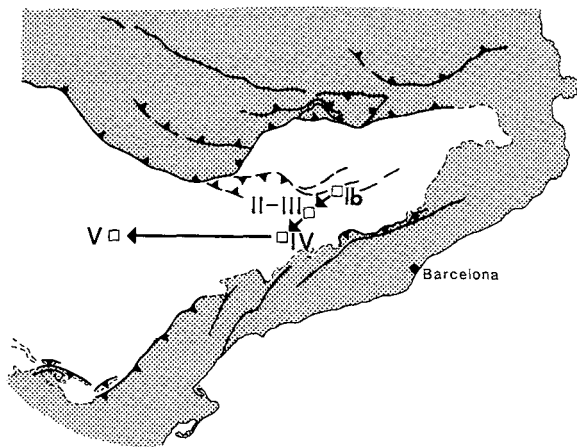


Figura 11.- Desplazamiento de los depocentros lacustres de las secuencias I a V en relación con la evolución estructural de los márgenes de cuenca.

Figure 11.- Shifting of the lacustrine depocenters of the sequences I to V. The relationship between this shifting and the structural evolution of the basin margins is also shown.

temporal de las tasas de acumulación en los depocentros lacustres.

La importante tasa de acumulación calculada para el depocentro del Sistema de La Noguera (40-26 cm/1000 años) está en el rango de variación de los valores máximos de sucesiones conglomeráticas depositadas

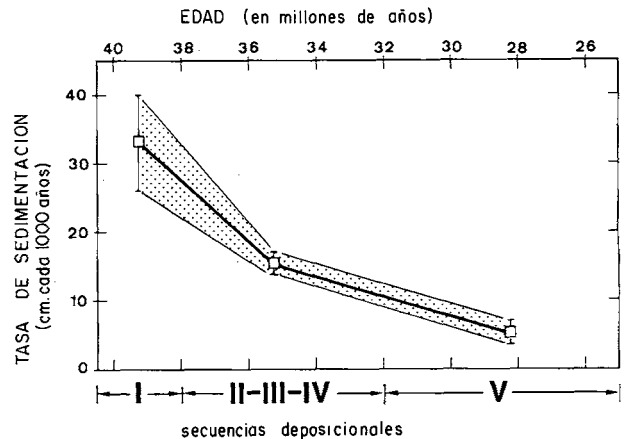


Figura 12.- Tasas de acumulación de sedimento registradas en los depocentros lacustres de las secuencias deposicionales I a V. Las variaciones registradas señalan que los sucesivos sistemas lacustres se desarrollaron bajo condiciones de menor tasa de subsidencia, debido tanto a las variaciones en la evolución estructural de la zona como al gradual alejamiento de los depocentros lacustres de las zonas de máxima subsidencia.

Figure 12.- Sedimentation rates recorded in the lacustrine depocenters in the depositional sequences I to V. The recorded changing rates show that the successive lacustrine systems developed under decreasing subsidence rates. This was due to the structural evolution of the region as well as to the gradual separation of the lacustrine depocenters from the zones of major subsidence.

en las zonas de máxima subsidencia de diversas cuencas de antepaís (Raynolds y Johnson, 1985). El hecho de que el espacio disponible para la acumulación de sedimento fuera ocupado en los depocentros lacustres por depósitos evaporíticos, confirma la elevada tasa de sedimentación que pueden alcanzar estos depósitos bajo condiciones favorables. Los depósitos halíticos reconocidos en el sistema de La Noguera, se formaron en las zonas de máxima subsidencia, a las cuales habrían tendido a converger las salmueras que los originaron.

### Evolución secuencial de los sistemas lacustres

En cada secuencia deposicional los sistemas lacustres muestran, a partir de su implantación, una etapa de expansión seguida de otra de retracción y obliteración final, causada por una progradación aluvial desde los márgenes de la cuenca. Esta evolución secuencial puede explicarse por las sucesivas variaciones de la actividad tectónica en los márgenes de la cuenca. Las

etapas de mayor actividad corresponderían con la implantación y desarrollo de cada depocentro lacustre. La implantación de los sistemas lacustres vendría favorecida porque las etapas de actividad tectónica causaron el desarrollo inmediato de mayores tasas de subsidencia en los márgenes de la cuenca, restringiendo la dispersión areal de los aportes detríticos. Por el contrario, las etapas de tranquilidad tectónica, se corresponderían con la retracción de los sistemas lacustres simultáneamente al desarrollo de progradaciones aluviales. Estas progradaciones colmataron finalmente las áreas lacustres y culminaron la evolución de cada secuencia deposicional.

A menudo los sistemas lacustres muestran el tránsito vertical desde sucesiones dominadas por evaporitas o con una significativa presencia de las mismas (al menos a nivel local), a otras en las que dominan los carbonatos (figs. 2, 3 y 4). Esta ordenación megasecuencial podría atribuirse a la influencia de cambios climáticos globales que hubieran implicado variaciones en las precipitaciones y la consiguiente dilución de las aguas de los sistemas por variación en las tasas de precipitación. El tránsito de los depósitos evaporíticos de la Fm. Barbastro a los predominantemente carbonatados de las formaciones Torá y Castellallat (Sistema lacustre de La Noguera) podría ser uno de estos casos, relacionable con el cambio climático del tránsito Eoceno superior-Oligoceno. Sin embargo, es preciso valorar que los datos isotópicos ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) de los depósitos evaporíticos indican un claro reciclaje del anión sulfato a partir de la disolución de las sucesiones evaporíticas triásicas, extensamente desarrolladas en las cadenas circundantes. Así pues, la hidroquímica de las aguas de los diversos sistemas lacustres estuvo fuertemente controlada por la composición de las sucesiones evaporíticas y carbonatadas mesozoicas y paleógenas, la extensión de cuyos afloramientos en las áreas fuente dependió de su evolución tectónica. De este modo la ordenación megasecuencial de los depósitos lacustres habría estado, al menos en algunos casos, más relacionada con la evolución estructural de los márgenes de la cuenca que con los cambios paleoclimáticos.

## CONCLUSIONES

El relleno sedimentario Priaboniense superior-Chattiense del sector oriental de la Cuenca del Ebro se ha subdividido en cinco secuencias deposicionales definidas en base a los cambios de distribución de los dispositivos aluviales y lacustres reconocidos en la región. Cada secuencia ha sido caracterizada por el desarrollo de un sistema deposicional lacustre que se relaciona con los sistemas aluviales de los márgenes tectónicamente activos de la cuenca. Cada sistema lacustre, en sus etapas finales, experimentó una retracción correlativa a una progradación generalizada de los sistemas alu-

viales. La implantación y desarrollo de los sistemas lacustres estuvieron favorecidos por las etapas de mayor actividad tectónica en los márgenes de la cuenca. Las etapas de menor actividad se correspondieron con las fases de retracción de los sistemas lacustres.

Los depósitos de los sistemas lacustres del Eoceno superior-Oligoceno de la zona oriental de Cuenca del Ebro comprenden facies detríticas, carbonatadas, evaporíticas y, en menor grado, organógenas (lignitos). Los ambientes lacustres donde se generaron eran generalmente someros, de relativamente amplia extensión areal, y de bajo gradiente batimétrico. La someridad de las facies, la escasez de facies indicadoras de estratificación permanente y/o gran profundidad de la columna de agua apunta a una compensación de la subsidencia por la sedimentación en las zonas lacustres.

Las aguas fueron dulces a hipersalinas, como puede deducirse del registro paleontológico y de las eventuales facies evaporíticas presentes. El quimismo de las aguas varió desde predominantemente bicarbonatadas cálcicas, para los medios lacustres de baja salinidad, a cloro-sulfatadas sódico-cálcicas de los medios de moderada salinidad a hipersalinos. En algunos casos, el quimismo y la moderada salinidad de algunos ambientes lacustres permitió el desarrollo de faunas talasogénicas.

La hidroquímica de las aguas de los diversos sistemas lacustres y su evolución estuvo estrechamente relacionada con la composición de las áreas fuentes, constituidas por sucesiones evaporíticas y carbonatadas mesozoicas y paleógenas. Las tendencias secuenciales mostradas por algunos sistemas lacustres, de tránsito vertical de sucesiones evaporíticas a carbonatadas, podrían atribuirse a ciclos climáticos de alto rango o a variaciones de la composición de las sucesiones rocosas aflorantes en las áreas fuentes debido a causas tectónicas.

La evolución sedimentaria y paleogeográfica de la zona estudiada muestra una primera etapa, durante el Priaboniense superior, en la que el depocentro lacustre se solapó en parte con el depocentro sedimentario generado a lo largo del frente surpirenaico. Posteriormente, durante el Oligoceno, mientras los principales depocentros sedimentarios permanecieron cerca del citado frente, los depocentros lacustres se trasladaron hacia el S y hacia el W y se situaron en zonas más alejadas del frente surpirenaico. Este hecho se debió a la atenuación de la subsidencia en el surco principal y a la correlativa expansión hacia el S de los sucesivos sistemas aluviales.

La tasa de sedimentación calculada para los depocentros de cada secuencia lacustre tienden a decrecer desde la más antigua a la más moderna. Esta disminución se ha relacionado con el mayor desplazamiento progresivo de los depocentros lacustres respecto a las

zonas de máxima subsidencia. Este alejamiento estaría relacionado con el progresivo descenso de la actividad tectónica y la consiguiente menor subsidencia a lo largo de los sectores orientales del frente surpirenaico.

#### AGRADECIMIENTOS

M. Marzo y J. Vergés han realizado la revisión crítica del presente trabajo. Los comentarios y datos, en muchos casos inéditos, sobre la evolución estructural de la región, aportados por J. Vergés, J.A. Muñoz y J. Guimerà han sido de gran valor para la configuración final del trabajo. A todos ellos nuestro sincero reconocimiento.

#### BIBLIOGRAFÍA

- AGUSTÍ, J., ANADÓN, P., ARBIOL, S., CABRERA, L.I., COLOMBO, F. y SÁEZ, A., 1987: Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins). *Münchener Geowiss. Abh. (A)*, 10: 35-42.
- AGUSTÍ, J., CABRERA, L.I., ANADÓN, P. y ARBIOL, S., 1988: A late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.*, 18(2): 81-97.
- ALLEN, P.A., CABRERA, L., COLOMBO, F. y MATTER, A., 1983: Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 140: 133-146.
- ALLEN, P.A. y MANGE-RAJETZKY, M., 1982: Sediment dispersal and palaeohydraulics of Oligocene rivers in the eastern Ebro Basin. *Sedimentology*, 29(5): 705-716.
- ANADÓN, P., 1978: *El Paleógeno inferior anterior a la transgresión «biarriztiense» (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona)*. Tesis Univ. Barcelona, 267 pp. Inédita. Resumen publicado en *Estudios Geol.*, 34: 431-440.
- ANADÓN, P., 1989: Los lagos salinos interiores (atalásicos) con faunas de afinidad marina del Cenozoico de la Península Ibérica. *Acta Geol. Hispanica*, 24(2): 83-102.
- ANADÓN, P., CABRERA, L., COLLDEFORNIS, B., COLOMBO, F., CUEVAS, J.L. y MARZO, M., 1989: Alluvial fan evolution in the SE Ebro Basin: Response to tectonics and lacustrine base level changes. *4<sup>th</sup> Int. Conference on Fluvial Sedimentology. Excursion Guidebook n. 9*, Publ. Servei Geol. Catalunya, 91 pp.
- ANADÓN, P., CABRERA, L., COLOMBO, F., MARZO, M. y RIBA, O., 1981: *Estudio estratigráfico y sedimentológico del borde meridional de la Depresión del Ebro entre Alcañiz y Borjas Blancas (Prov. de Teruel, Zaragoza, Lérida y Tarragona)*. J.E.N., 109 pp. Inédito.
- ANADÓN, P., CABRERA, L.I., COLOMBO, F., MARZO, M. y RIBA, O., 1986: Syntectonic intradeformational unconformities in alluvial fan deposits, Eastern Ebro Basin margins (NE Spain). In: Ph. Allen and P. Homewood (eds.). *Foreland basins. Spec. Publ. I.A.S.*, 8: 33-45.
- ANADÓN, P., CABRERA, L.I., GUIMERÀ, J. y SANTANACH, P., 1985: Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In: K. Biddle and N. Christie-Blick (eds.). *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists*, 37: 303-318.
- ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. y SOLÉ SUGRAÑES, L., 1979: Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispanica*. 14: 242-270.
- ANADÓN, P. y MARZO, M., 1986: Sistemas deposicionales eocenos del margen oriental de la Cuenca del Ebro: sector Igualada-Montserrat. In: P. Anadón y L. Cabrera (eds.). *Guía de las Excursiones del XI Congr. Esp. de Sediment. Exc. n. 4*; 59 pp.
- ANADÓN, P., VIANEY-LIAUD, M., CABRERA, L.I. y HARTENBERGER, J.L., 1987: Gisements à vertébrés du Paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie. *Paleont. i Evol.*, 21: 117-131.
- ARBIOL, S. y SÁEZ, A., 1988: Sobre la edad oligocénica inferior del yacimiento de Santpedor (Cuenca del Ebro, provincia de Barcelona). *Acta Geológica Hispanica*, 23(1): 47-50.
- ARENAS, C., PARDO, G. y VILENA, J., 1990: Las unidades tectosedimentarias del margen septentrional de la Depresión del Ebro en el sector Luesia - Riglos (provincias de Zaragoza y Huesca). *Geogaceta*, en prensa.
- BALLY, A.W. (Ed.), 1987: Atlas of Seismic Stratigraphy. *Am. Ass. Petrol. Geol., Studies in Geol.*, 27, 124 pp.
- BATALLER, J.R., 1929: Sobre el Oligoceno inferior de Santa Coloma de Queralt (Tarragona). *Asoc. Esp. Progr. Ciencias, Congreso de Barcelona*, 5: 21-24. Madrid.
- BATALLER, J.R. y DEPAPE, G., 1950: Flore Oligocène de Cervera (Catalogne). *Anales Esc. Peritos Agric. Barcelona*, 9: 5-60.
- BIRNBAUM, S.J., 1976: Non-marine evaporite and carbonate deposition. Ebro Basin, Spain. Tesis doctoral inédita. Universidad de Cambridge. 149 pp.
- BLAIR, T.C. y BILODEAU, W.L., 1988: Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16: 517-520.
- BURBANK, D.W., VERGES, J., MUÑOZ, J.A. y BENTHAM, P., 1990: Coeval hindward- and forward- imbricating thrusting in the Central Southern Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. Am. Bull.*, en prensa.
- BUSQUETS, P., ORTÍ, F., PUEYO, J., RIBA, O., ROSELL, L., SÁEZ, A. y TABERNER, C., 1985: Evaporite deposition and diagenesis in the saline (potash) catalan basin, Upper Eocene. *6<sup>th</sup> European Reg. Meeting. I.A.S., Lleida-85. Exc. Guidebook*, 1: 11-59.
- CABRERA, L., 1983: *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 443 pp. Inédito.
- CABRERA, L., COLOMBO, F. y ROBLES, S., 1985: Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. *6<sup>th</sup> Europ. Reg. Meeting I.A.S. Exc. Guidebook*, 10: 393-492.
- CABRERA, L. y COLOMBO, F., 1986: Las secuencias de abanicos aluviales paleógenos del Montsant y su tránsito a sucesiones lacustres someras (Sistemas de Scala Dei y de Los Monegros, sector SE de la Cuenca del Ebro). In: P. Anadón y L. Cabrera eds. *Guía de las Excursiones del XI Congr. Esp. de Sediment. Exc. n. 7.*, 53 pp.
- CABRERA, L. y GAUDANT, J., 1985: Ciprínidos (Pisces) del sistema lacustre oligocénico - miocénico de Los Monegros (sector SE de la Cuenca del Ebro, provincias de Lleida, Tarragona, Huesca y Zaragoza). *Acta Geol. Hispanica*, 20: 219-226.
- CABRERA, L. y SÁEZ, A., 1987: Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: the Calaf and Mequinenza

- sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). *Jour. Geol. Soc. London*, 144: 451-461.
- CHOI, S.J., 1989: Les charophytes du bassin potassique catalan (Nord-est de l'Espagne) a la limite Eocène-Oligocène. *Paleobiologie continentale*, 26: 1-67.
- COLOMBO, F., 1980: *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis doc. Univ. de Barcelona, 608 pp. Inédito.
- COLOMBO, F., 1986: Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 55-115.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O. y VILLENA, J., 1966: Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanenses en Santa Cilia (rio Formiga, Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Com. IGME*, 83: 7-13.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J., 1964: Les Mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du Bassin de l'Ebre (Espagne). Coll. Sur le Paléogène (Bordeaux, 1969). *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 28.
- DE LAS HERAS, X., GRIMALT, J.O., CABRERA, L. y SÁEZ, A., 1990: Organic matter in lacustrine coal deposits (Calaf and Mequinenza sequences, Eastern Ebro Basin, NE Spain). *Abstracts (Posters) 13 th Int. Sedim. Congress. Nottingham*. (en prensa).
- DEPAPE, G. y BRICE, D., 1965: La flore oligocène de Cervera (Catalogne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 85: 111-118.
- FEIST, M., ANADÓN, P., CABRERA, L., CHOI, S.J., COLOMBO, F., y SÁEZ, A., en prep.: La succession des flores de Charophytes dans le Tertiaire continental du Bassin de l'Ebre. Comparaison avec la biochronologie des vertébrés.
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T., 1971: Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español. Tesis Doctoral. *Publ. Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid*, (A), 152: 1-177.
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M., 1973a: Reconstrucción del paleoclima del yacimiento oligocénico de Sarreal (Tarragona), a través del estudio morfológico de los restos florales. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 71: 237-242.
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M., 1973b: Nuevas aportaciones a la sistemática y paleoecología de la flora oligocena de Sarreal (Tarragona). *Estudios geol.*, 29: 157-170.
- FISHER, W.L. y MCGOWEN, J.H., 1969: Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 53: 30-54.
- FRIEND, P.F., BRAZIER, S.A., CABRERA, L., FEISTNER, K.W.A. y SHAW, J., 1988-1989: Magnetic Reversal Stratigraphy in the Late Oligocene succession of the Ebro Basin, near Fraga, Province of Huesca, Northern Spain. *Cuad. Geol. Ibérica*, 12: 121-130.
- GALLOWAY, W. y HOBDAV, D., 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer Verlag, 403 pp., New York.
- GARCÍA, R., 1981: Depositional systems and their relation to gas accumulation in Sacramento Valley, California. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 65: 653-673.
- GAUDANT, J., 1982: *Prolebias catalaunicus* nov. sp.: une nouvelle espece de poissons cyprinodastidae de l'Oligocène de Sarreal (province de Tarragona, Catalogne). *Estudios Geol.*, 38: 95-102.
- GONZÁLEZ, A., 1989: *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y Cubetas Ibéricas Marginales*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza, 507 pp. Inédito.
- GONZÁLEZ, A., PARDO, G. y VILLENA, J., 1988: El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *Simposios del II Congr. Geol. España*: 175-184.
- GORIN, G., 1975: Etude palynostratigraphique des sédiments Paléogènes de la Grande Limoge (Massif Central, France). *Bull. B.R.G.M.*, 2 ser, 1/3: 147-181.
- GUIMERÀ, J., 1984: Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121: 413-420.
- GUIMERÀ, J., 1988: *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesi, Universitat de Barcelona, 600 pp. Inédito.
- GUIMERÀ, J. y ÁLVARO, M., 1990: Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*. (en prensa).
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. y WALTERS, R., 1982: *A geologic time scale*. Cambridge University Press., U.K., 131 pp.
- HELLER, P.L., ANGEVINE, L., WINSLOW, N.S., y PAOLA, C., 1988: Two phase stratigraphic model of foreland basins sequences. *Geology*, 16: 501-504.
- HOCHULI, P.A., 1984: Correlation of Middle and Late Tertiary sporomorph assemblages. *Paleobiol. Contin.*, 14(2): 301-314.
- HOMEWOOD, P., ALLEN, P.A. y WILLIAMS, G.D., 1986: Dynamics of the Molasse Basin of Western Switzerland. In: Ph. Allen and P. Homewood (eds). *Foreland basins. Spec. Publ. I. A. S.*, 8: 199-217.
- IGME., 1975: *Estudio geológico-minero del área lignitífera y uranífera de Calaf*. 117 pp. Inédito.
- IGME., 1985: *Prospección previa de lignitos en el área de Pinós-Molsosa (Lérida-Barcelona)*. 106 pp. Inédito.
- JOHNSON, N.M., JORDAN, T.E., JOHNSON, P.A. y NAESER, C.W., 1986: Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. In: Ph. Allen and P. Homewood (eds). *Foreland basins. Spec. Publ. I. A. S.*, 8: 63-76.
- JOHNSON, N.M., STIX, J., TAUXE, L., CERVENY, P.F. y TAHIRKHELI, R.A.K., 1985: Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonic implications of the Siwalik deposits near Cinji village, Pakistan. *Jour. Geology*, 93: 27-40.
- MALMSHEIMER, K. y MENSINK, H., 1979: Der geologische Aufbau des Zentralkatalanischen Molassebeckens. *Geol. Rundschau*, 121-162.
- MARÍN, A., 1932: Sondeos de investigación de las sales potásicas. Sondeos de la cuenca potásica española. *Bol. de Sondeos*, 3 (1): 29-99.
- MARTÍN, M., 1974: Sobre la petrogenesis de algunas litofacies españolas con fases urano-orgánicas. *Bol. Geol. Minero*, 85: 561-581.
- MARTÍNEZ, M.B. y POCOVÍ, A., 1988: El amortiguamiento frontal de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geol. Hispánica*, 23: 81-94.
- MUTTI, E., REMACHA, E., SGAVETTI, M., ROSELL, J., VALLONI, R. y ZAMORANO, M., 1985: Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group Turbidite systems, South Central Pyrenees. *6th European Reg. Meeting. Excursion Guidebook*, 521-576.
- OBERHÄNSLI, H. y ALLEN, Ph. A., 1987: Stable isotopic signatures of Tertiary lake carbonates, Eastern Ebro Basin, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 60: 59-75.
- ORTÍ, F., PUEYO, J.J. y ROSELL, L., 1985: La halite du bassin potassique sud-Pyrénéen (Eocène supérieur, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, (8) 1: 863-872.
- ORTÍ, F., ROSELL, L., UTRILLA, R., INGLÉS, M., PUEYO, J.J. y PIERRE, C., 1988: Reciclaje de evaporitas en la Península Ibérica durante el ciclo alpino. *II Congr. Geol. España. Comu-*



- nicaciones, 1; 421-424.
- PARDO, G., VILLENNA, J. y GONZÁLEZ, A., 1989: Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 2: 199-222.
- PARÉS, J.M., 1988: *Dades paleomagnètiques del NE de la placa Ibèrica: implicacions tectòniques*. Tesis, Univ. Barcelona, 378 pp.
- PARÉS, J.M., BANDA, E. y SANTANACH, P., 1988: Paleomagnetic results from the southeastern margin of the Ebro Basin (northeastern Spain): evidence for a Tertiary clockwise rotation. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 55: 267-282.
- PARRISH, J.T., ZIEGLER, A.M. y SCOTSE, C.R., 1982: Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol.*, 40: 67-101.
- PASCUAL, J.O. y PARÉS, J.M., 1990: Estudio preliminar de los materiales comprendidos en el tránsito Eoceno-Oligoceno en el borde SE de la Cuenca del Ebro. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, en prensa.
- PAYTON, C. (Ed.), 1977: Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 516 pp.
- PETERSON, J., 1988: *Dolomitization in thin bedded calcarenites of the Oligocene Los Monegros Group, SE Ebro Basin, Spain*. Thesis. Univ. California, Sta Bárbara. 79 pp.
- PETERSON, J. y CABRERA, L., 1989: Dolomitization in thin bedded calcarenites in the lacustrine Los Monegros Group Oligocene). Southeastern Ebro Basin, Spain. In: J.D. Cooper (ed.). *Cavalcade of Carbonates*. Vol. and Guidebook. *AAPG/SEPM Annual Meet. SEPM Field Trip*, 3: 135-144.
- POCOVÍ, A., MILLÁN, N., NAVARRO, J.J. y MARTÍNEZ, M.B., 1990: Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *Geogaceta*, en prensa.
- PUEYO, J.J., 1975: *Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Súria, Sallent y Balsareny (Barcelona, España)*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 350 pp. Inédito.
- PUIGDEFABREGAS, C., MUÑOZ, J.A. y MARZO, M., 1986: Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Ph. Allen and P. Homewood (eds.). *Foreland basins. Spec. Publ. I.A.S.*, 8: 229-246.
- QUIRANTES, J., 1978: Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. *Inst. «Fernando el Católico» (CSIC). Zaragoza. Tesis Doctorales*, 27: 207 p.
- RAYNOLS, R.G.M. y JOHNSON, G.D., 1985: Rates of Neogene depositional and deformational processes, north - west Himalayan foredeep margin, Pakistan. In: N.J. Shelling (ed.): *The chronology of the geologic record. Geol. Soc. London, Mem.*, 10: 297-311.
- REYNOLDS, S.A., GALLOWAY, W.E. y GLASFORD, J.L., 1989: Genetic stratigraphic sequences in non marine basins. *28 th Int. Geol. Congr. Washington, Abstracts*, 2: 691-692.
- RIBA, O., 1967: Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. *Acta Geol. Hispánica*. 1: 1-6.
- RIBA, O., 1973: Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol. Hispánica*, 8: 90-99.
- RIBA, O., 1976a: Syntectonic unconformities o Alto Cardener. Spanish Pyrenees: a genetic model interpretation. *Sed. Geol.*, 15: 213-233.
- RIBA, O., 1976b: Tectogènesis et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bul. Bureau Rech. Geol. Min.* I, 4: 383-401.
- RIBA, O., REGUANT, S., COLOMBO, F., BUSQUETS, P., VILAPLANA, M., ANADÓN, P., MARZO, M., RAMÍREZ, A., PUEYO, J.J. y WILLIAMS, R., 1975: Le Bassin Tertiaire Catalan Espagnol et les gisements de potasse. *IX<sup>e</sup> Cong. Int. Séd., Excursion Guidebook*, 84 pp.
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENNA, J., 1983: Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. *IGME. Libro Homenaje a J. Ríos*, t. II: 131-159.
- ROBLES, S., 1982: Estudio comparativo del sistema aluvial del borde suroccidental de Los Catalánides en la transversal de Prat del Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de Pobla de Segur (Prepirineo de Lérida). *Acta. Geol. Hispánica.*, 17: 255-269.
- ROBLES, S. y ARDEVOL, L., 1983: Modelo de interacción sedimentaria entre un complejo de abanicos aluviales y un sistema lacustre. *Comunicaciones al X Congr. de Sedimentología*. Menorca, 1: 80-93.
- SÁEZ, A., 1987: *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. Publicacions de la Univ. de Barcelona, ed. microficha, 353 pp.
- SÁEZ, A., INGLÉS, M. y PUEYO, J.J., 1988: Asociaciones de minerales de la arcilla en depósitos fluvio-lacustres paleógenos del NE de la Cuenca del Ebro. *Com. II Congr. Geol. España*, 1: 193-196.
- SÁEZ, A. y RIBA, O., 1986: Depósitos aluviales y lacustres paleógenos del margen pirenaico catalán de la Cuenca del Ebro. In: P. Anadón, and L. Cabrera, eds. *Guía de las Excursiones del XI Cong. Esp. de Sedimentol.*, 6: 29 pp.
- SÁEZ, A. y SALVANY, J.M., 1990: Las formaciones evaporíticas de Barbastro y Puente La Reina (Eoceno superior - Oligoceno basal de la Cuenca Surpirenaica). In: F. Ortí y J.M. Salvany (eds.). *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. ENRESA - Dept. Geop. Prosp. Petrol. U. Barcelona, 100-105.
- SAINZ DE SIRIA, A., 1988: Els cormòfits. In: J. Gallemí (Ed.): *Registre fòssil. Història Natural dels Països Catalans*, 15: 151-196. Enciclopèdia Catalana S.A., Barcelona.
- SCHMIDT-KITTLER, N., 1987: European reference levels and correlation tables. International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene - Mainz, February 18th - 21st 1987. *Münchner Geowiss. Abh.* (A), 10: 15-19.
- SHACKLETON, N.J., 1984: Oxygen isotope evidence for Cenozoic climatic change. In: *Fossils and climate*. P. Brenchley ed. J. Wiley & Sons Ltd., New York, 27-33.
- SOLÉ DE PORTA, N., 1988: Les espores i el pol.len. In: J. Gallemí (Ed.): *Registre fòssil. Història Natural dels Països Catalans*, 15: 145-149. Enciclopèdia Catalana S.A., Barcelona.
- SOLÉ DE PORTA, N. y PORTA, J., 1982: Contribución a la palinología del Oligoceno en la región de Calaf (Barcelona). *Acta Geol. Hispánica*, 14: 351-353.
- TRUYOLS, J. y CRUSAFONT, M., 1961: Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tárrega. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 61: 99-108.
- UTRILLA, R., 1989: *Les composicions isotòpiques ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{34}S$ ) del sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i les Illes Balears*. Tesis Univ. Barcelona, 276 p. Inédito.
- UTRILLA, R., 1990: Composición isotópica de los sulfatos cálcicos del Terciario de la Cuenca del Ebro. In: F. Ortí y J.M. Salvany (eds.). *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y*

*cadena periférica y de la zona de Levante. (en prensa).*

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. y THOMPSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative change of sea level from coastal onlap. *In: Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration. Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 26: 63-81.

VERGÉS, J., MUÑOZ, J.A. y MARTÍNEZ, A., (en prensa): South Pyrenean Fold-and-Thrust Belt: Role of foreland evaporite levels in thrust geometry.

WEISS, H., 1980: *Sedimentologie Fluviatiler und Lakustrischer Ablagerungen im Oligozän des Östlichen Ebrobeckens (Spanien)*. Tesis doctoral. Univ. de Berna, 144 pp. Inédito.

WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S., POSAMENTIER, H.N., ROSS, C.A. y VAN WAGONEER, J.C., (eds), 1988: Sea level changes: an interpretative approach. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 42: 407 pp.

WILLIAMS, R.C., 1975: *Fluvial deposits of Oligo-Miocene of Southern Ebro Basin, Spain*. Ph. Tesis, University of Cambridge, 220 pp.