

Departamento de Geología Dinámica
Facultad de Geología
Universidad de Barcelona

**Estratigrafía y Sedimentología de las
Formaciones lacustres
del tránsito Eoceno-Oligoceno
del NE de la Cuenca del Ebro**

Alberto SAEZ RUIZ

Barcelona, 1987

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

3.2.3. Secuencias de litofacies del Mb. Yesos de Sallent

En el Miembro Sallent (fig. 19) se distinguen dos tipos de secuencias de litofacies que se encuentran representados en la figura 18 :

1. Lg ----> Yg
2. Lg ----> Ye ----> Yl

El primer tipo de secuencias corresponde a situaciones en las que a la llanura lutítica (Lg) llegan esporádicamente corrientes acuosas tractivas de baja energía. Estas corrientes arrastran material yesífero arenoso (Yg) que previamente habría sido depositado por deflacción eólica en las zonas marginales de las lagunas salinas efímeras.

El transporte tractivo de material yesífero puede ir acompañado de un transporte similar de material terrígeno arenoso. De esta manera, es frecuente encontrar, asociados a los niveles de gipsarenitas, niveles poco potentes de arenisca fina (fig. 18). Que las corrientes acuosas transporten material terrígeno o evaporítico, dependerá en cada caso de la distribución y composición de los sedimentos acumulados en los sectores por donde pasan y erosionan las corrientes.

El segundo tipo de secuencias que se registra en el Mb. Sallent corresponde a situaciones en que la llanura lutítica queda cubierta, de manera rápida, por una delgada lámina de agua. Inicialmente, en el fondo de la laguna formada, se desarrollan tapices algales de tipo Microcoleus, cuyo crecimiento alterna con episodios de precipitación de cristales de yeso (facies Ye). Si se produce un incremento en el espesor de la lámina de agua, los depósitos del fondo de la laguna evolucionan a un crecimiento y precipitación intersicial simultáneos de tapices de cianobacterias y cristales de yeso respectivamente (facies Yl).

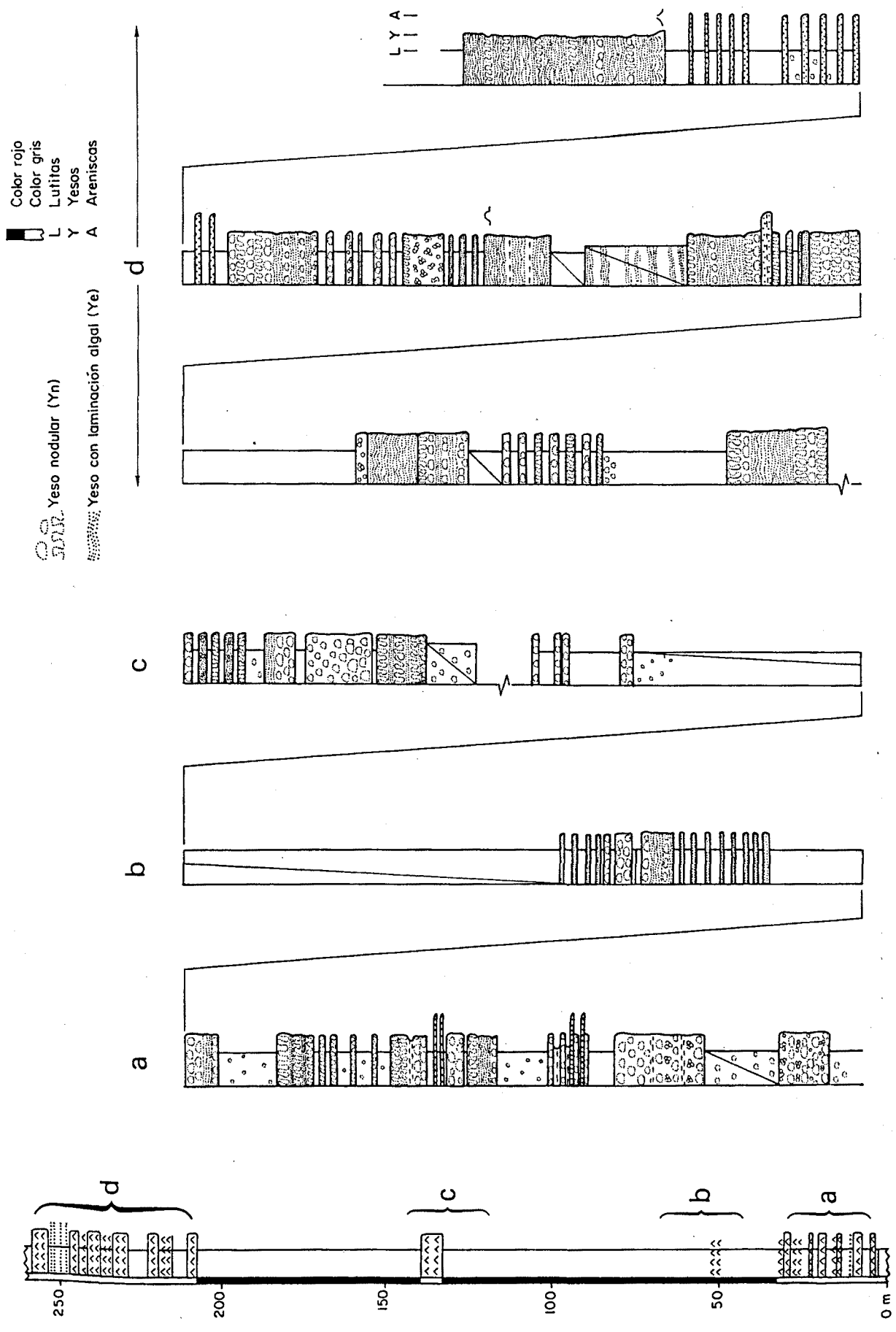


Figura 19: Perfil estratigráfico de detalle del Miembro Yesos de Copons. realizado al N

3.2.4. Secuencias de la Fm. Barbastro (s.e.) y el Mb. Copons

Tanto en el cuerpo principal de la Fm. Barbastro como en el Mb. Copons (fig. 19) se registran tres tipos de secuencias de litofacies representadas en la figura 16:

1. Lg ----> Yn
2. Lg ----> Yl
3. Lg ----> Yn ----> Yl ----> Yn

El primer caso ya ha sido explicado para los ciclos idénticos del Miembro Artesa.

Las secuencias del segundo tipo corresponden a situaciones de ascenso rápido del nivel freático hasta formar una lámina de agua libre. Este último estadio es estable durante un período variable de tiempo en el que se depositan las facies de yeso laminado (Yl) por interacción de procesos de crecimiento algal, de precipitación evaporítica y deposición detrítica. Posteriormente el nivel freático desciende con parecida brusquedad con la que ascendió, sin dar ocasión a la formación intersticial de yeso nodular.

El tercer tipo de secuencias implica episodios de ascenso y descenso del nivel freático más lentos que en el caso anterior. Durante el ascenso y descenso del nivel freático, cuando este se sitúa a una altura inferior y próxima la superficie, se producen condiciones de bombeo evaporítico en las que las que se forman intersticialmente horizontes de yeso nodular (Yn).

3.3. DEPOSITOS LACUSTRES CARBONATADOS CON NIVELES DE CARBON ASOCIADOS. LA CUENCA LIGNITIFERA DE CALAF

3.3.1. Introducción

Los sistemas lacustres y las áreas pantanosas asociadas son contextos potencialmente apropiados para el desarrollo de depósitos de carbón (FALLINI, 1965; HACQUEBARD y DONALDSON, 1969; TEICHMULLER y TEICHMULLER, 1982; BUSTIN y otros, 1985). Muchos de los casos estudiados se refieren a carbones límnicos desarrollados en lagos y/o zonas pantanosas relacionados con abanicos aluviales (HEWARD, 1978), con sistemas fluviales (ETHRIDGE y otros, 1981; FLORES, 1981; GERSIB y McCABE, 1981; FLORES y HANLEY, 1984; NURKOWNSKI y RAHMANI, 1984; FIELDING, 1984;) y/o con sistemas deltaicos lacustres (SURDAM y WOLFBAUER, 1975; AYERS y KAISER, 1984; LI-SITIAN y otros, 1984). La mayor parte de las cuencas con carbones límnicos en capas explotables, son el resultado de una subsidencia local continuada en contextos limitados por fallas (por ejemplo HEWARD, 1978; WEHMEYER y otros, 1986; WHATELEY, 1986). Los depósitos de carbón en las cuencas lacustres son en general poco potentes y antieconómicos, aunque en algunos casos pueden constituir rocas madre importantes tanto de petróleo como de gas (RAHMANI y FLORES, 1984).

Si bien los contextos tectónicos finales de antepais, como el caso de la cuenca oligocena del Ebro, son potencialmente idóneos para el desarrollo de series con carbón (TEICHMULLER y TEICHMULLER, 1982; GALLOWAY y HOBDDAY, 1983), factores sobretodo tectonosedimentarios impiden en la cuenca oligocena de Calaf el desarrollo de niveles de carbón extensos y potentes. Estos factores afectan esencialmente a la altura y estabilidad del nivel freático que, a su vez, es uno de los factores más importantes que controlan la acumulación de turba (TEICHMULLER y TEICHMULLER, 1982; GALLOWAY y HOBDDAY, 1983; BUSTIN y otros, 1985).

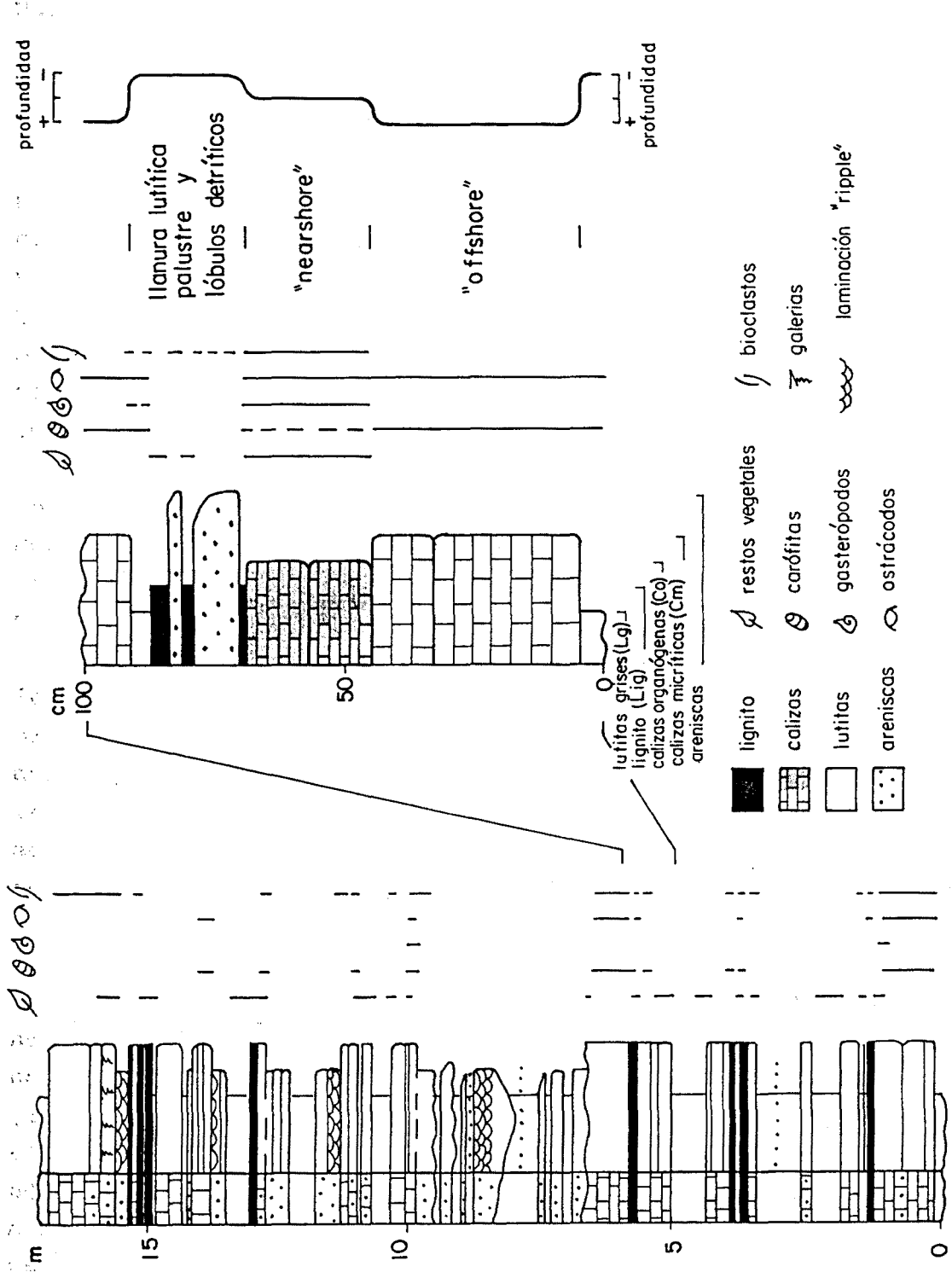


Figura 20: Perfil de un tramo de la Fm. Calaf cerca de Cal Rutes (al NE de Calaf). Se detalla e interpreta una de las secuencias de somerización lacustre que involucra niveles de carbón.

3.3.2. Secuencias de litofacies e interpretación

Las cinco litofacies de origen lacustre-palustre presentes en los depósitos de la Formación Lignitos de Calaf (Cm, Co, Lo, Lg y Lig) muestran una tendencia general a ordenarse secuencialmente. Las secuencias tienen normalmente una potencia inferior a un metro (fig. 20).

La secuencia más completa o ideal que puede encontrarse está constituida, de base a techo, por los siguientes términos litofaciales:

Cm ---> Co ---> Lo ---> Lig ---> Lg

Normalmente, las secuencias se muestran incompletas, faltando uno o varios términos de la secuencia ideal. Los tipos más frecuentes de secuencias incompletas, por orden de abundancia son:

1. Cm ---> Co ---> Lg
2. Cm ---> Co
3. Cm ---> Lg
4. Cm ---> Co ---> Lig
5. Lg ---> Lo ---> Lig

En los afloramientos de la Fm. Calaf se observa como estas secuencias suelen agruparse en la vertical, formando paquetes de materiales grises. Los paquetes tienen potencias de escala métrica a decamétrica y extensiones laterales kilométricas, intercalándose entre materiales detríticos rojos. En cambio, al Suroeste de Calaf (zona de Pujalt), los sondeos indican que la Fm. Calaf (400 m de potencia) se formó bajo unas condiciones persistentes de sedimentación lacustre-palustre.

El paso de los tramos o niveles grises carbonatados a los sedimentos detríticos rojos inmediatamente superiores, se realiza a través de lutitas grises (Lg) en los que progresivamente hacia su techo, aparecen manchas de coloración rojiza, hasta acabar siendo esta la tonalidad uniforme del nivel. El paso de niveles detríticos rojos (Lr) a carbonatados grises se realiza de manera inversa, mostrando las lutitas rojas un incremento en manchas grises de reducción hacia el techo, hasta ser gris el color dominante de las lutitas. Estos pasos se realizan en una potencia de material variable, normalmente de sólo algunos centímetros, sin ruptura sedimentaria aparente.

Dentro de cada secuencia elemental de litofacies, la potencia y el tipo de contacto de los términos entre sí varían. Así, el paso de (Cm) a (Co) puede ser gradual, de manera que los niveles de calizas micríticas se oscurecen gradualmente, aumentando el porcentaje de fragmentos de conchas de gasterópodos de manera progresiva hacia techo (foto 4, lámina 12). Sin embargo, las secciones pulidas de niveles calizos muestran como, en más casos de los inicialmente observables en los afloramientos, el paso de una a otra facies se realiza bruscamente, de manera que la facies organógena (Cm) erosiona ligeramente a la facies (Co) (foto 3, lámina 12). La potencia de los niveles de calizas de facies micrítica (Cm) suele ser más de tres veces superior a la potencia de los niveles de facies organógena (Co) dentro de una misma secuencia.

El paso de la facies (Co) a (Lo) suele ser gradual, de manera que los componentes orgánicos e inorgánicos de la facies (Co) van perdiendo progresivamente su matriz micrítica y cementación, hasta pasar a ser un sedimento lutítico poco o nada compacto ni cohesivo (Lo). El horizonte de facies (Lo) suele tener una potencia similar o inferior a la que posee el de facies (Co), en una misma secuencia, no siendo superior en ningún caso a algunos centímetros.

El paso de la facies (Lo) a la (Lg) se realiza igualmente de forma gradual, disminuyendo el porcentaje de bioclastos y materia orgánica en general. La potencia de (Lg) en cada secuencia es variable, normalmente representando la mitad o más del espesor total de la secuencia.

El paso de la facies (Lo) a la facies (Lig) y viceversa suele ser brusco. Los niveles de lignito muestran contactos netos, aunque la frecuente presencia de desarrollos edáficos afectando las lutitas grises (Lg) inmediatamente inferiores (foto 1, lámina 15) indica el carácter no estrictamente erosivo de los niveles de lignito.

Según la interpretación que de cada litofacies se hace en el capítulo anterior y teniendo en cuenta el ordenamiento de los términos dentro la secuencia más completa, se interpreta cada una de éstas como una secuencia de progresiva somerización o colmatación de lago somero que, en bastantes casos, tiende a evolucionar a turbera.

Las secuencias incompletas muestran, igualmente, una tendencia somerizante. La falta de ciertos términos responde a diferentes factores en cada caso. La ausencia de las litofacies organógenas (Co, Lo y Lig) puede indicar que la influencia detrítica ejercida sobre determinados sectores litorales y marginales de los lagos, fue lo suficientemente importante como para impedir el normal crecimiento y acumulación vegetal, de manera que los sedimentos de aquellos sectores lacustres y palustres no se enriquecieron en materia orgánica.

Desde otro punto de vista, una rápida retracción de la lámina de agua de los lagos, debido a una disminución en la relación "aportes hídricos"/"aportes terrígenos", influiría negativamente en la formación de facies organógenas litorales y/o marginales en los lagos de la Fm. Calaf.

Además de los factores inhibidores de la formación de turberas, pueden darse procesos de ámbito local que intervingan en la destrucción de la materia orgánica ya producida como, por ejemplo, la erosión de la turba al paso de corrientes fluvial o también, siendo más difícil de comprobar, la oxidación de la materia vegetal muerta, a falta de un enterramiento rápido y anaeróbico de ésta. En el caso de los depósitos de la Fm. Calaf, se ha podido comprobar puntualmente como algunos niveles de lignito se muestran localmente erosionados por cuerpos arenosos erosivos (foto 3, lámina 15).

3.3.3. Los depósitos de carbón del area de Calaf

3.3.3.1. Introducción

Los niveles de carbón intercalados en la Fm. Calaf constituyen, en el área próxima a esa localidad, parte de las reservas explotables de carbón en materiales terciarios de la parte catalana de la Cuenca del Ebro. Las reservas de lignito de la cuenca minera de Calaf ascienden a unos 250 millones de toneladas métricas, repartidas en 12 capas con grosores potencialmente explotables en una buena parte de su extensión (CLOSAS, 1948; IGME, 1975b).

En este apartado trataremos únicamente las características de los depósitos de carbón de la Fm. Calaf. A pesar de esto, no hay que olvidar que en el sector oriental del área estudiada, existen niveles delgados de lignito, de potencia centimétrica y extensión lateral hectométrica, intercalados de forma dispersa, entre los depósitos de las formaciones de Artés, Solsona y Castelltallat. De estos indicios de carbón, recogidos en los informes de IGME (1985 y 1986), destacan el nivel de carbón de la "Costa de la Vila" cerca de Santpedor (fig. 56) que no llega a superar los 30 cm de potencia. Otros indicios

significativos son los de las cercanías de St. Mateu de Bages (fig. 54) y el que se recoge en la serie de Fonollosa (fig. 48), no superando ningún nivel los 15 cm de potencia en superficie.

El contexto paleoambiental en que se generaron estas pequeñas acumulaciones de carbón fue relativamente similar al que propició la formación de los depósitos de la Fm. Calaf. La diferencia principal reside en que las áreas lacustres en aquellos casos ocupaban áreas más proximales dentro de los sistemas aluviales tanto pirenaico como catalánide, y por tanto la estabilidad de los lagos que generaron los depósitos de carbón fue posiblemente menor.

La limitada entidad de las reservas de la llamada por MAURETA y THOS (1881) "Cuenca carbonífera de Calaf", junto con las dificultades que supone su explotación en un área con pequeños pero abundantes accidentes tectónicos, ha motivado que la explotación minera del carbón, iniciada a mediados del siglo pasado, haya sido inconstante y a nivel familiar. En la actualidad, dos pequeñas empresas explotan, en galería y a cielo abierto, los lignitos de la Fm. Calaf centrandose, respectivamente, sus labores en las cercanías de las localidades de Aleny y Sant Martí de Sesgeioles. Hasta hace unas décadas también se explotaban los lignitos de la zona de "Milhomes", situada en el flanco N del anticlinal de Súria, entre las localidades de Súria y Calaf. Estos lignitos forman parte del extremo más oriental del afloramiento de la Fm. Calaf.

La concentración de elementos radioactivos en los lignitos de Calaf motivó que, a mediados de los años setenta, se emprendieran por parte del IGME dos campañas de sondeos de investigación con el fin de evaluar las reservas energéticas de la cuenca.

Los datos de estas dos campañas de perforación (IGME, 1975), junto con los de trabajos anteriores relacionados con la Cuenca lignífera de Calaf (CLOSAS, 1948; LARRAGAN y otros, 1951; MARTIN, 1974) constituyen la base sobre la que se ha desarrollado este apartado, que trata de establecer los factores que intervienen en la génesis y acumulación de los depósitos de carbón de la Fm. Lignitos de Calaf.

3.3.3.2. Características de los carbones

Los depósitos de carbón de la Fm. Calaf pueden clasificarse como lignitos duros brillantes o carbones (negros) sub-bituminosos según se tenga en cuenta la sistemática germánica o anglosajona respectivamente. En cualquier caso, por su poder reflector, se trata de carbones maduros con un índice de reflectividad media del 0,5 %.

Para carbón base, el poder calorífico es relativamente alto, variando entre 6400 y 7042 Kcal/Kg (MARTIN, 1974). Para muestras sin eliminación de estériles, el poder calorífico es mucho menor, variando su valor según los autores: entre 2000 y 3500 Kcal/Kg (IGME, 1975b) 4360 Kcal/Kg (CLOSAS, 1948) y entre 4500 y 5000 Kcal/kg según RAMIREZ y otros (1975a) y LARRAGAN y otros (1951).

El contenido en azufre del carbón es muy alto, entre el 2,98 y el 8,36 %. El contenido en cenizas, previa separación de estériles, también alcanza valores importantes, entre el 16,46 y el 24,18 % (MARTIN, 1974). La mayoría de las muestras estudiadas por IGME (1975 b) indican valores de humedad bajos, inferiores al 10 %, y entre un 25 y 35 % de volátiles. El contenido medio de materia orgánica de los carbones se sitúa, para muestras sin estériles, en porcentajes del 50 al 60 %, y el de Carbono entre el 70 y 75 %.

En la mayoría de los niveles de lignito el contenido de U_{20} oscila entre las 50 y 400 ppm, aunque en casos aislados se pueden superar incluso contenidos de 1500 ppm (IGME, 1975). La relación entre el contenido de U_{20} y de materia orgánica en los niveles de lignito es directa.

Con objeto de poder extraer el máximo de conclusiones acerca de la génesis de los lignitos de Calaf, se destacan a continuación los aspectos más interesantes referidos a la composición petrográfica de estos, según (MARTIN, 1974):

"Los lignitos de Calaf se componen esencialmente de eu-ulminita y telogelinita del grupo maceral huminita. Se trata de sustancias maderosas más o menos fragmentadas que han madurado en la cuenca hasta un alto grado de gelificación dentro de la etapa de los lignitos. En proporción accesoria aparece eu-gelinita formada a partir de productos ligno-celulósicos originariamente geliformes. También aparecen otros macerales de los grupos de la exinita e inertinita, si bien siempre en muy pequeña proporción. Del primer grupo se han localizado crasiesporas, cutinita y resinita. Del grupo de la inertinita se han identificado fusinita, semifusinita y esclerotinita, esta última en forma de hongos monovaculares y multivacuolares. Los esclerocios de hongos corresponden a fungivacuolitas y a Sclerotites brandoniamus."

"La disposición, en conjunto de los componentes orgánicos e inorgánicos es bandeada, los horizontes más claros y homogéneos corresponden a eu-ulminita o cripto-telogelinita y las bandas más complejas, heterogéneas y porosas presentan además los productos geliformes, los macerales de los grupos exinita e inertinita y los componentes estériles."

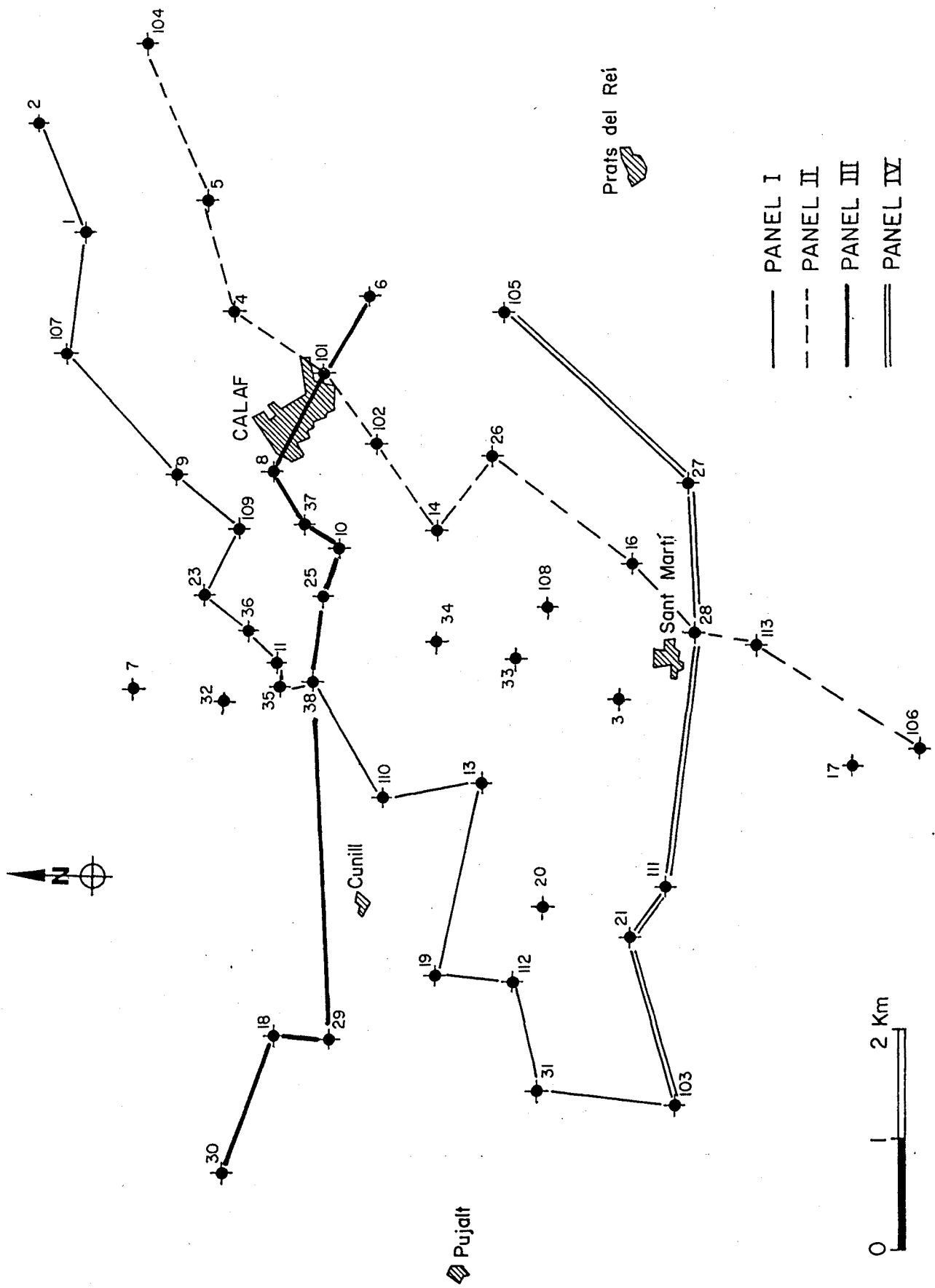


Figura 21: Mapa indicando la posición de los sondeos de prospección de lignito de la zona de Calaf (IGME 1975b) y de los paneles de correlación de sondeos (figuras 33 a 36).

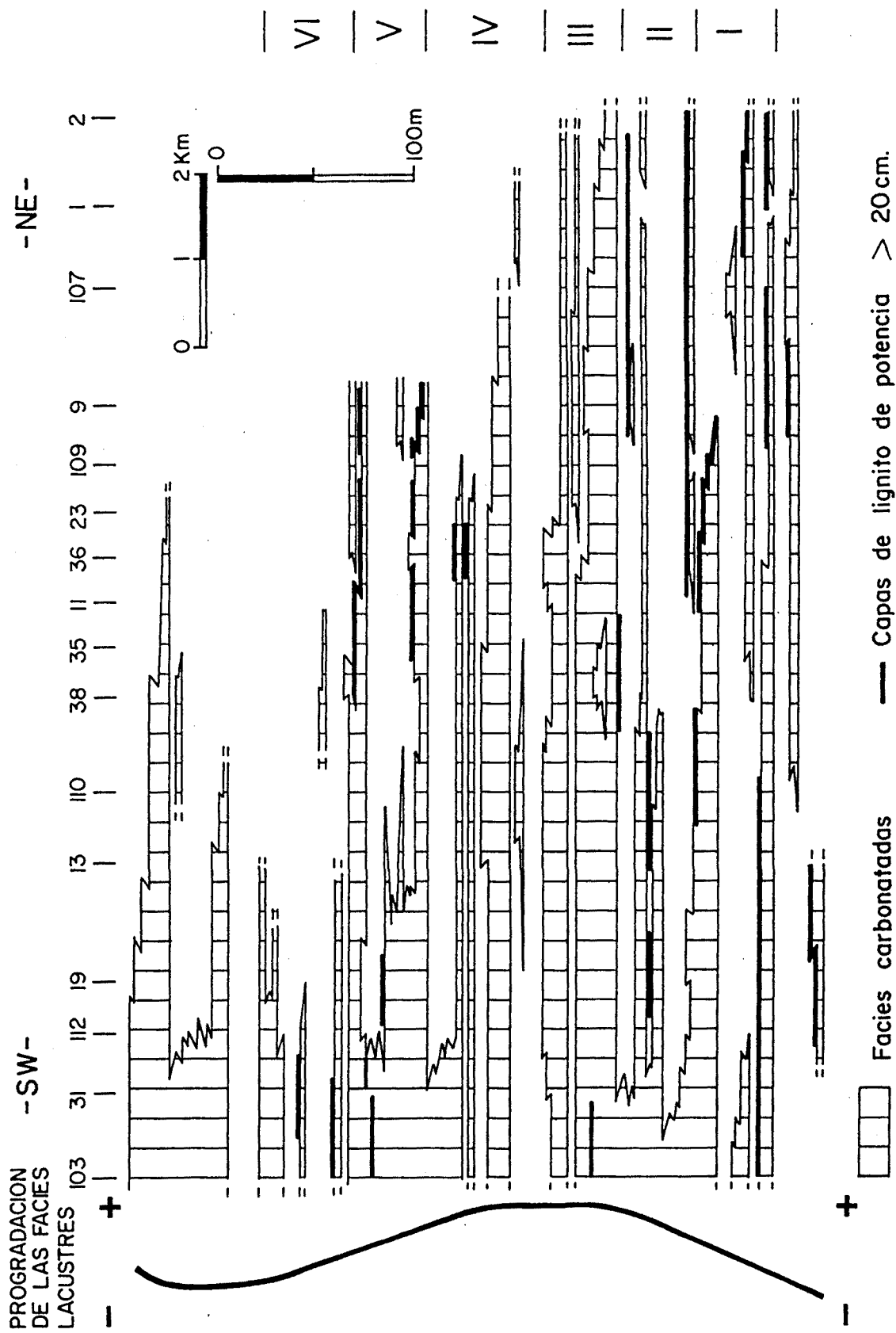


Figura 22: Corte esquemático del tramo con niveles de carbón de la Fm. Calaf, construido a partir de la correlación de sondeos de la zona de Calaf (PANEL I, fig. 21). Se muestran las relaciones entre las facies lacustres.

PROGRADACION
DE LAS FACIES
LACUSTRES

-NE-

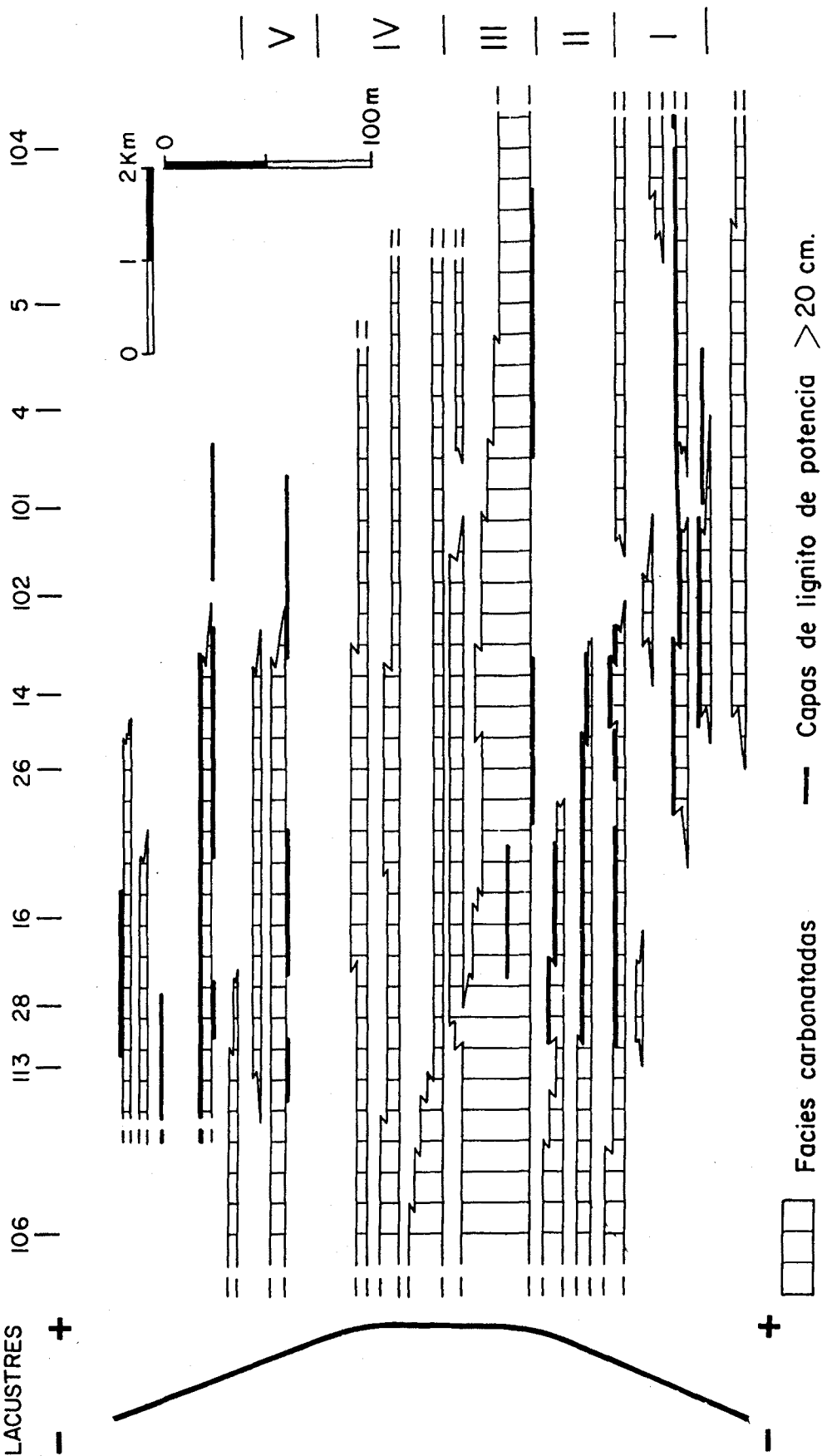


Figura 23: Corte esquemático del tramo con niveles de carbón de la Fm. Calaf, construido a partir de la correlación de sondeos de la zona de Calaf (PANEL II, fig. 21). Se muestran las relaciones entre los tramos lacustres carbonatados y los principales niveles de carbón.

"Los niveles de lignito de la Fm. Calaf concentran uranio que se asocia fundamentalmente a los constituyentes orgánicos. Existe una relación directa entre el contenido de materia orgánica y el de uranio; el Ra sin embargo, se concentra preferentemente en los minerales inorgánicos asociados".

"Dentro de los componentes orgánicos, la mayor proporción de U se encuentra preferentemente asociada a los ácidos húmicos y componentes minerales inorgánicos en las fracciones con tamaños de grano entre 100 y 250 micras; mientras que la proporción de U en ceras, resinas, productos bituminosos, fusinitas, cutículas, esporas y esclerocios es escasa. El U existente en las substancias húmicas activas de los lignitos no se encuentra en forma de mineral sino en fase urano-orgánicas."

3.3.3.3. Distribución y tendencias acumulativas del carbón

Los depósitos lacustres con niveles de lignito intercalados de la Fm. Calaf, ocupan una extensión total de unos 85 km², aunque el porcentaje de lignito únicamente representa una pequeña parte de la composición litológica de la serie lacustre, inferior al 5 %.

La escasa extensión lateral de los afloramientos impide el control en superficie de la potencia y continuidad lateral de las capas de carbón. Sin embargo, el estudio de los testigos de sondeo indica que los niveles aislados de carbón alcanzan una potencia máxima de 80 cm, teniendo la mayoría de los niveles un espesor entre 5 y 30 cm. La correlación de los sondeos (figs. 22 y 23 y 33 a 36) muestra una continuidad lateral superior a los 5 cm para cada una de las capas de lignito más potentes.

En las campañas de perforación del IGME se realizaron un total de 52 sondeos, distribuidos de manera irregular en un área de 80 km², centrada en el triángulo que forman las poblaciones de Calaf, Cunill y St. Martí de Sesgeioles (fig. 21). El total de metros perforados a testigo continuo fué de 12724 m.

Con objeto de conocer la distribución de los depósitos de carbón en el área y formación de Calaf se ha llevado a cabo la correlación estratigráfica de las columnas de la mayor parte de los sondeos (figs. 33 a 36). Esta correlación se ha realizado utilizando como niveles guía, los tramos carbonatados más potentes y extensos lateralmente; para distancias de correlación cortas se han utilizado también, como niveles de referencia, las capas más potentes y continuas de lignito.

Para la correlación se han descartado los sondeos que atraviesan materiales fracturados, y también aquellos emplazados en zonas alejadas del área con mayor densidad de perforaciones.

Una vez efectuada la correlación de los sondeos, se ha dividido una buena parte de la potencia total de la Fm. Calaf (aproximadamente los 200 m centrales) en cinco tramos de potencia lo más parecida posible. El objeto de esta subdivisión es el de conocer la evolución de las facies lacustres en el espacio y en el tiempo. Los límites de cada tramo se establecen siguiendo la base o techo de los niveles guía más seguros. En los sondeos en que estos niveles se acuñan o aumentan significativamente de potencia, los tramos se delimitan aplicando la potencia media del tramo, siendo ésta la de los sondeos con espesor y posición de los niveles guía más constantes.

El estudio por tramos, se ha efectuado sobre aquella parte de la potencia de la Fm. Calaf que se ha podido correlacionar en un mayor número de sondeos, una treintena como término medio en cada tramo.

Para cada tramo bien delimitado y para cada sondeo se han establecido, por medida directa, los porcentajes de las distintas litologías distinguidas en las columnas de sondeo: lignito, calizas, lutitas y arenitas. Los datos obtenidos por tramos y sondeos se exponen en el apéndice 2.

A partir de los porcentajes de potencia total acumulada de cada litología y para cada uno de los tramos, se han elaborado sendos mapas de isolíneas de porcentajes. El tratamiento informático seguido para construir los mapas se detalla en el apéndice 2.

Los mapas de isoporcentajes de calizas y lignito de cada uno de los cinco tramos han sido superpuestos en la figura 24. Asimismo, se superponen las áreas que corresponden a los máximos porcentajes de arenitas señalando, de forma interpretativa, la dirección de los aportes. De esta manera, es posible conocer la relación espacial de los puntos de máxima acumulación de carbón con la sedimentación carbonatada lacustre y terrígena aluvial. Cada tramo muestra distintos porcentajes litológicos y también distinto reparto espacial de éstos, por lo que ha sido necesario un análisis específico tramo a tramo de las características litológicas de sus implicaciones sedimentológicas:

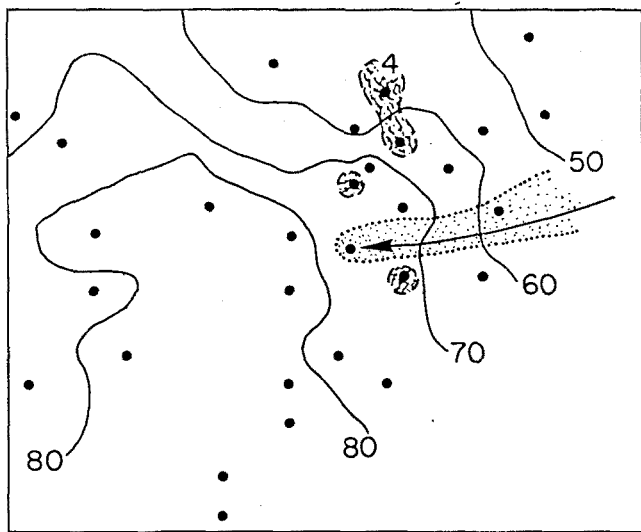
TRAMO I

El tramo I, el más inferior de los considerados, tiene una potencia media de 34,6 m. Se ha podido correlacionar en 28 sondeos diferentes, distribuidos de manera regular excepto en el sector SW del área considerada, donde la falta de puntos de control, impide la prolongación de las isolíneas,

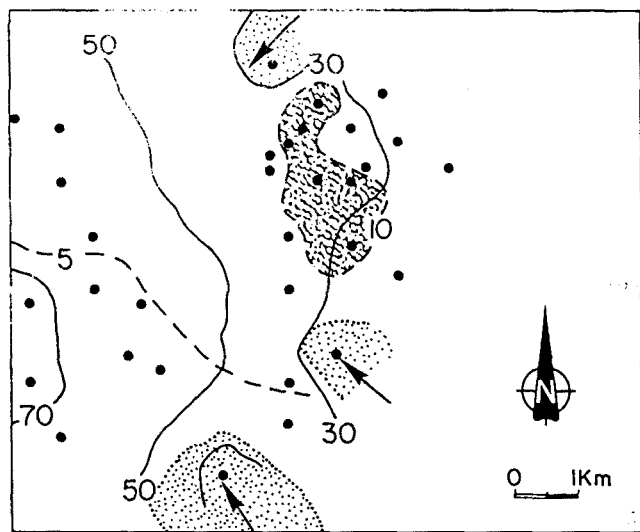
Comparado con otros tramos, el tramo I muestra valores medios para los máximos porcentajes de carbonato (sólo en cinco sondeos se supera el 30 % y excepcionalmente en uno se alcanza el 51 %). Los porcentajes de carbonato aumentan progresivamente de NE a SW. Los materiales detríticos gruesos (arenitas) alcanzan los mayores porcentajes (entre el 25 y 35 %) en los sectores NE y SW del área tratada.

Los depósitos de carbón se encuentran bastante repartidos, ocupando una superficie extensa. Esta superficie coincide con la que corresponde porcentajes bajos y medios de carbonato (entre el 10 y el 30 %). Los máximos porcentajes de carbón (7 a 9 %) se localizan en la parte central más septentrional del área.

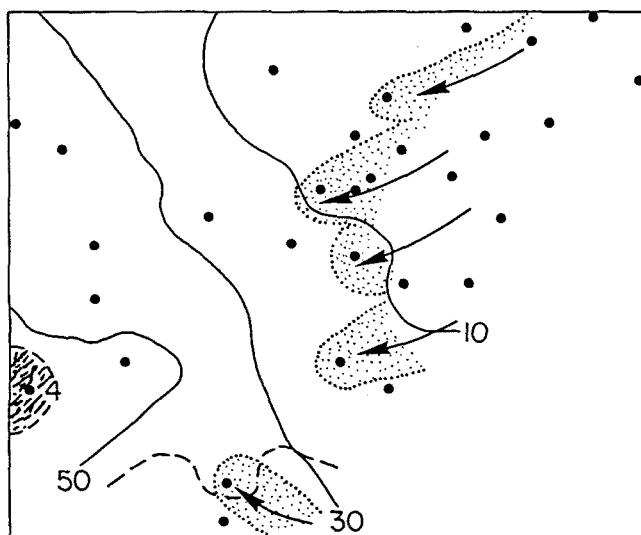
El reparto de las litologías indica que, durante el período de tiempo que corresponde a la deposición del tramo I, en el área de Calaf se dieron episodios lacustres de moderada persistencia, mayor en el sector SW (más del 40 % de carbonatos). Los rápidos episodios de expansión lacustre alternaban con otros de retrogradación e invasión de las áreas lacustres por materiales terrígenos de origen fluvial. Los depósitos de carbón se generan en los períodos de mayor estabilidad lacustre, en los cinturones marginales de los lagos y, dentro de estos, en los sectores más protegidos de influjo detrítico.



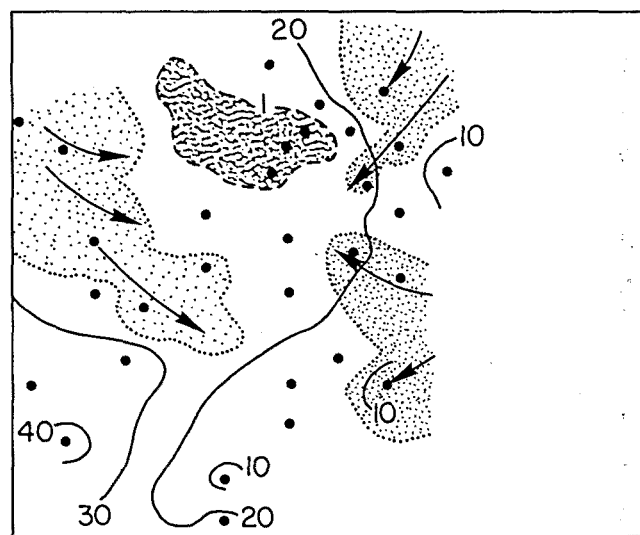
TRAMO III



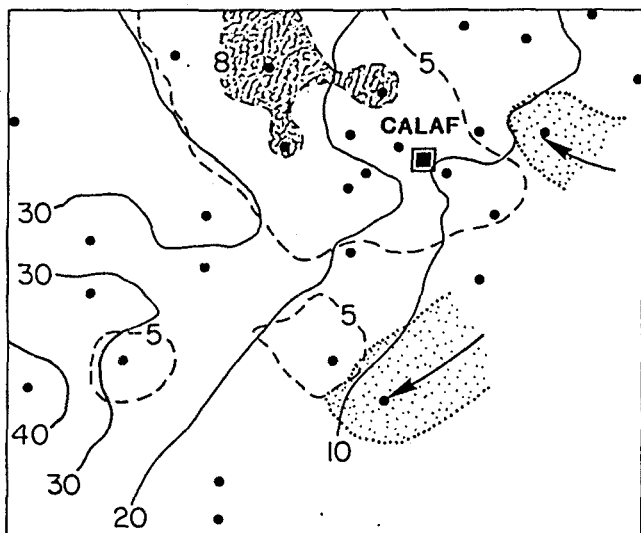
TRAMO V



TRAMO II



TRAMO IV



TRAMO I







-  20 Isolíneas del porcentaje acumulativo de carbonatos
-  10 Isolíneas del porcentaje acumulativo de carbon
-  Máxima acumulación de carbón
-  Máxima acumulación de areniscas
-  Direcciones deducidas de los aportes terrigenos
-  Puntos de control (sondeo)

Figura 24: Mapas de porcentajes litológicos de la zona de Calaf mostrando la evolución en la acumulación del carbón. Se sobreimponen los principales depocentros de areniscas, carbonatos y carbón con objeto de resaltar los rasgos evolutivos de la cuenca.

TRAMO II

El tramo II, situado inmediatamente por encima del tramo I, tiene una potencia media de 34 m. Se ha correlacionado en 30 sondeos, distribuidos con densidad desigual en una franja que atraviesa en diagonal el área de Calaf de NE a SW.

Los porcentajes de carbonato se incrementan progresivamente de NE a SW, desde cero a valores superiores al 50 %. Los porcentajes de arenitas alcanzan valores bajos en el sector NW y máximos (del 30 al 40 %) en los sectores central y NE del área considerada; de esta manera, la dirección principal de los aportes detríticos debió ser de NE a SW.

Comparados con los del tramo I, los porcentajes de lignito del tramo II son bajos. Estos porcentajes se reparten en el cuadrante SW del área considerada, alcanzándose dos máximos del 4 % en el extremo SW y NE de este cuadrante, que coinciden con porcentajes máximos y medios de carbonatos respectivamente.

El reparto cuantitativo de litofacies del tramo II indica que, después del período de sedimentación del tramo I, en el área de Calaf siguieron produciéndose rápidas expansiones lacustres a partir del sector SW del área. Sin embargo, a diferencia del tramo I, durante la deposición del tramo II los aportes terrígenos totales aportados a la cuenca lacustre son enormemente elevados (hasta del 100 % en el sector NE). Estos aportes terrígenos ejercen un estricto control de la producción de materia orgánica, ya que invaden muy frecuentemente los cinturones marginales de los lagos, que son las áreas de mayor producción orgánica y por tanto para la formación de turberas.

TRAMO III

El tramo III tiene una potencia media de 38,5 m. Se ha podido correlacionar en un total de 32 sondeos distribuidos en el área de Calaf de manera similar a lo que lo están los del tramo II.

Los porcentajes de carbonatos en el tramo III son los más altos de los tramos considerados, siendo en todos los sondeos superiores al 45 %. El porcentaje de calizas aumenta gradualmente hacia el SW, alcanzando valores máximos (superiores al 80 %) en una amplia zona.

Las cantidades de arenitas son mínimas (inferiores al 7 %), por lo que la mayor parte del material terrígeno presente es de tamaño lutita. Aunque poco significativo, el máximo de los aportes detríticos gruesos procede del E y alcanza la zona central del área considerada.

Los porcentajes de lignito indican una presencia media a baja de éste. Los máximos (entre el 4 y 5 %) se sitúan en los sectores centrales del área, donde los porcentajes de carbonato oscilan entre el 50 y 70 %.

De la distribución de los porcentajes litológicos, se advierte que durante la deposición del tramo III, en el área de Calaf, se produce una expansión lacustre generalizada. El sector interno lacustre se sitúa, como hasta ahora, al SW; en este sector el encharcamiento y la deposición carbonatada son prácticamente permanentes. Las zonas de máxima producción y acumulación vegetal se sitúan en los márgenes de los lagos, donde la influencia detrítica es mínima.

TRAMO IV

El tramo IV tiene una potencia media de 61 m. Esta potencia es sensiblemente superior a la de los demás tramos debido a la ausencia de buenos niveles guía con los que poder subdividir el tramo. El tramo IV ha sido correlacionado en 33 sondeos que se concentran en los dos tercios más occidentales del área considerada.

Los porcentajes de calizas son bajos, en la mayoría de los sondeos por debajo del 30 %. El máximo se sitúa en el sector SW, donde se alcanzan valores próximos al 40 %.

Los porcentajes de arenitas son altos, con máximos entre el 30 y el 40 %. La disposición de estos máximos indica que los aportes terrígenos llegan al área de Calaf desde el NW, NE y E.

Únicamente en dos sondeos del tramo IV se registran niveles de lignito, y en estos están en porcentajes mínimos del 1 y 3 %. Los sondeos con registro de lignito se sitúan en un sector con porcentajes de carbonatos entre el 20 y 30 % este sector ocupa una zona intermedia entre las dos franjas de máxima deposición de materiales arenosos.

Durante la deposición del tramo IV, se produce una regresión generalizada de los ambientes lacustres y palustres en el área de Calaf. Únicamente se mantienen láminas de agua relativamente estables durante cortos períodos de tiempo, en el sector SW. La regresión coincide con un aumento de los aportes detríticos al área, lo cual impide el desarrollo de turberas y por tanto de una significativa acumulación de restos vegetales.

TRAMO V

El tramo V tiene una potencia media de 31,6 m. Se ha podido correlacionar en un total de 33 sondeos, distribuidos de manera similar que en el caso del tramo IV.

Los porcentajes de calizas son altos, aumentando de E a W progresivamente desde valores inferiores al 30 % a superiores al 70% de la potencia total del tramo. Los porcentajes de arenitas son bajos, situándose los máximos (15-37 %) de tal manera que indican que los aportes terrígenos proceden del N y SE.

Los porcentajes de lignito son los más altos de los cinco tramos. En diez sondeos, los lignitos alcanzan o superan el 10 % de la potencia total del tramo. El sector con valores superiores al 10 % de carbón corresponde a la parte central del área considerada, donde los carbonatos alcanzan valores bajos e intermedios considerando el tramo en su conjunto (entre el 13 y el 48%). El sector con máxima de carbón se encuentra circundado por los máximos de depósitos arenosos.

El período de deposición del tramo V implica la presencia de lagos con una lámina de agua estable y perenne, lo que induce a una importante producción orgánica en las turberas situadas en las llanuras lutíticas palustres que, en este caso, se encuentran relativamente protegidas de los aportes detríticos.

El análisis detallado de los cinco tramos, tanto en planta (fig. 24) como en la vertical (figs. 22 y 23), nos conduce a extraer varias conclusiones de carácter general acerca de las tendencias acumulativas del carbón en los lagos carbonatados someros de la cuenca de Calaf:

1. Los porcentajes máximos de acumulación de carbón en cada tramo analizado ocupan los sectores donde los porcentajes de carbonatos alcanzan valores medios respecto al tramo considerado en su conjunto. Estos sectores corresponden a los lugares donde más tiempo han estado instalados los cinturones litorales de los lagos (tanto en períodos de estabilización como de expansión y retrogradación). Estos cinturones litorales de composición esencialmente lutítica, son los de mayor productividad biológica y por tanto los más favorables a la formación de turberas. La posición de los máximos de carbón indica que la mayor parte de estos depósitos tienen un origen autoctono.

2. Los porcentajes máximos de acumulación de carbón se alcanzan en los tramos que en conjunto muestran altos porcentajes de depósitos carbonatados. En estos tramos los períodos de estabilidad y permanencia del régimen lacustre-palustre es mayor que en los tramos con menor porcentaje de carbonatos, y por tanto son más favorables que estos a la formación de turberas.

3. Los máximos porcentajes de acumulación de carbón se sitúan a resguardo de la máxima influencia terrígena, que corresponde a los depósitos terminales de los sistemas fluviales que aportan sus aguas y sedimentos al lago. De esta manera entendemos que el influjo detrítico inhibe el desarrollo de las turberas.

De la distribución de facies del área de Calaf se deduce que nos encontramos en el extremo NE de un sistema lacustre que se expande y retrograda en dirección NE y SW respectivamente. A lo largo del tiempo, este sistema mantiene su depocentro en el sector SW del área ocupando, en parte, sectores fuera del área representada en los mapas de la figura 24.

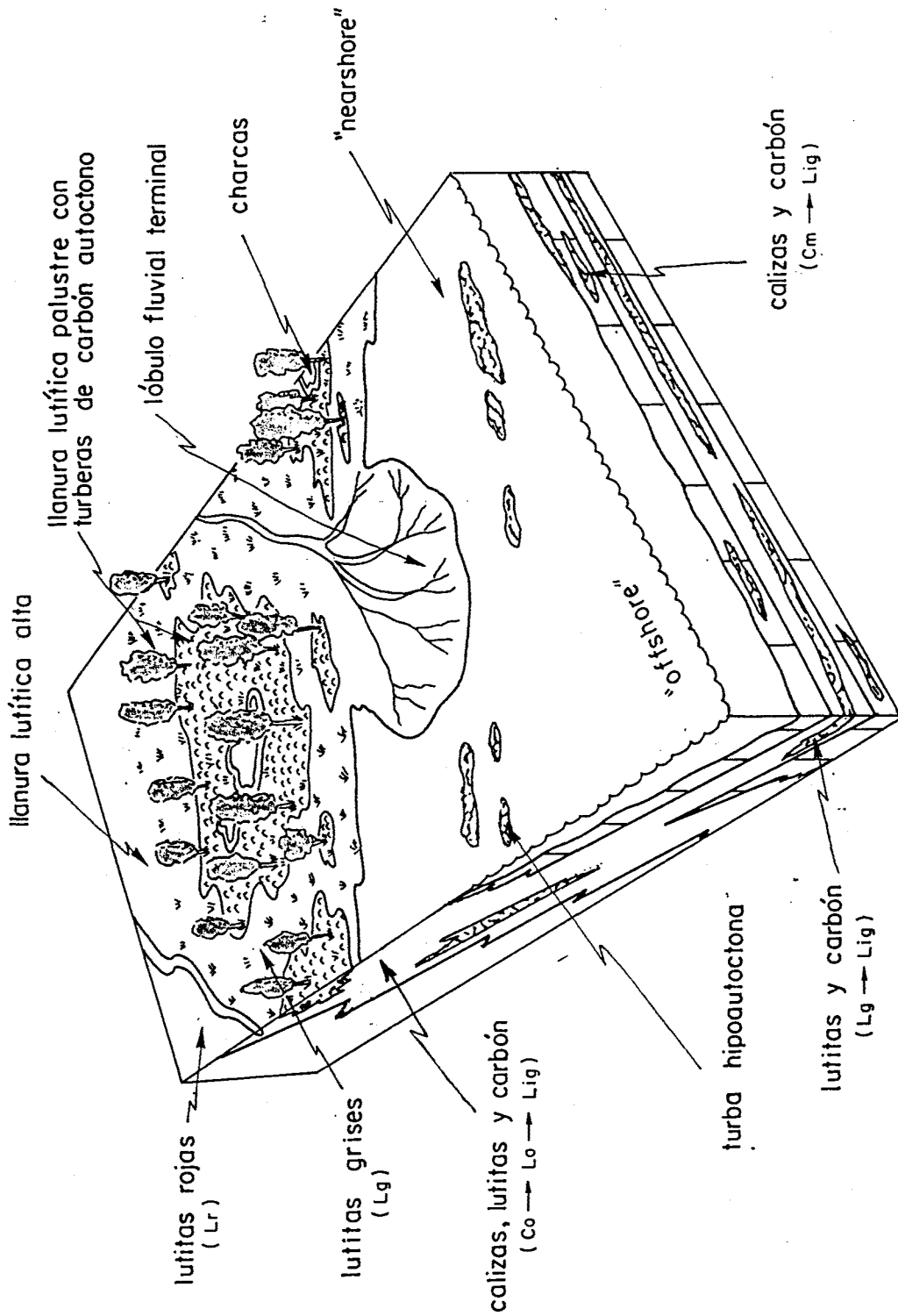


Fig. 25: Modelo de sedimentación lacustre con acumulación de depósitos de carbón del área de Calaf. (se indican las secuencias de litofacies más frecuentes en cada subambiente).

El extremo NE del sistema lacustre que representa la Fm. Calaf, se ve influenciado alternativa y simultaneamente por los aportes terrigenos procedentes de dos sistemas fluviales distributarios de procedencia N y SE, que corresponden respectivamente a los sistemas aluviales pirenaico y catalánide. Es justo en los margenes del sistema lacustre, en las llanuras lutíticas lacustres, y no en las zona centrales del sistema, donde se desarrollan las turberas que originan la acumulación de carbón (fig. 25).

3.3.3.4. Consideraciones generales. Comparación con otras cuencas lacustres lignitíferas

Resulta difícil establecer un modelo de evolución lacustre para los depósitos de la Fm. Calaf. La actividad tectónica a lo largo de los margenes de la Cuenca del Ebro complica la evolución de los sistemas aluviales-fluviales que drenan hacia el centro de cuenca. Las frecuentes progradaciones, retrogradaciones y desplazamientos laterales de las partes medias y terminales de los cinturones fluviales impiden el desarrollo normal, tanto en zonas marginales y protegidas de interlóbulo como en zonas distales, de ambientes estables donde el carbón pueda formarse (tramo IV, fig. 24). Sólo el retraimiento o desplazamiento lateral de las zonas fluviales activas permiten el desarrollo de ambientes lacustres y pantanosos con formación de turba (CABRERA y SAEZ, 1987).

El carácter endorreico de los lagos de la Fm. Calaf y la rápida evolución tectono-sedimentaria de la Cuenca del Ebro, impiden el mantenimiento durante largos períodos de tiempo del delicado equilibrio existente entre subsidencia, agradación y altura del nivel freático del agua.

La rápida evolución de las zonas fluviales y las condiciones de inestabilidad de la lámina de agua imposibilitan el desarrollo de niveles de carbón potentes y lateralmente extensos. A grandes rasgos, la extensión areal y la distribución de los ambientes productores de turba se desplazan constantemente, en períodos de tiempo relativamente cortos. Los principales estadios de la deposición de carbón en la cuenca de Calaf se dan en las fases expansivas de los lagos someros (tramo V, fig. 24). Estas expansiones aumentan la extensión de los ambientes lacustres someros y de las turberas de zonas pantanosas marginales y, como consecuencia, se desarrollan con mayor frecuencia niveles de carbón relativamente potentes (CABRERA y SAEZ, 1987).

Además de las características geométricas de los niveles de carbón, su calidad está también fuertemente influenciada por las condiciones ambientales bajo las que se desarrollan las turberas. Como hemos dicho, los depósitos de carbón de Calaf se desarrollaron principalmente en las áreas marginales de lagos someros, estando éstos fuertemente influenciados por la evolución de los lóbulos fluviales terminales (fig. 25). Las áreas donde se acumuló la turbera no estuvieron aisladas del influjo clástico, por lo que los carbones incluyen un alto contenido de cenizas.

El alto contenido de sulfuro registrado en los carbones de la cuenca oligocena de Calaf, excede los valores que usualmente se aceptan para carbones de alta calidad. Estos valores altos son el resultado directo de las condiciones bajo las que la deposición de la turba tuvo lugar. La preservación de las conchas de gasterópodos en los niveles de carbón y la estrecha relación entre las facies de carbones y carbonatos, indiciarían que la acidez del agua de era muy baja (CABRERA y SAEZ, 1987). La alcalinidad del agua, junto con el sulfato que ésta pudiera contener intensifica la actividad de las bacterias sulforeductoras, elevando el contenido en azufre de las turberas con la

===== CARACTERISTICAS =====	CUENCA DE CALAF	CUENCA DE MEQUINENZA
Localización	NE Cuenca del Ebro	SE Cuenca del Ebro
Edad	Oligoceno inferior	Oligoceno superior
Paleoclima	cálido y húmedo	árido a semiárido
Potencia serie con carbón	400 m	500 m
Tipo de lignito	sub-bituminoso	sub-bituminoso
Macerales	huminita (75 %), exinita e inertinita	?
Relación con sulfatos	no	si
Extensión lateral niveles carbón	4 - 5 km	≈ 1 km
Potencia máxima niveles carbón	80 cm	90 cm
Potencia media niveles carbón	20 - 30 cm	20 - 40 cm
Origen carbón	autóctono	autóctono e hipautoctono
Reflectividad media	0,5 %	?
Poder calorífico carbón base Kcal/Kg	6400-7042	?
Poder calorífico con estériles Kcal/Kg	2000-4000	3500-5000
Azufre volátil	2,98 - 8,36 %	1,54 - 11,88 %
Cenizas	16,46 - 24,18 %	30 - 35 %

Cuadro 6: Comparación de las características principales de las cuencas lignitíferas de Calaf y Mequinenza.

intensa descomposición de los restos vegetales (TEICHMULLER y TEICHMULLER, 1982).

Comparativamente con otras cuencas lacustres con depósitos de carbón, la Cuenca lignitífera de Calaf muestra importantes analogías (ver cuadro 6) en su contexto y en las características de sus depósitos, con la Cuenca lignitífera de Mequinenza, que se localiza en el Sistema Lacustre de Los Monegros del Oligoceno superior del SE de la Cuenca del Ebro (CABRERA, 1983; CABRERA y otros, 1985; CABRERA y COLOMBO, 1986; CABRERA y SAEZ, 1987). Al igual que la Cuenca de Calaf, la de Mequinenza es una cuenca lacustre somera, que ocupa una posición distal respecto de los sistemas aluviales-fluviales distributarios de la Cuenca del Ebro (CABRERA, 1983). Ambas cuencas se desarrollan durante las fases de evolución tardías de los sectores centrales de la Cuenca del Ebro, en el área de antepais surpirenaica.

A diferencia de la de Calaf, la Cuenca de Mequinenza muestra una significativa influencia evaporítica y una marcada hipautoctonía de sus depósitos de carbón. Ambos factores, según CABRERA (1983), influyen en que las máximas acumulaciones de carbón en la Cuenca de Mequinenza se localicen en las partes más internas de los lagos y no en las marginales, como ocurre con los carbones de Calaf.

3.4. DEPOSITOS DE ABANICO TERMINAL DE LA FORMACION SURIA

3.4.1. Introducción: abanicos terminales actuales y antiguos

Los depósitos de abanicos terminales actuales han sido descritos por MUKERJI (1976), PARKASH y otros (1983) y HARDIE y otros (1978). Estos depósitos se localizan en áreas de clima semiárido con lluvias estacionales y torrenciales como por ejemplo, el Norte de la India o los valles Salado y de la Muerte en California.

Los abanicos terminales actuales ocupan áreas de pendiente muy suave y su extensión media es del orden de los 100 kilómetros cuadrados (65 km² en el caso del abanico terminal de Markanda en la India).

Los abanicos actuales se forman en áreas distales de cursos fluviales importantes de caudal efímero y torrencial que drenan extensas áreas montañosas. Durante periodos de lluvias fuertes, en las zonas montañosas se generan avenidas repentinas y efímeras de tipo "flash flood" (en el sentido de McKEE y otros, 1967) que abocan sus aportes hídricos y terrígenos en los ápices de los abanicos aluviales. En la parte distal de estos, donde la pendiente decrece bruscamente, los aportes de los abanicos aluviales pueden pasar a activar una red fluvial, normalmente de cursos poco sinuosos y de varias decenas de kilómetros de longitud.

A partir del punto en que la pendiente disminuye a valores próximos a un grado, el cauce principal se multi-bifurca en una red jerarquizada de canales distributarios. Llegado un punto de pendiente todavía menor, los cursos distributarios de orden inferior se expanden o desbordan frontalmente derramando su carga arenosa en forma de capas laminares ("sheet floods") de geometría lobular. El conjunto de lóbulos y canales distributarios que los alimentan forman el abanico terminal.

Las avenidas laminares se desarrollan bajo una somera lámina de agua, y generalmente bajo condiciones de alto régimen, que rara vez persisten largo tiempo (COLLINSON, 1986). Los cuerpos arenosos tabulares muestran, debido al carácter decelerado de las corrientes, gradación positiva del tamaño de grano y laminación cruzada de pequeña escala (en artesa y escalante) y planar paralela.

Una vez depositada la carga sólida, la parte acuosa de cada avenida puede infiltrarse, estancarse en lagunas efímeras que desaparecen por evaporación o reconducirse a través de una red no jerarquizada de pequeños canaliculos.

La superficie superior de los abanicos es topográficamente muy suave, alcanzandose gradientes longitudinales de 1 en 5000 y trasversales practicamente nulos. El tamaño y forma de los abanicos está relacionado con el ángulo de divergencia que forma la dirección de los canales distributarios de primer orden con la dirección del canal principal con el cual aquellos se entroncan. En el caso que este ángulo sea pequeño (inferior a 70 grados) los abanicos son mayores y más elongados que en el caso de ángulos mayores. Cuando los ángulos son grandes, decrecen el gradiente topográfico, la descarga y la erosión, puesto que la dirección de las corrientes principales corta las curvas de nivel con angulos pequeños. En este último caso, los abanicos tienden a mostrar formas triangulares equilateras características (MUKERJI, 1976).

Característicamente, la carga de los cursos que atraviesan el abanico terminal disminuye hacia la parte baja de aquellos. Esta disminución se debe a varias causas (MUKERJI, 1976):

a) los cursos van de regiones de lluvias fuertes a regiones de lluvias escasas, perdiendo agua constantemente puesto que, además, suele darse un incremento de la evaporación.

b) el número de canales distributarios disminuye con la distancia a la cabecera de la red de drenaje y

c) la infiltración de las aguas de excurrentia aumenta por absorción en los poros del material arenoso superficial.

A partir del canal principal, la carga se distribuye de manera equitativa dentro de los dos canales distributarios de primer orden que permanecen activos durante las estaciones lluviosas. En los canales de órdenes sucesivamente inferiores, la carga y la sección disminuyen. Los canales estrechos transportan cargas pequeñas, estando inactivos la mayor parte del tiempo.

El abanico de Markanda en la India, que tiene 12 km de largo y 10 km de anchura máxima, se alimenta de un río con 100 m de anchura media. La anchura de los canales del abanico varia de 80 m en el apex, a 25 m en las partes distales del abanico. La profundidad del canal es algo superior a los 2 m en el apex del abanico (PARKASH y otros, 1983).

En series antiguas, depósitos equivalentes a los de los abanicos terminales actuales han sido descritos por varios autores, para edades que van desde el Paleozoico al Terciario (FRIEND 1978; TUMBRIDGE 1981, 1984; HUBERT y HYDE 1982, CASTELLTORT y MARZO, 1987). Estos autores coinciden en afirmar que, como en el caso de los abanicos actuales, los abanicos antiguos estan constituidos por depósitos de avenidas en lámina, efímeras y de caracter torrencial que ocurren en zonas de clima semiárido.

Los abanicos terminales fósiles descritos en la bibliografía, se forman en cuencas endorreicas directamente a partir de sistemas de abanicos aluviales depositados al pie de sistemas montañosos. Los abanicos terminan al llegar a llanuras lutíticas secas (FRIEND, 1978; TUMBRIDGE 1981, 1984; HUBERT y HYDE, 1982; CASTELLTORT y MARZO, 1987) o a lagos efímeros, normalmente salinos (HARDIE y otros, 1978; SMOOT 1978, 1983).

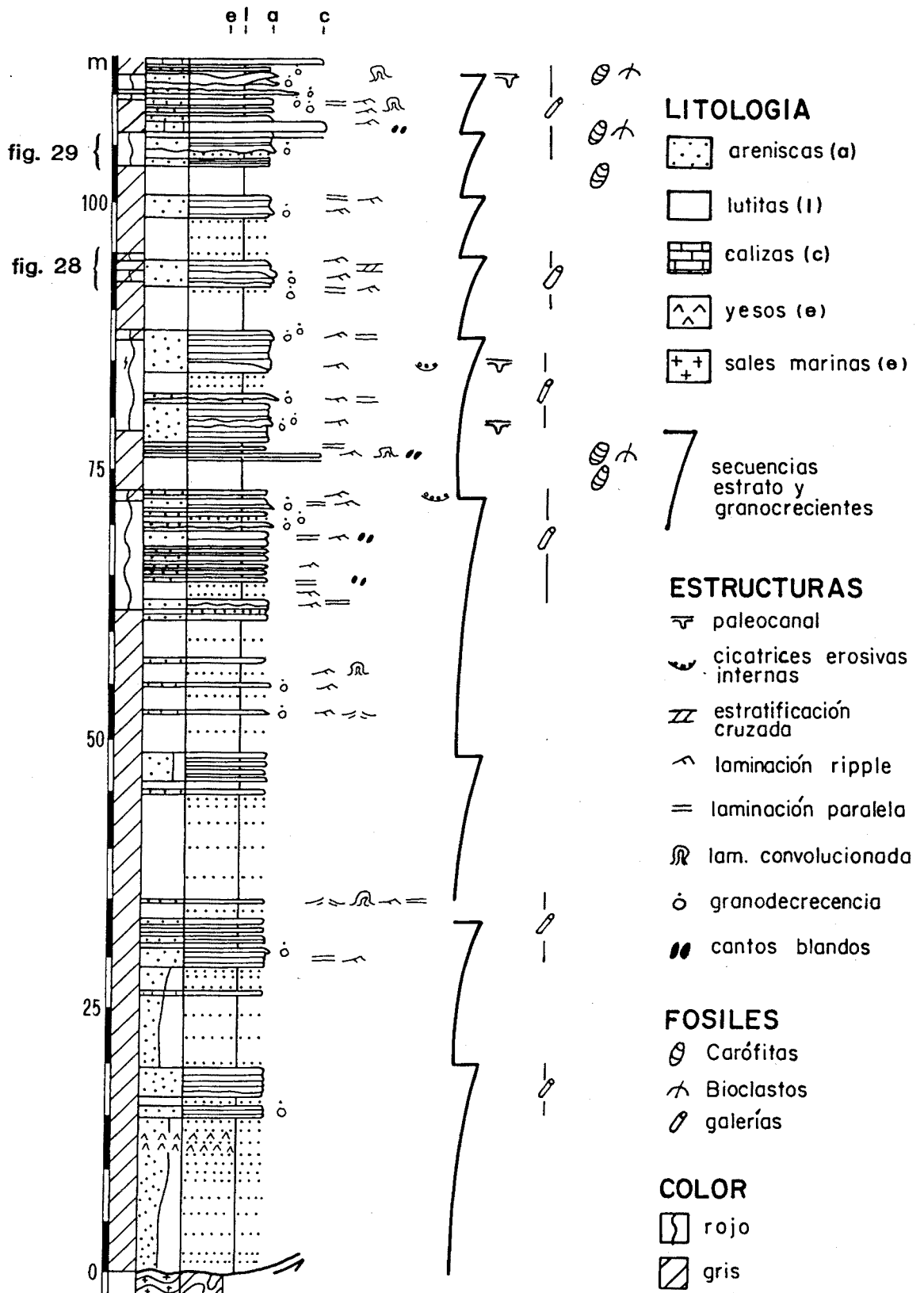


Figura 26: Perfil estratigráfico del Miembro Inferior de la Fm. Súrria en Cardona. Se indica la posición estratigráfica de los perfiles de la figuras 28 y 29.

La mayoría de los abanicos terminales descritos se desarrollan en sistemas estructurales de carácter distensivo, en cuencas de tipo "rift" normalmente asimétricas, cuya subsidencia se produce por el juego de fallas verticales normales al pie del relieve montañoso (EUGSTER y HARDIE, 1978; HARDIE y otros 1978; HUBERT y HYDE, 1982; SMOOT, 1983). La componente de progradación-retrogradación de los sistemas de abanicos en estos ejemplos es prácticamente nula, siendo la agradación vertical la única componente importante.

Únicamente TUMBRIDGE (1981, 1984) describe depósitos de abanico terminal sedimentados en una cuenca de antepais. Las sucesiones de esta cuenca, desarrollada durante el Devónico al SW de Inglaterra, muestra secuencias estrato y granocrecientes de unos 15 m de potencia. Cada secuencia está formada por facies marginales o distales de abanico, constituidas por una alternancia de cuerpos tabulares arenosos y lutíticos, sobre las que se depositan cuerpos arenosos multiepisódicos con estructuras propias de relleno de canal.

3.4.2. Secuencias de litofacies

Teniendo en cuenta la potencia de los niveles arenosos ("A"), el tamaño de grano (reflejado en la relación "A/L", siendo "L" la potencia de los niveles lutíticos) y la geometría de los niveles detríticos: la totalidad del regitro del Mb. Inferior de la Fm. Súrria (foto 1, lámina 17) y una parte del Mb. Superior, se ordenan en secuencias estrato y granocrecientes (figs 26, 27, 46, 57). Igualmente, el tramo detrítico predominantemente rojo intercalado entre las formaciones Barbastro y Torà en la serie de Sanaüja (fig. 53) muestra un ordenamiento secuencial parecido (foto 3, lámina 16).

Las secuencias negativas del Miembro Inferior (fig. 26) muestran potencias entre 3 y 60 m, aunque en la mayoría de las secuencias miden entre 5 y 15 m de potencia. Las secuencias están compuestas por una alternancia de niveles de arenisca del tipo I, ocasionalmente del tipo II, y niveles de lutitas tanto rojas (Lr) como grises (Lg).

En la parte inferior de las secuencias, la alternancia muestra relaciones Arena/Lutita muy inferiores a uno, siendo la potencia de los niveles de arenisca inferior a 10 cm. El color de la mayoría de los niveles de lutitas y el de la totalidad de las de areniscas es gris, azulado el de las lutitas. Los niveles lutíticos de la parte inferior de las secuencias pueden presentar grados de carbonatación importantes, próximos a la definición de margocalizas, registrando a su vez la presencia de carófitas.

La parte superior de las secuencias la constituye una alternancia con valores de la relación "A/L" superiores a uno y potencia de la mayoría de las capas de areniscas entre 30 y 40 cm. El color de las lutitas es rojo (Lr) y el de las capas de arenisca gris, alguna con tonalidad rojiza e incluso de color rojo intenso. Las secuencias basales del Mb. Inferior, tanto en Súría como en Cardona, presentan tonalidades grises en la totalidad de los niveles de lutitas y areniscas.

Las secuencias negativas son asimétricas de forma que los valores de la relación (A/L) y la potencia de (A) no crecen en la vertical de una manera progresiva, sino que aproximadamente a dos tercios de la base de la secuencia, se produce un salto incremental tanto en la relación (A/L) como en el valor de (A). Este salto coincide normalmente con el cambio de color de los niveles de lutitas de gris a rojo. No obstante esto, en algunas secuencias el cambio de color de la parte baja a la parte alta se realiza de forma gradual, de manera que se diferencia un tramo intermedio, más o menos potente, en el que se alternan los niveles de lutitas rojas y

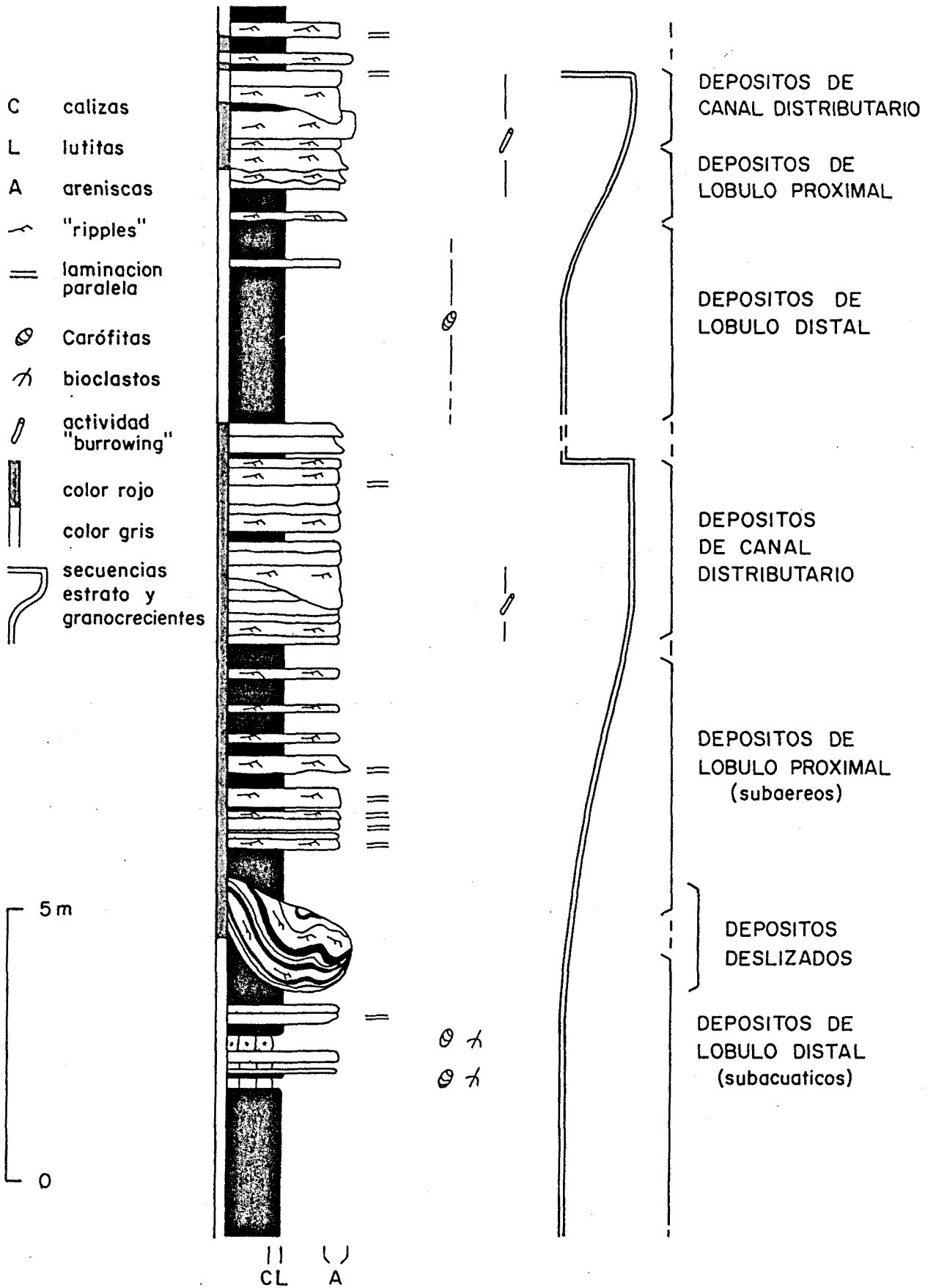


Fig. 27: Perfil de detalle en la sucesión de Cardona. Se indican los diferentes subambientes de abanico terminal en cada secuencia progradante. La posición estratigráfica del perfil se indica en la figura 46.

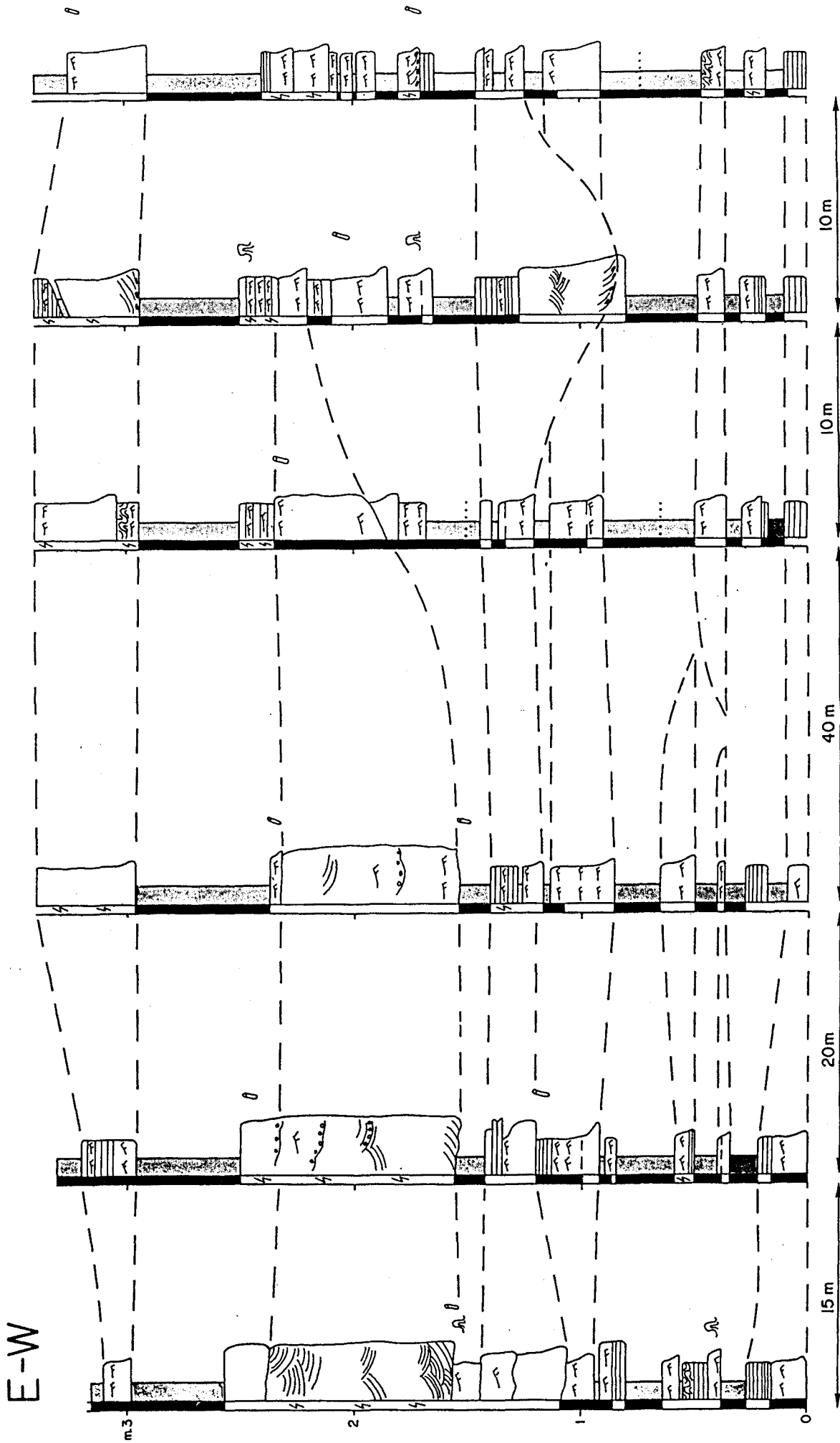


Figura 28: Correlación de perfiles seriados de la parte alta de una secuencia negativa del Mb. Súrnia en Cardona. Se indican las geometrías de los litosomas areníticos, distinguiendo los de geometría tabular (Tipo I) y los canaliformes (Tipo II). La posición estratigráfica de los perfiles se señala en la Fig. 26. La leyenda se corresponde con la de la Fig. 29.

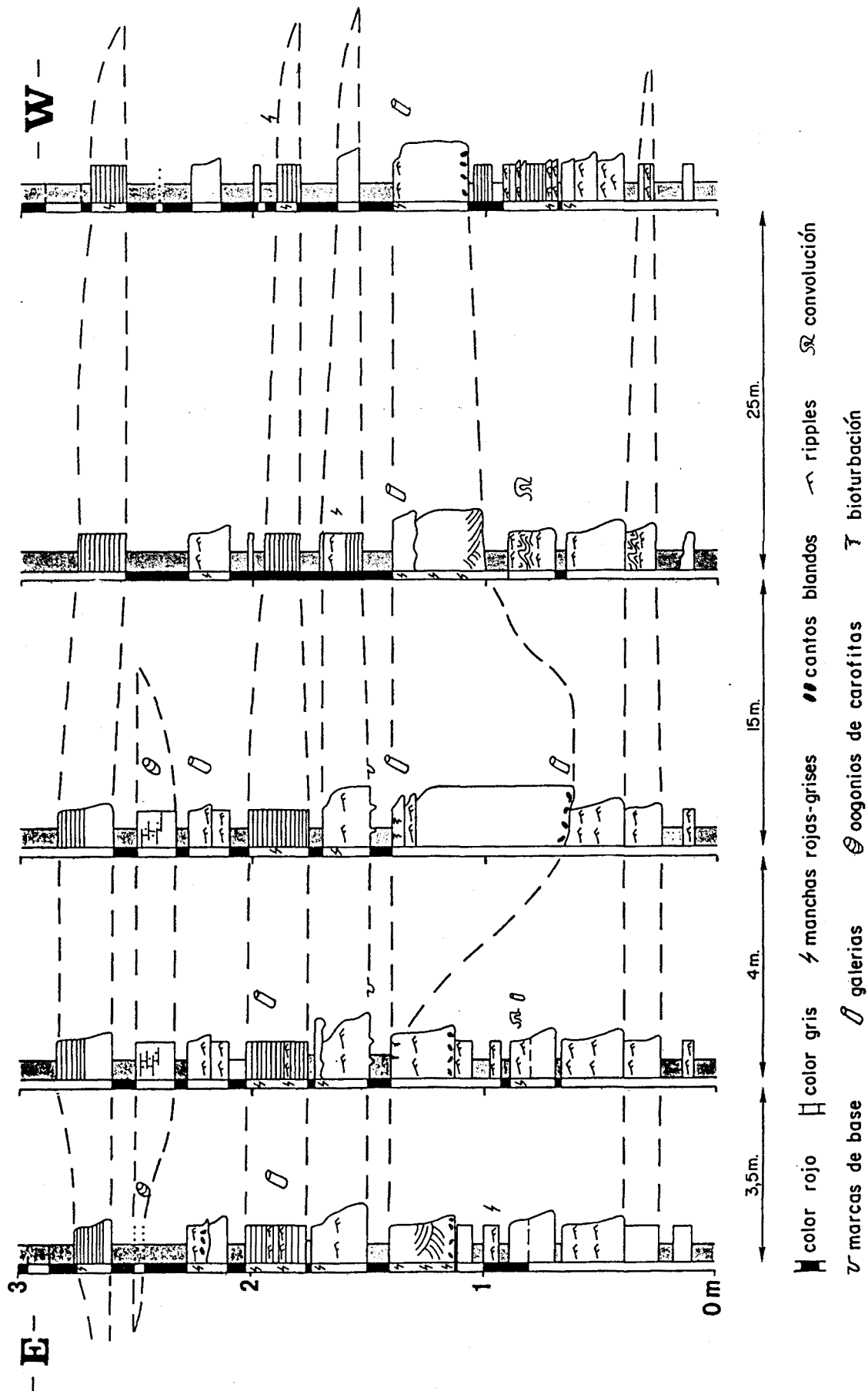


Figura 29: Correlación de perfiles seriados de detalle de la parte superior de una secuencia negativa del Miembro Inferior de la Formación Súra en Cardona. Se indican las geometrías de los litosomas areníficos, distinguiendo los de geometría tabular (tipo I) y los canaliformes con surco poco excavado (tipo II). La posición estratigráfica de los perfiles se señala en la Figura 26.

grises. En estos tramos trnsicionales de color es donde se pueden encontrar los paquetes deslizados ("slumps") descritos en el apartado 2.2.4.2.

Preferentemente en la parte superior de las secuencias negativas (figs. 28 y 29) puede reconocerse la presencia de algunos niveles canaliformes de surco poco incidido, amplia extensión lateral y potencia inferior a un metro (litosomas arenosos del tipo II).

La sucesión vertical de las secuencias negativas es igualmente asimétrica, es decir, que a los valores altos de "A" y "A/L" del techo de una secuencia, bruscamente le suceden en la vertical valores bajos, sin mediar un tramo secuencial ordenado positivamente.

3.4.3. Interpretación de las secuencias

Las secuencias del Miembro Inferior de la Fm. Sria, y las pocas que se encuentran en el Miembro Superior, se interpretan como el resultado de la progradación de lóbulos frontales de un abanico terminal (en el sentido de MUKERJI, 1976).

Los lóbulos se construyen a partir de la acumulación de los depósitos arrastrados por las avenidas en lámina ("sheetfloods"). Estas avenidas proceden de la expansión de la red de canales distributarios del abanico, cuyo apex está conectado a la parte terminal del sistema fluvial de procedencia pirenaica, representado por los depósitos de la Fm. Solsona (fig.30).

Cuando alguna de estas avenidas en lámina entra en una masa de agua lacustre en la parte más distal del abanico terminal (parte inferior de las secuencias negativas), el transporte (subaereo hasta ese momento) cambia total o parcialmente a realizarse a través de corrientes

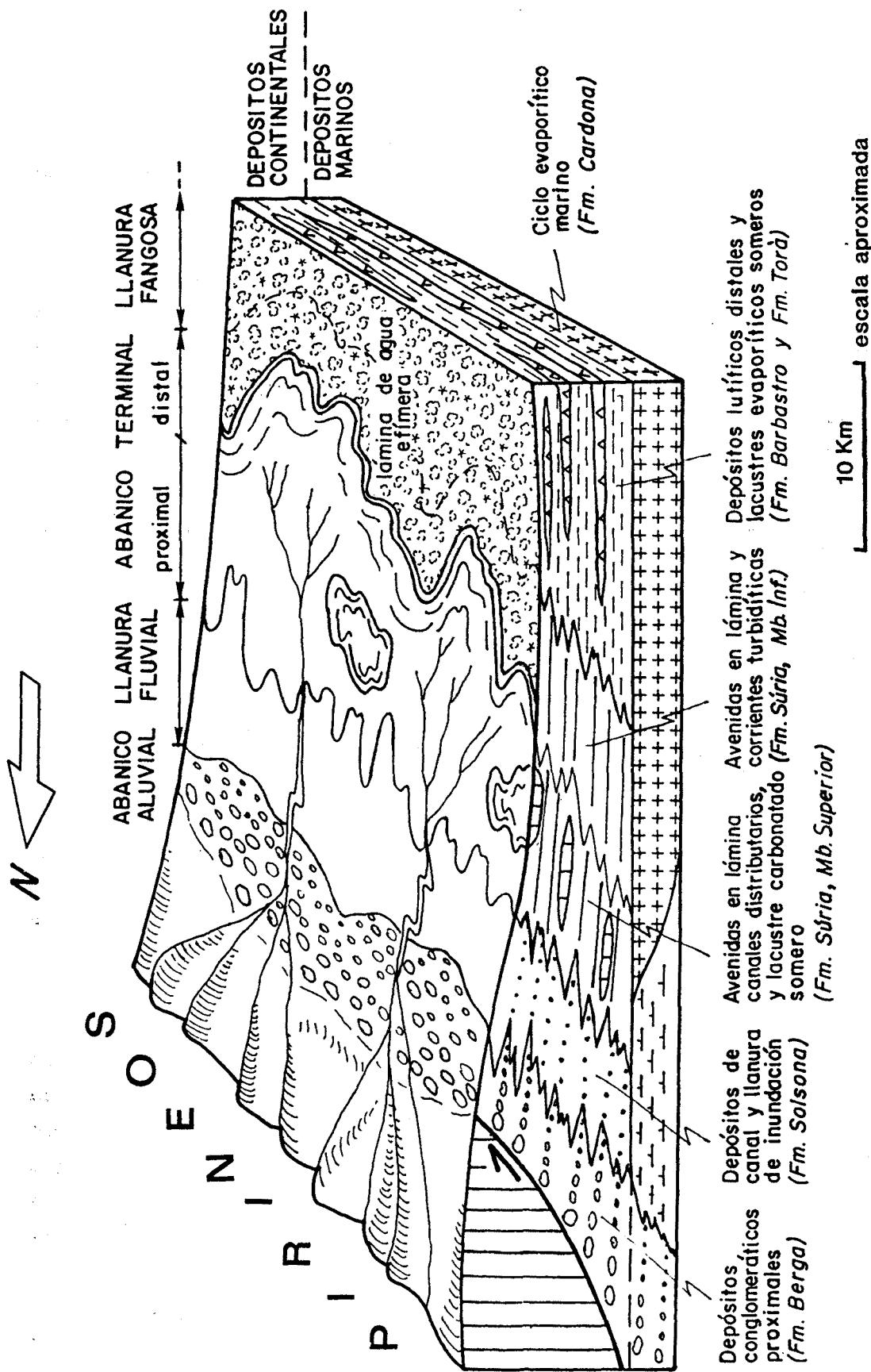


Figura 30: Bloque diagrama esquemático mostrando la sucesión de ambientes aluviales y lacustres y sus depósitos correspondientes en la transversal del río Cardener.

turbidíticas subacuáticas de baja densidad (SAEZ, 1985).

Para que se produzca un cambio de régimen laminar a turbulento, la lámina de agua no necesariamente ha de ser potente o permanente. Puede ocurrir, que la lámina de agua lacustre en la que se originan los procesos de turbidez, se forme por estancamiento de la propia componente fluida del mismo episodio deposicional en el que viaja el sedimento, en sectores distales del sistema aluvial. Esto es así ya que dentro de una misma avenida, la velocidad de avance del agua puede ser superior a la del material detrítico arrastrado por tracción.

Este cambio en el mecanismo de transporte y sedimentación que pasa de ser exclusivamente tractivo a turbulento, supone una mejor segregación de las fracciones detríticas, de manera que las capas turbidíticas gradadas muestran granoclasificaciones más limpias que las capas tabulares tipo "sheetflood".

Cuando los lóbulos de abanico terminal progradan sobre la lámina de agua quedan total o parcialmente sumergidos. El primer caso corresponde a las secuencias basales del Miembro Inferior ya que éstas están constituidas en su totalidad por materiales detríticos grises, en los que las capas de arenitas se han depositado por corrientes de turbidez. En el caso de lóbulos parcialmente sumergidos, la parte más distal del lóbulo (parte inferior de las secuencias) es la sumergida y sus depósitos son turbidíticos, mientras que la parte proximal de los lóbulos (parte superior de las secuencias) está emergida y constituida por depósitos de corrientes tractivas subaéreas.

En esta situación, en la que el material arenoso llega a la masa de agua de forma no confinada, y siendo esta masa de agua muy somera, no es posible que se formen aparatos deltaicos lacustres, parecidos a los descritos por CABRERA (1983).

En el cambio de régimen de transporte subaereo a subacuático de los materiales detríticos hay que tener en cuenta igualmente, la influencia de la salinidad del agua estancada. Las aguas con alta concentración salina como las que se estancaban durante la deposición del Mb. Inferior y las formaciones Barbastro y Torà, mantienen durante más tiempo las partículas en suspensión que en el caso de las aguas con baja concentración salina, lo que contribuye a una mejor segregación de las fracciones.

El "choque" de las avenidas torrenciales con una masa de agua inerte de elevada concentración salina, produce un efecto de "pantalla" que frena con relativa brusquedad la velocidad de avance de la carga (fluida y sólida) en movimiento. De esta manera queda justificada la falta de progresión lineal en el incremento de los valores de (A) y (A/L) de las secuencias negativas, correspondiendo el incremento brusco de los valores al punto en que el lóbulo pasa de condiciones subaereas a subacuáticas.

El hecho de que los depósitos del Miembro Inferior de la Fm. Súria se ordenen secuencialmente, y los depósitos del Mb. Superior no lo hagan o lo hagan con menor regularidad, se debe al carácter proximal de estos depósitos dentro del sistema de abanico terminal.

Las dimensiones de los cuerpos arenosos canaliformes y tabulares de la Fm. Súria, tanto en potencia como en extensión lateral, son del mismo orden que las de los cuerpos análogos en modelos de abanico terminal actuales como el de Markanda en la India. La longitud mínima del sistema de abanico terminal de Súria-Cardona, representada por la distancia máxima entre los puntos más alejados del afloramiento de la Fm. Súria medidos en dirección N-S es de unos 12 kilómetros y su anchura, medida en dirección E-W, de unos 10 kilómetros.

La característica más singular de los depósitos de abanico terminal de la Fm. Súría es su extraordinaria potencia (superior a los 400 m en Súría). Esta potencia supone que, para que en el área del río Cardener se mantengan las mismas condiciones de suavidad topográfica, la relación subsidencia/sedimentación debió mantenerse en equilibrio durante un período de tiempo relativamente largo.

Para el cálculo aproximado de la tasa de sedimentación en la Fm. Súría debemos tener en cuenta los siguientes factores:

a) la frecuencia media de episodios de tipo "flash flood". En los abanicos actuales del Norte de la India, la periodicidad de las avenidas es anual, puesto que el régimen de lluvias es monzónico. En latitudes menos tropicales y climas más secos, la frecuencia de las inundaciones importantes es menor y más irregular; así en Colorado (U.S.A.) se han comprobado avenidas separadas 30 años en el tiempo (McKee y otros, 1967).

b) el registro sedimentario de cada episodio. Considerando únicamente el término arenoso de cada episodio y de estos su potencia mínima, cada avenida de la Fm. Súría representa de 5 a 10 cm de registro vertical.

c) la importancia de los episodios de carácter erosivo. En el caso de los depósitos de la Fm. Súría los episodios potencialmente erosivos, correspondientes a los niveles canaliformes, son poco frecuentes y poco incididos por lo que, aún siendo imposible de calcular, podemos considerar muy bajo o nulo el valor de este factor.

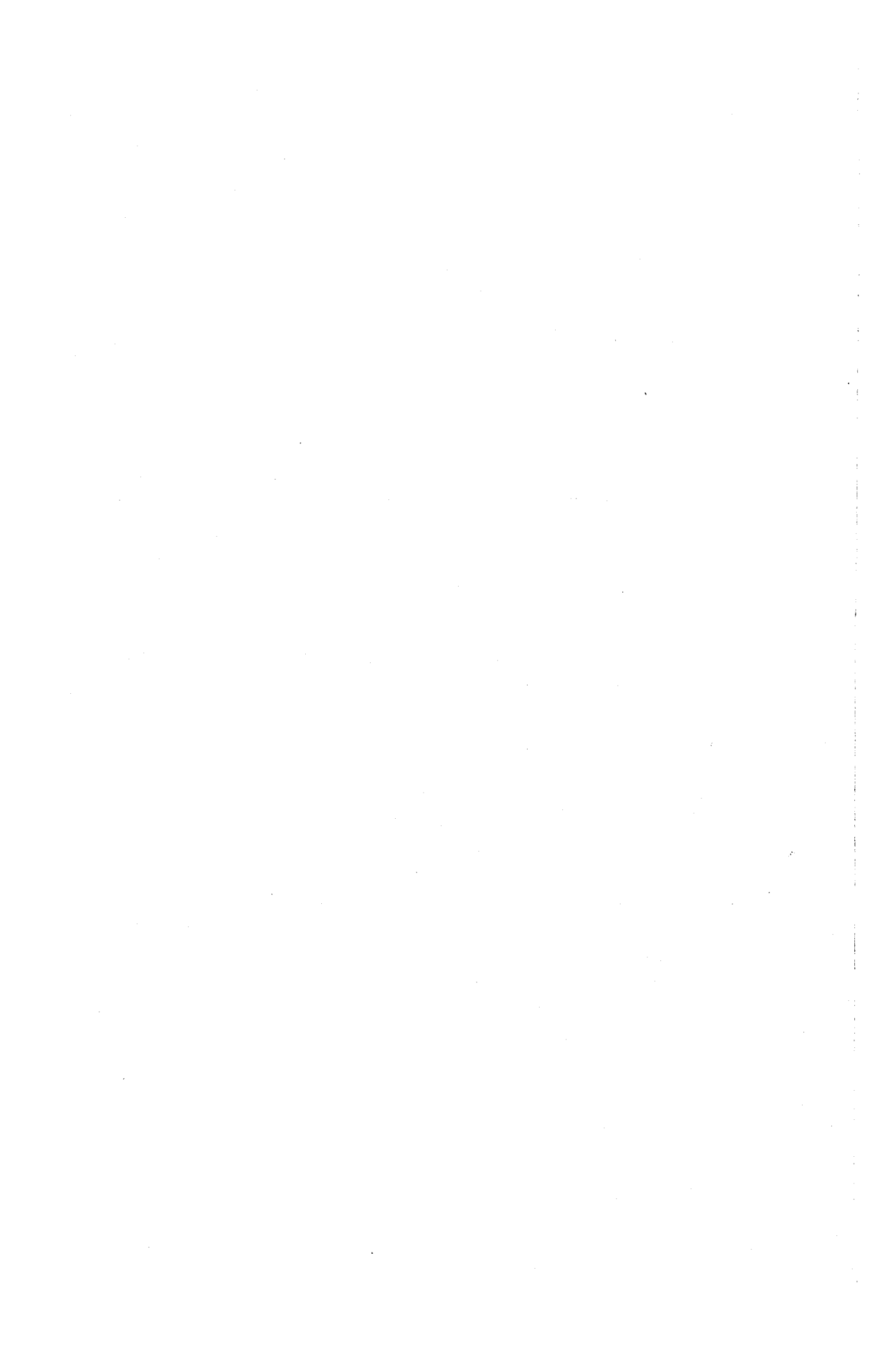
Teniendo en cuenta estos factores y su cuantificación para los depósitos de la Fm. Súría, la tasa de sedimentación de esta unidad sería del orden de 1,5 m cada mil años. Esta cifra es más válida para los depósitos del Mb. Inferior de la Fm. Súría que para los del Mb. Superior, dada la mayor

presencia de niveles canaliformes erosivos en esta última subunidad.

FRIEND (1978) calcula una tasa de acumulación para los depósitos fluviales en general del Oligoceno superior-Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro de 0,4 m cada mil años. Esta tasa está calculada teniendo en cuenta una acumulación de 4000 m de sedimentos durante 10 millones de años, que es el tiempo que transcurre en el período de tiempo señalado.

De esta manera, se puede considerar, con las limitaciones que la cuantificación de un fenómeno de esta naturaleza lleva consigo, que la tasa de sedimentación de los depósitos de abanico terminal de la Fm. Súrria es francamente superior a la de los depósitos fluviales en general y seguramente a los de la Fm. Solsona en concreto, siendo éstos los que constituyen el sistema fluvial que alimenta el abanico terminal de Súrria-Cardona.

**4. RELACION TECTONICA-
-SEDIMENTACION**



4.1. EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Una vez conocida la interpretación paleoambiental de cada una de las unidades estratigráficas y su reparto espacial dentro del área estudiada, y establecidas las relaciones sedimentarias entre ellas a través de la definición de los sistemas deposicionales (apartado 2.4.), es posible realizar una reconstrucción paleogeográfica del sector oriental.

La evolución paleogeográfica en este sector de cuenca puede resumirse en tres etapas o fases que corresponden a otros tantos periodos de tiempo, de duración imprecisa (fig. 31). Estas tres etapas son, en buena parte, representativas de los cambios ocurridos en la repartición de los paleoambientes durante el tránsito Eoceno-Oligoceno en el sector noroccidental de la Cuenca del Ebro. Las fases corresponden al Priaboniense superior, al límite Priaboniense-Estampiense y al Estampiense inferior:

Priaboniense superior (fig. 31A)

El centro de la cubeta está ampliamente ocupado por una llanura lutítica, cubierta eventual y localmente por lámina de agua efímeras, someras e hipersalinas que, en general, constituyen un típico ambiente de "playa-lake" (Fm. Barbastro). En la zona al N de Calaf, se desarrollan sobre las lutitas tapices algales (Fm. Torà).

La parte septentrional de la cuenca está ocupada por un sistema aluvial que dirige sus aportes y prograda hacia el Sur, sobre la llanura central. En este sistema se diferencian de Norte a Sur: a) los abanicos aluviales constituidos por materiales de la Fm. Berga que ocupan una franja E-W de 6 a 8 kms de ancho varios kilómetros al Norte de la línea Berga-Oliana; b) el cinturón fluvial distributivo (Fm. Solsona) que se extiende al Sur de los abanicos conglomeráticos, hasta aproximadamente la línea

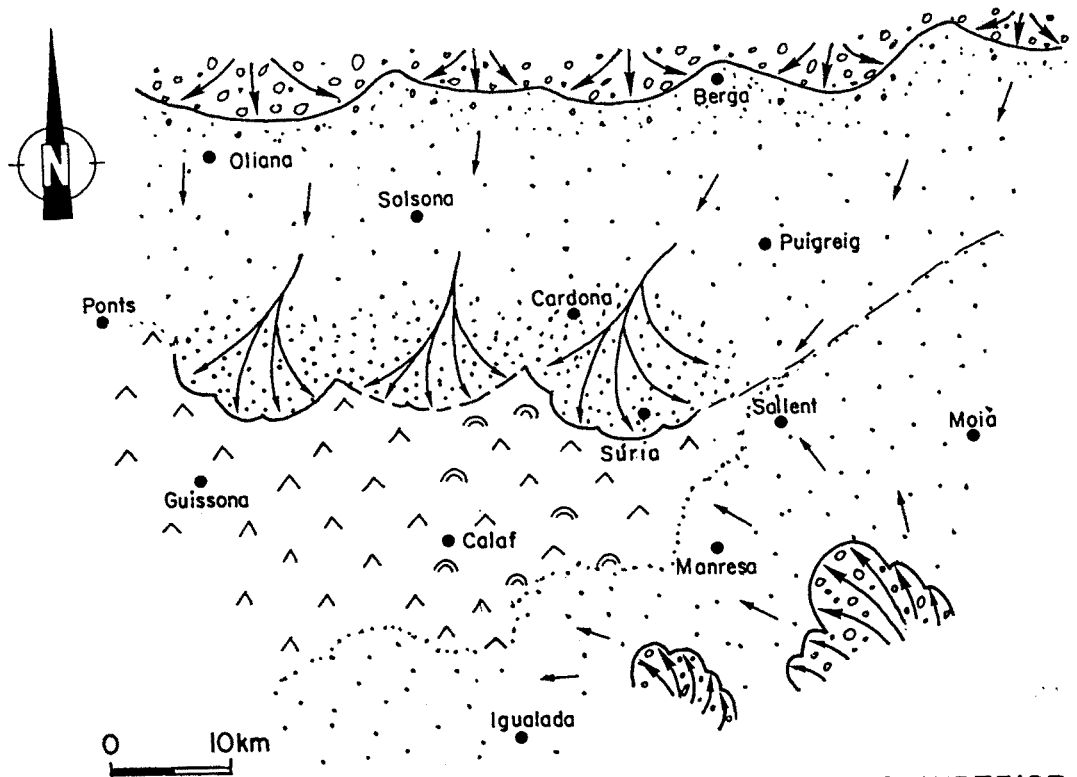
Balsareny-Solsona-Ponts, y c) los abanicos terminales (Fm. Súria y tramos rojos intercalados en las Fms. Barbastro y Torà) que se extiende en una franja de anchura variable entre Balsareny y Ponts, al Sur del cinturón fluvial.

El límite meridional hasta donde llega el frente de los abanicos terminales y se pasa a los ambientes lacustres de centro de cuenca, no se puede señalar con precisión por falta de afloramiento. Puede suponerse que el paso de uno a otro ambiente durante el Priaboniense superior se aproximó la mayor parte del tiempo a una línea E-W situada unos pocos kilómetros al Sur de Súria.

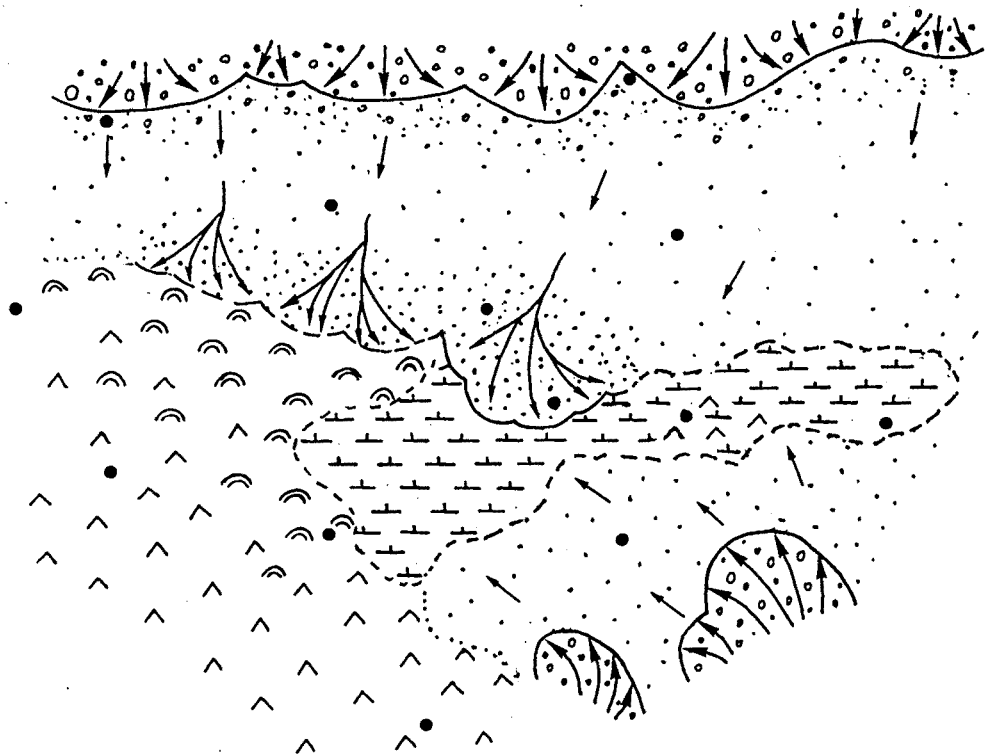
El margen SE del sector de cuenca considerado está ocupado por los materiales detríticos del sistema aluvial de procedencia catalánide, que progresa en su conjunto hacia el NW y W en dirección a la llanura central de la cuenca. En este sistema se distinguen: a) los abanicos aluviales adosados al frente tectónico catalánide (Fms. Montserrat y St. Llorenç de Munt) y b) un cinturón fluvial distributivo (Fm. Artés) que vierte directamente su carga a la llanura lacustre evaporítica y que ocupa la franja entre estos abanicos y la línea Igualada-Manresa.

Límite Priaboniense-Estampiense (fig. 31B)

Durante este período impreciso de tiempo, el sector de cuenca considerado, tiene su parte oriental (zona entre Calaf y Moià) ocupado por lagos carbonatados someros con una cierta influencia evaporítica (Fm. Castelltallat). Existen dos cuerpos de agua principales que pueden ocasionalmente quedar aislados entre sí, debido al relieve topográfico que forman los depósitos del abanico terminal de Súria-Cardona, que es el cuerpo detrítico más avanzado de los del Sistema Aluvial Pirenaico. El cuerpo de agua más extenso y estable, se sitúa entre Calaf y Súria (Fm. Castelltallat, s.e.) mientras que el más efímero y de mayor influencia detrítica



(A) PRIABONIENSE SUPERIOR



(B) LIMITE PRIABONIENSE-ESTAMPIENSE

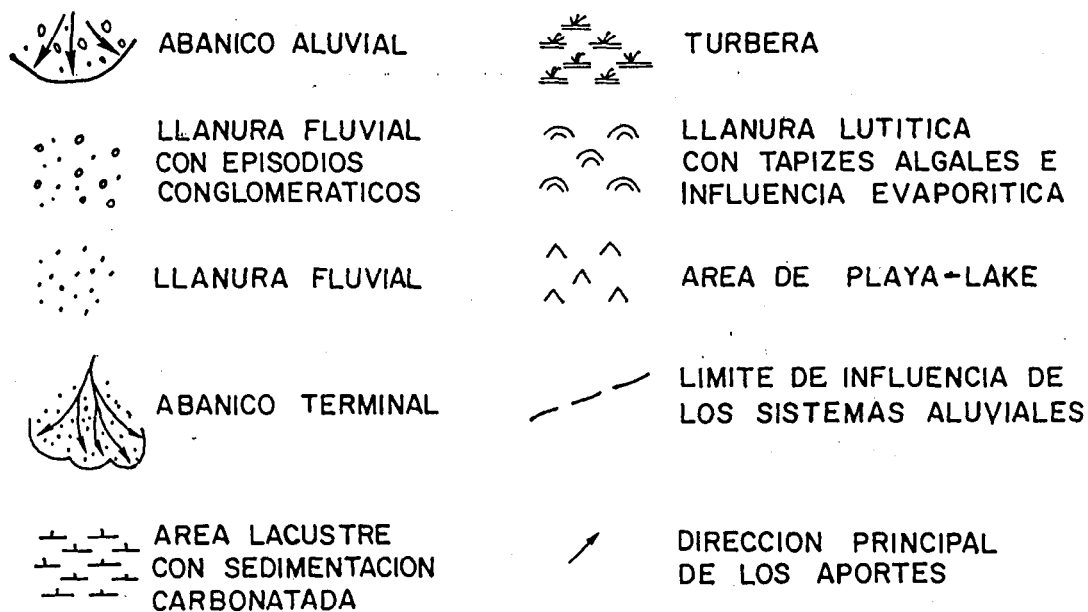
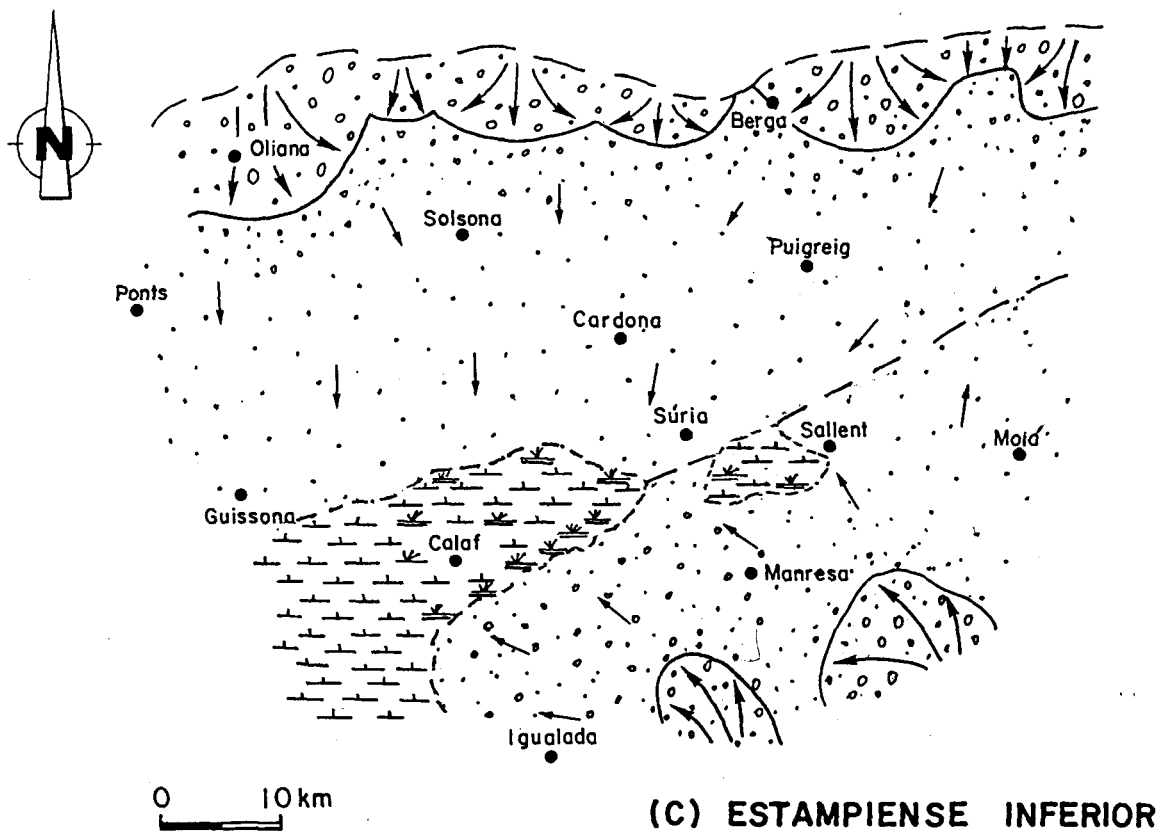


Figura 31: Reconstrucción paleogeográfica del sector NE de la Cuenca del Ebro. Las tres etapas indicadas son las representativas de la evolución sedimentaria durante el tránsito Eoceno-Oligoceno.

se localiza entre Sallent y Moià (Mb. Moià).

La parte occidental del centro de cuenca (al Oeste de Calaf) sigue estando ocupada por una llanura lutítica lacustre, con influencia evaporítica creciente hacia el W y SW (Fm. Barbastro), y con desarrollo de extensos tapices algales hacia el N y E (Fm. Torà).

En el margen septentrional, el cinturón de abanicos aluviales (Fm. Berga) se ha desplazado unos pocos kilómetros hacia el Sur, respecto a la etapa anterior. Estos abanicos siguen nutriendo de agua y sedimentos el cinturón fluvial, que a su vez distribuye su carga a los abanicos terminales de la parte distal del sistema aluvial. Los abanicos terminales más occidentales sufren durante esta etapa, una importante retracción hacia el N, que lleva aparejada una expansión en esa misma dirección de la llanura lutítica tipo "playa-lake". La nueva zona lacustre esta recubierta con frecuencia por tapices algales (Fm. Torà).

En el margen suroriental de la cuenca, los cursos del Sistema Aluvial Catalánide (Fm. Artés) drenan directamente sobre el área lacustre central. Al SE de Calaf, los depósitos de "playa-lake" se han expandido (tramo inferior del Mb. Copons), seguramente gracias a la menor actividad de los aparatos aluviales del margen catalánide situados al Sur del abanico de Montserrat.

Estampiense inferior (fig. 31C)

El depocentro lacustre se ha desplazado hacia el SW debido al confinamiento de la Cuenca, ocupando ahora el área de Calaf-La Panadella (Fm. Calaf) y más tarde (durante el Estampiense superior) el área de Cervera (Fm. Tàrrega). Los lagos aunque someros han perdido en esta etapa toda influencia evaporítica y en sus partes marginales, situadas al NE del sistema, se desarrollan turberas.

En el margen Norte, los abanicos aluviales de margen de cuenca ocupan la posición más avanzada, alcanzando las posiciones más meridionales que actualmente muestra el afloramiento de los sedimentos conglomeráticos de la Fm. Berga. El amplio sector situado al Sur de la línea Berga-Oliana, está ocupado por un sistema fluvial distributivo (Fm. Solsona) que desemboca su carga hídrica y sólida directamente sobre los lagos del área central, habiendo desaparecido los abanicos terminales presentes en la etapas anteriores.

En la zona suroriental próxima al margen catalánide, los sedimentos detríticos ocupan una superficie prácticamente igual que en la etapa anterior. El abanico aluvial de Montserrat muestra una especial actividad durante este período y ha desplazado sus aportes hacia el E de manera que los cursos del cinturón fluvial que ocupan una posición frontal a aquel abanico (Fm. Artés), muestran abundancia de episodios conglomeráticos. El límite frontal de la parte oriental del sistema fluvial lo señala la posición del frente del sistema aluvial pirenaico (línea a trazos en la figura); de esta manera, un sistema progradará sobre el otro indistintamente, en función de la llegada de avenidas importantes que avancen por encima de los depósitos del sistema opuesto. En la parte suroccidental del sistema situada los cursos fluviales abocan su carga directamente sobre los lagos del área central.

A nivel regional y comparando esta etapa con las dos anteriores, se constata como el importante avance hacia el S del frente tectónico pirenaico, en contraste con el estatismo relativo del frente catalánide, es el factor determinante por el que los depósitos lacustres y aluviales distales del área central de la parte catalana de la Cuenca del Ebro se desplazan hacia el SW, ya que ésta es la única dirección en la que se abren espacios con pendiente negativa para albergar lagos someros. Igualmente, hacia el SW es la dirección en que se traslada la actividad tectónica

pirenaica y alpina en general, entre el Eoceno y el Oligoceno inferior en el NE de la Península Ibérica (RIBA y otros, 1986).

Ya en el Oligoceno superior y Mioceno, el depocentro lacustre se sitúa en el área de Aragón, donde las cubetas lacustres se ven influidas, además, por los aportes detríticos procedentes de la Cordillera Ibérica.

Este desplazamiento a nivel regional del depocentro lacustre y sedimentario en general hacia el SW, tiene como consecuencia, junto con la intervención de cambios paleoclimáticos y de orden estrictamente sedimentario, que las acumulaciones importantes de carbón del Oligoceno de la Cuenca del Ebro se sitúen en posiciones estratigráficas escalonadas, más modernas de NE a SW. Así, los depósitos más antiguos, son los del área de Santpedor (base del Oligoceno inferior), más hacia el SW le siguen los del área de Calaf (techo del Oligoceno inferior) y todavía más al SW, los del área de Mequinenza (Oligoceno superior).

4.2. SECUENCIAS DEPOSICIONALES

Para conocer y justificar, a nivel regional, los cambios sedimentarios habidos en el área estudiada y en el lapso de tiempo que nos ocupa, es necesario conocer la relación que pueda existir entre estos cambios sedimentarios y los acontecimientos tectónicos ocurridos en los márgenes activos de la cuenca. Esta relación tectónica-sedimentación se establece a través del reconocimiento de la secuencia o secuencias deposicionales que puedan establecerse en los depósitos estudiados.

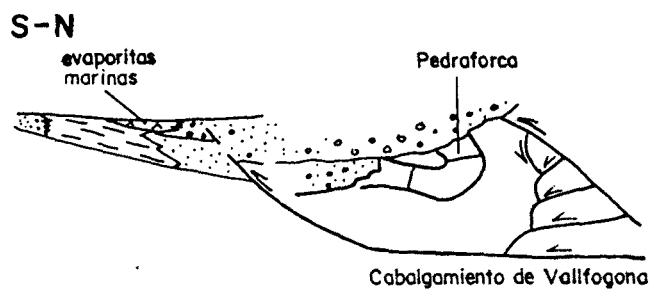
El término secuencia deposicional o unidad tectono-sedimentaria (U.T.S.) la referiremos a una serie de términos estratigráficos comprendidos entre dos discontinuidades tectónicas o cambios bruscos en el carácter del medio sedimentario, siendo estas rupturas de valor regional (GARRIDO y RIOS, 1972; VAIL y otros, 1977).

En el lapso de tiempo que abarca desde el Ilerdiense hasta el Oligoceno y para el NE de la Cuenca del Ebro, hay establecidas un total de nueve secuencias deposicionales (PUIGDEFABREGAS y otros, 1986). Estas secuencias se separan entre sí teniendo en cuenta, sobre todo, las discontinuidades tectónicas del margen pirenaico de la cuenca, el más activo durante todo el Terciario.

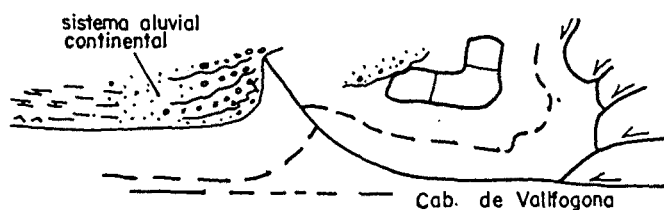
Durante el tránsito Eoceno-Oligoceno, espacio de tiempo que nos ocupa, hay señaladas por los citados autores, dos secuencias deposicionales que resultan ser las dos últimas de las nueve distinguidas: la secuencia octava o Secuencia Cardona y la secuencia novena o Secuencia Solsona.

La Secuencia Cardona comprende los depósitos evaporíticos marinos de la Fm. Salina de Cardona, cuya sedimentación coincide con el desplazamiento del Manto del Cadí y sus equivalentes occidentales y también con la caída del nivel del mar priaboniense indicado por VAIL y otros (1977). El techo de la Fm. Cardona marca el límite con la Secuencia Solsona. Esta secuencia está constituida por todos los sedimentos ya continentales, depositados en ambientes aluviales, fluviales y lacustres, que rellenan a partir del Priaboniense superior lo que se considera el último estadio de la cuenca surpirenaica de antepais o Cuenca del Ebro.

Durante la deposición de la Secuencia Cardona, el plano del Cabalgamiento de Vallfogona se dispone en posición de rellano ("flat"), paralelamente a la base de la unidad Cadí, sin alcanzar ni deformar la superficie topográfica sinorogénica. El cambio tectónico que da paso a la Secuencia



SECUENCIA
CARDONA
(Priabonense superior)



SECUENCIA
SOLSONA
(Estampiense)

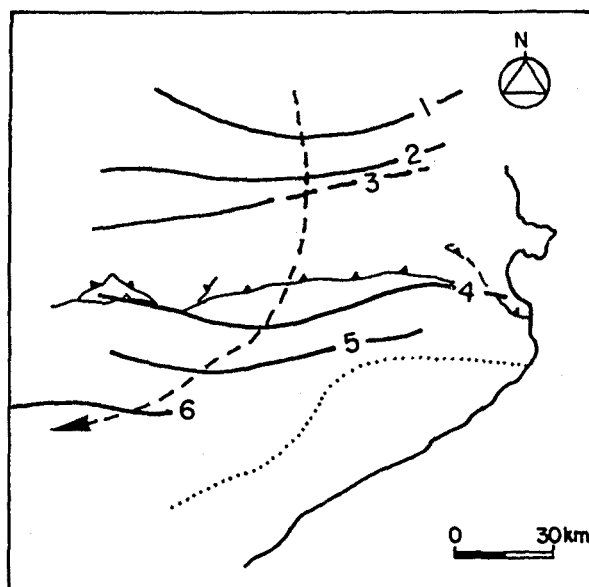


Figura 32: Representación esquemática de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de antepais surpirenaica, durante el transcurso de las secuencias deposicionales de Cardona y Solsona de PUIGDEFABREGAS y otros (1986). En el mapa esquemático de la parte inferior se muestra la posición de los depocentros sedimentarios en cada una de las secuencias deposicionales, durante la evolución de la cuenca de antepais; la flecha a trazos indica la migración en conjunto de la sedimentación durante el Terciario. (segun PUIGDEFABREGAS y otros, 1986).

Solsona, se produce cuando el Cabalgamiento de Vallfogona sube estratigráficamente a modo de rampa, llegando a alcanzar la superficie y creando el relieve consiguiente que constituirá el margen septentrional de la cuenca ya durante todo el Oligoceno (fig. 32) (J.A. MUÑOZ, comunicación oral). Con el relieve formado, se crea un área de aporte que drena hacia el centro de la cuenca a partir del Priaboniense superior, acumulando así los depósitos de la Secuencia Solsona.

Los datos hasta ahora expuestos indican que todos los depósitos continentales del tránsito Eoceno-Oligoceno objeto de este estudio, pertenecen a la Secuencia Solsona de PUIGDEFABREGAS y otros (1986), incluyendo la Fm. Yesos de Barbastro, ya que la deposición de éstos es sincrónica con los niveles inferiores de carácter continental de la Fm. Berga en el margen pirenaico.

En la parte aragonesa de la Cuenca del Ebro, la fase de deformación equivalente al desplazamiento y levantamiento del Manto del Cadí, se caracteriza por la emersión en la superficie sinorogénica del Manto de Gavarnie. El progresivo desplazamiento hacia el Oeste de la fase orogénica pirenaica es la razón por la cual, la emersión del Manto de Gavarnie es posterior en el tiempo a la del manto del Cadí. En este sentido, GARRIDO y RÍOS (1972) señalan que el inicio de la fase pirenaica en Aragón (manto de Gavarnie) puede ser posterior a la deposición de los yesos de la "ride de gypse" (Fm. Barbastro).

Durante el desarrollo de la Secuencia Solsona el margen de cuenca pirenaico continua tectónicamente activo, actividad que se refleja en las discordancias progresivas sintectónicas que afectan a los materiales conglomeráticos de la Fm. Berga en la zona del Alto Cardener, cerca de St. Llorenç de Morunys (RIBA 1973, 1976a, b; SAEZ y RIBA, 1986; ANADON y otros, 1986a). Ultimamente, se ha constatado la existencia de discordancias similares a las del Alto

Cardener en varios puntos al Este del Alto Cardener hasta más al Este de la transversal del río Ter (J. VERGES y A. MARTINEZ, comunicación oral).

El la zona del Alto Cardener, RIBA (1973, 1976a) describe tres discordancias progresivas posteriores al Priaboniense y situadas, sin precisión cronoestratigráfica, a tres alturas estratigráficas distintas. De esta manera, la Fm. Berga queda dividida en tres miembros: Mb. Bastets inferior, Mb. Bastets superior, Mb. Lord y Mb. Busa. El Mb. Bastets inferior tiene su base limitada por los materiales marinos de la Fm. Margas de St. Llorenç.

El estudio más detallado de los depósitos molásicos y lacustres de centro de cuenca en el presente trabajo, junto con los datos tectónicos del área del Alto Cardener en el margen pirenaico, sugieren la subdivisión de la Secuencia Solsona de PUIGDEFABREGAS y otros (1986) en otras, sino del mismo rango, sí de significado conceptual parecido.

Para el establecimiento de secuencias deposicionales más precisas dentro de los depósitos continentales del Eoceno-Oligoceno, se plantean dos problemas principalmente:

a) La imposibilidad de correlacionar cartográficamente los planos de discordancia de la Fm. Berga con las sucesiones que ocupan, en centro de cuenca, una posición frontal y distal en el sistema aluvial pirenaico. Esto se debe tanto a la falta de afloramiento, como a la falta de penetración hacia el Sur de los planos de discordancia.

b) El carácter marcadamente progresivo de las discordancias del Alto Cardener, que dificulta el poder distinguir con precisión los momentos de máxima deformación tectónica, incluso en el mismo margen pirenaico. En este sentido, RIBA (1973, 1976a y b) y PARDO y otros (1983, 1984) sitúan el límite de las unidades U.T.S., para situaciones de progradación y retrogradación de los abanicos aluviales, en

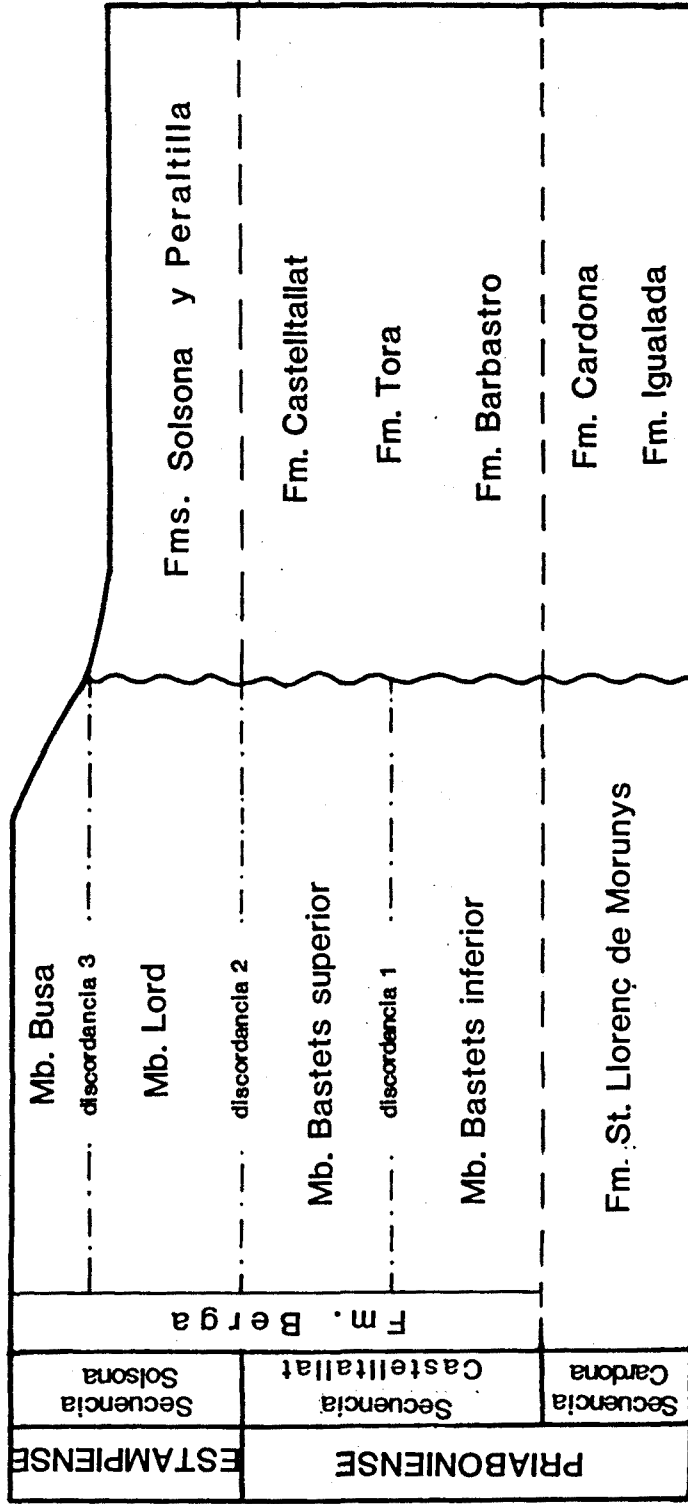
el momento de máximo valor de la relación (Tectónica/Sedimentación); este momento corresponde al punto de la discordancia en que se pasa de una situación de "offlap" a "onlap" o viceversa y que coincide con la posición estratigráfica de la superficie de discordancia (RIBA, 1973, 1976a).

Analizando en la vertical las características de las unidades estratigráficas en el conjunto de las sucesiones estudiadas, se comprueba como en el sector de cuenca que nos ocupa se produce un cambio en el carácter de la sedimentación, prácticamente isócrono y de ámbito regional que separa dos secuencias deposicionales distintas. El cambio sedimentario viene definido por el paso vertical de los depósitos lacustres inferiores (Fms. Barbastro, Torà y Castelltallat consideradas en su conjunto) a los fluviales superiores de procedencia pirenaica (Fms. Solsona y Peraltilla).

En efecto, la correlación de perfiles estratigráficos (figs. 5, 6, 7, 8 y 9) muestran como, prácticamente coincidiendo con el límite Priaboniense-Estampiense, toda la sedimentación lacustre eocena que ocupaba gran parte del centro de la cubeta desaparece bruscamente (o se traslada rápidamente hacia sectores más meridionales) debido a la llegada de importantes avenidas aluviales de procedencia principalmente pirenaica. Ya durante el Estampiense inferior la sedimentación en el centro de cuenca fué predominantemente fluvial-aluvial y los episodios lacustres mucho más localizados que durante el Priaboniense. Este hecho sugiere que todo el registro de materiales terciarios continentales depositados por encima de la Fm. Cardona ("Secuencia Solsona" de PUIGDEFABREFAS y otros, 1986) deba subdividirse en dos secuencias deposicionales distintas (Cuadro 7): una inferior o Secuencia Castelltallat desarrollada durante el Priaboniense superior y otra superior o Secuencia Solsona (diferente de la de PUIGDEFABREGAS y otros, 1986) de edad Estampiense. La Secuencia Castelltallat está integrada por

MARGEN PIRENAICO
Alto Cardener

CENTRO DE CUENCA



Cuadro 7: Ensayo de correlación de las secuencias deposicionales del margen pirenaico en el Alto Cardener y las del centro de la Cuenca del Ebro en su sector NE.

los materiales de las formaciones Barbastro, Torà, Castelltallat y la parte inferior de los de la Fm. Súrria, mientras que la Secuencia Solsona está compuesta por los materiales de las formaciones Solsona, Peraltilla y parte superior de la Fm. Súrria.

Intentar correlacionar con precisión el límite de las dos secuencias deposicionales definidas para el centro de cuenca con un acontecimiento tectónico generalizado del margen pirenaico resulta, cuanto menos, aventurado. En el hipotético caso de que las discordancias del Alto Cardener no representen cada una un episodio tectónico local, sino que sean manifestaciones de uno o varios acontecimientos tectónicos compresivos pirenaicos con valor regional, es posible a título de ensayo, referir alguno de estos acontecimientos tectónicos con el cambio sedimentario registrado en el centro de cuenca, ya que este cambio implica un incremento relativo en la energía del medio sedimentario.

En este último sentido, y como quiera que de las discordancias del Alto Cardener, la segunda (la que separa el Mb. Bastets superior del Mb. Lord) es la que supone una mayor deformación tectónica (O. RIBA, comunicación oral), parece posible que el pulso tectónico que originó esta discordancia sea el responsable, igualmente, del cambio brusco de sedimentación lacustre a aluvial en el centro de cuenca (Cuadro 7).

En el sector central del margen catalánide de la Cuenca del Ebro no se han descrito discordancias equivalentes a las del margen pirenaico, por lo que resulta difícil extrapolar a aquel margen los acontecimientos tectono-sedimentarios ocurridos en éste. La baja actividad tectónica del margen catalánide comparado con la actividad pirenaica impide el reconocimiento de rupturas tectono-sedimentarias importantes en este margen. Únicamente podemos señalar que el paso vertical de los depósitos lacustres de los miembros Sallent

y Moià a los fluviales de la parte oligocena de la Fm. Artés (figs 8 y 9) en el extremo oriental del centro de la cuenca, es de edad similar al paso de la Fm. Castelltallat (s.e.) a la Fm. Solsona. Por esta razón, podemos pensar como probable el hecho de algunos de los movimientos tectónicos pirenaicos en el tránsito Eoceno-Oligoceno tengan, a una escala menor, una respuesta tectónica y sedimentaria equivalente y sincrónica en el margen catalánide.

5. RESUMEN Y CONCLUSIONES

A modo de resumen, se exponen a continuación las principales conclusiones a las que se ha llegado en los diferentes capítulos de este trabajo:

Estratigrafía

- Durante el tránsito Eoceno-Oligoceno en el sector NE de la Cuenca del Ebro se diferencian tres sistemas deposicionales: el Sistema Lacustre Catalán, el Sistema Aluvial Pirenaico y el Sistema Aluvial Catalánide. El sistema lacustre ocupa el centro de la parte catalana de la cubeta y hacia él vierten sus aportes los dos sistemas aluviales que tienen su área fuente en los frentes tectónicos pirenaico (Sistema Aluvial Pirenaico) y catalánide (Sistema Aluvial Catalánide).

- Las principales características de las unidades estratigráficas que integran los tres sistemas deposicionales se recogen en el cuadro 8.

- En el orden bioestratigráfico se han distinguido tres biozonas de carófitas y cuatro de mamíferos de valor estrictamente local. Estas biozonas abarcan desde el Priaboniense superior hasta la base del Estampiense superior.

Sedimentología

- En el conjunto de unidades lacustres y aluviales asociadas se han distinguido un total de 16 litofacies primarias y diagenéticas atendiendo a sus características macroscópicas y cuatro geometrías principales de litosomas areníticos:

UNIDAD	SISTEMA DEPOSIC.	POTENCIA MAXIMA	BIOZONAS	LITOLOGIA DOMINANTE	AMBIENTE DEPOSICIONAL
Fm. Molasa de Solsona	Aluvial Pirenaico	>500 m	PM 1/2/3 PC 1/2/3?	Lutitas rojas y areniscas	Llanura fluvial
Fm. roja de Peraltilla	Aluvial Pirenaico	>500 m	PM 1/2/3 PC 1/2/3	Lutitas rojas y areniscas	Llanura fluvial abanico terminal
Fm. Areniscas de Súrria	Aluvial Pirenaico	410 m	PM 1/2/3 PC 1/2	Areniscas y lutitas rojas	Abanico terminal
Mb. Inferior	Aluvial Pirenaico	110 m	PM 1/2 PC 1	Areniscas y lutitas	Abanico terminal distal
Mb. Superior	Aluvial Pirenaico	300 m	PM 2/3 PC 1/2	Areniscas y lutitas rojas	Abanico terminal proximal
Fm. Molasa de Artés	Aluvial Catalánide	790 m	PM 1/2/3 PC 1/2	Lutitas rojas y areniscas	Llanura fluvial
Fm. Lignitos de Calaf	Lacustre Catalán	400 m	PM 3/4? PC 2/3	Calizas y lutitas grises y lignito	Lagos carbonatados someros con turberas asociadas
Fm. Calizas de Castelltallat	Lacustre Catalán	250 m	PM 1/2 PC 1	Calizas y lutitas grises	Lagos carbonat. someros Influencia evaporítica
Mb. Calizas de Moià	Lacustre Catalán	50 m	PM 1 PC 1	Calizas y lutitas grises	Lagos carbonat. someros Influencia evaporítica
Fm. Limolitas de Torà	Lacustre Catalán	150 m	PM 1 PC 1	Lutitas gris-amarillentas	Llanura lutítica con influencia evaporítica
Fm. Yesos de Barbastro	Lacustre Catalán	>450 m	PM 1 PC 1	Yesos y lutitas grises	"playa-lake"
Mb. Yesos de Sallent	Lacustre Catalán	31 m	PM 1 PC 1	Yesos y lutitas grises	"playa-lake"
Mb. Yesos de Copons	Lacustre Catalán	89 m	PM 2/3 PC 1/2	Yesos y lutitas grises	"playa-lake"
Mb. Yesos de Artesa	Lacustre Catalán	35 m	?PM 2/3 ?PC 2/3	Lutitas grises y yesos	"playa-lake"

Biozonas mamíferos (PM 1: Priaboniense superior; PM 2: Estampiense inferior bajo; PM 3: Estampiense inferior alto; PM 4: Estampiense superior bajo).

Biozonas carófitas (PC 1: Priaboniense superior-Estampiense inferior bajo; PC 2: Estampiense inferior intermedio; PC 3: Estampiense inferior alto-Estampiense superior bajo).

Cuadro 8: Resumen de las características principales de las unidades estratigráficas estudiadas.

5 litofacies evaporíticas: yesos nodulares (Yn), yesos laminados (Yl), yesos con laminación algal (Ye), yesos seleníticos (Ys) y gipsarenitas (Yg).

6 Litofacies carbonatadas: calizas micríticas (Cm), calizas organógenas (Co), calizas terrígenas (Ct), calizas con nódulos de chert (Cn), calizas estromatolíticas (Ce) y calizas laminadas (Cl).

1 Litofacies organógena: lignito (lig).

4 Geometrías de litosomas areníticos: litosomas tabulares (tipo I), litosomas canaliformes con surco poco incidido (tipo II), litosomas canaliformes con surco muy incidido (tipo III) y litosomas con acreción lateral y surco poco incidido (tipo IV).

4 Litofacies lutíticas: lutitas rojas (Lr), lutitas grises (Lg), limolitas carbonatadas (Lc) y lutitas organógenas (Lo).

Cada una de estas litofacies se interpreta paleoambientalmente según sus características propias y la posición secuencial que ocupan.

- El análisis mineralógico y geoquímico de las arcillas contenidas en las litofacies lutíticas refleja una relación entre la abundancia de algunos minerales del grupo de las arcillas y el paleoambiente en que se depositaron las lutitas. Una parte de las esmectitas e interestratificados minerales con un componente expansible que componen la litofacies lutitas grises (Lg) son producto de procesos de transformación y/o neoformación mineral en ambientes lacustres. Estos procesos se ven favorecidos en los depósitos de lagos o lagunas con mayor concentración salina y lámina de agua más perenne. La illita, clorita, caolinita y una parte de las esmectitas y arcillas expansibles presentes en los niveles de lutitas grises, más la totalidad

de los minerales de arcilla presentes en las lutitas rojas, tienen un origen exclusivamente detrítico. La proporción de cada uno de los minerales detríticos en cada perfil y unidad depende de la composición de los materiales erosionados del área fuente.

- El análisis geoquímico revela que el contenido en elementos traza, como el Boro, Rubidio y Litio, presente en las arcillas está más determinado por las cantidades heredadas de estos elementos y por las cantidades absorbidas en procesos diagenéticos tardíos que por las cantidades absorbidas durante los episodios lacustres en que se depositaron las arcillas. Únicamente se observa una ligera tendencia a que las muestras con mayor cantidad de Boro absorbida por las illitas correspondan a facies lutíticas depositadas en los lagos con lámina de agua más estable y de paleosalinidad más elevada.

- Del análisis secuencial de las facies evaporíticas de la Fm. Barbastro y sus miembros estratigráficos se han deducido varios procesos sedimentarios, que se producen en un ambiente general de "playa-lake". Estos procesos de deposición están controlados esencialmente por la estabilidad y posición del nivel freático y, subordinadamente, por otros factores como el crecimiento de tapices algales y el retrabajamiento por corrientes acuosas de materiales yesíferos previamente depositados. El relieve extraordinariamente llano que corresponde al momento y lugar de la sedimentación de los depósitos de la Fm. Barbastro, favorece la formación de lagunas efímeras cerradas, con márgenes someros muy extensos. El perímetro de las lagunas apenas se modifica por las escasas avenidas de material lutítico, que llegan a las partes distales de los sistemas aluviales que vierten hacia el centro de cuenca.

- El análisis litofacial y secuencial de los depósitos lacustres carbonatados con niveles de carbón asociados de la Fm. Calaf indica que la sedimentación corresponde a lagos someros, no salinos y seguramente con aliviaderos o desagües. La lámina de agua de los lagos carbonatados aunque relativamente más estable que la de las lagunas evaporíticas, sufría rápidas expansiones y retracciones. El perímetro de los lagos es más recortado que el de las lagunas de la Fm. Barbastro, y los contornos, extensión y sedimentación de los márgenes están fuertemente influenciados por la dinámica sedimentaria de los sistemas fluviales distributarios pirenaico y catalánide (Fms. Solsona y Artés, respectivamente).

- Las características del carbón de la Fm. Calaf indican que su acumulación es autóctona y que está compuesto principalmente por material leñoso que se acumula y entierra rápidamente en condiciones anaeróbicas. La distribución litológica, según las columnas de sondeos en la zona de Calaf, indica que los depósitos de carbón más importantes de la Fm. Calaf se acumulan en las zonas palustres marginales de los lagos y, dentro de éstas, en los sectores más protegidos de la influencia detrítica. El desarrollo de turberas se ve favorecido durante los períodos de mayor estabilidad de la lámina de agua.

- El análisis litofacial y secuencial de los materiales aluviales de la Fm. Súrria indica que éstos se depositaron en un sistema de abanico terminal que se desarrolló en las partes distales del sistema pirenaico. Este sistema prograda hacia el centro de la cuenca (en dirección S y SE) desde el Priaboniense superior al Estampiense inferior. Los depósitos del abanico se forman principalmente por agradación vertical de los materiales transportados en avenidas repentinas ("flash floods") con forma de lámina o manto ("sheet floods"). Las secuencias de progradación de los lóbulos frontales del abanico del Mb. Inferior muestran como los lóbulos pueden tener su parte distal sumergida en una lámina

de agua somera e hipersalina, motivo por el cual se producen procesos turbidíticos de transporte y sedimentación. La parte proximal de los lóbulos está emergida y sus depósitos se forman a partir de corriente subaereas en lámina del tipo "sheetflow".

Paleogeografía

- La reconstrucción paleogeográfica del sector oriental estudiado se ha referido a tres etapas significativas de la evolución sedimentaria del sector NE de la Cuenca del Ebro durante el tránsito Eoceno-Oligoceno: Priaboniense superior, límite Priaboniense-Estampiense y Estampiense inferior.

+ Durante el Priaboniense superior el centro de la cubeta está ocupado por una amplia llanura lutítica del tipo "playa-lake". En los márgenes catalánide y pirenaico se desarrollan sendos cinturones fluviales distributarios que se nutren de la carga aportada por los abanicos aluviales conglomeráticos adosados a los frentes tectónicos.

+ Durante el límite Priaboniense-Estampiense, en el centro de la cuenca, los depósitos de "playa-lake" quedan relegados a la parte occidental, si bien en aquella parte se expanden hacia el N y SE debido a la retracción de los depósitos aluviales terminales. En la parte occidental del centro de cuenca se crea un área de sedimentación lacustre carbonatada con menor influencia evaporítica. Los depósitos aluviales de los márgenes sufren durante esta etapa, retracciones en sectores determinados, favoreciendo la expansión de la llanura lacustre central.

+ Durante el Estampiense inferior la deposición lacustre ha perdido su carácter evaporítico y se restringe a la parte suroriental del área central de la cubeta. En las zonas marginales palustres situadas al NE del depocentro

lacustre se desarrollan turberas. Los depósitos aluviales de los márgenes pirenaico y catalánide han invadido buena parte de las zonas lacustres de la etapa anterior. El avance mayor corresponde al Sistema Aluvial Pirenaico cuyos aportes terrígenos progradan también sobre los depósitos del Sistema Aluvial Catalánide.

Tectónica-Sedimentación

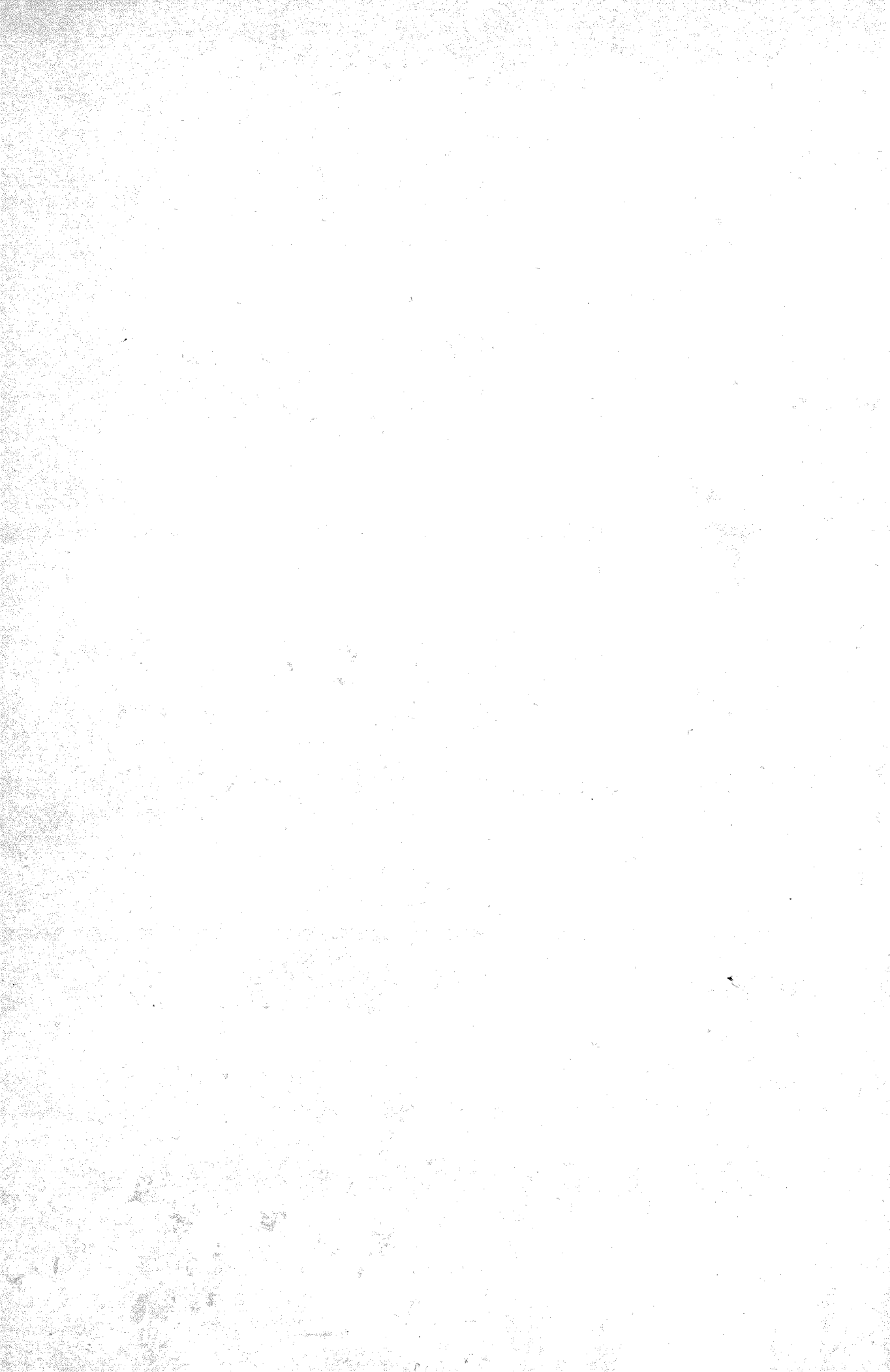
- Se han establecido los criterios sedimentarios para subdividir en dos secuencias distintas la última secuencia deposicional de relleno de la cuenca de antepaís surpirenaica, que ha sido referida por PUIGDEFABREGAS y otros (1986) para la parte catalana de la Cuenca del Ebro en función de la tectónica del margen pirenaico. Así, los materiales continentales depositados después de la regresión priaboniense quedan divididos en una secuencia inferior o Secuencia Castelltallat y a otra superior a Secuencia Solsona. El límite entre estas dos secuencias prácticamente coincide con el límite Priaboniense-Estampiense.

En los sectores centrales de la cuenca, la Secuencia Castelltallat está integrada por los depósitos lacustres eocenos de las formaciones Barbastro, Torà, Castelltallat y parte inferior de la Fm. Súria. Por encima de estos depósitos yacen los materiales de la Secuencia Solsona integrada por los depósitos fluviales de las formaciones Solsona, Peraltilla y parte alta de las Fms. Artés y Súria. El cambio sedimentario brusco que supone el paso de una secuencia a otra en el centro de cuenca, se refiere al paso en todo el sector de cuenca estudiado de condiciones lacustres (distales) a condiciones de sedimentación fluvial. Se realiza un ensayo de correlación de este cambio sedimentario de centro de cuenca con los acontecimientos tectónicos pirenaicos del mismo período; estos acontecimientos se refieren fundamentalmente a los que originan la formación de las discordancias progresivas que

274.-

afectan a los depósitos conglomeráticos adosados al frente tectónico pirenaico (Fm. Berga).

6. BIBLIOGRAFIA



- 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. Journal of the Geological Society, 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
- ANADON, P. (1978): El Paleógeno continental anterior a la transgresión biarritziense (Eoceno medio) entre los rios Gaià y Ripoll (provincias de Tarragona y Barcelona). Estudios Geológicos 34, 431-440.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; COLOMBO, F.; MARZO, M. y RIBA, O. (1986a): Syntectonic intradeformational unconformities in alluvial fan deposits, Eastern Ebro Basin margins (NE Spain). En: ALLEN, Ph. & HOMEWOOD, P. (eds). Foreland basins. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 8, 33-45.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; GUIMERA, J. y SANTANACH, P. (1985a): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. En: BIDDLE, K. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 37, 303-318.

- ANADON, P. y MARZO, M. (1986): Sistemas deposicionales eocenos del margen oriental de la Cuenca del Ebro: sector Igualada-Montserrat. Guía de las Excursiones al XI Congr. Esp. de Sediment. Exc. n. 4., 59 pp. Barcelona.
- ANADON, P.; MARZO, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1985b): The Eocene Fan-delta of Montserrat (South-eastern Ebro Basin, Spain). 6th European Reg. Meeting. I.A.S. Lleida-85. Exc. Guidebook 111-146. Ed. Inst. d'Est. Ilerdencs. Lleida.
- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. y SOLE SUGRANES, L. (1982): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. Acta Geol. Hisp. 14, 242-270, 10 fg.
- ANADON, P.; VIANEY-LIAUD, M.; CABRERA, Ll. y HARTENBERGER, J.L. (1987): Gisements à vertébrés du Paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport a la stratigraphie. Inédito.
- APRIL, R.H. (1981): Clay petrology of the Upper Triassic/Lower Jurassic terrestrial strata of the Newark Supergroup, Connecticut Valley, U.S.A.. Sedimentary Geology 29, 283-307.
- ARBÉY, F. (1980): Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull. Cent. Rech. Exp. Prd. Elf Aquitaine, 4, 308-365.
- ARBIOL, S. y SAEZ, A. (1987, en prensa): Sobre la edad oligocénica inferior del yacimiento de Santpedor (Cuenca del Ebro, provincia de Barcelona). Acta Geológica Hispánica.

- AYERS, W. y KAISER, W. (1984): Lacustrine-interdeltaic coal in the Fort Union Formation (Palaeocene), Powder River Basin, Wyoming and Montana, U.S.A. En : RAHMANI, R. & FLORES, R. (eds). Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 7, 61-84.
- BANERJEE, I. (1977): Experimental study on the effect of deceleration on the vertical sequence of sedimentary structures in silty sediments. Journal Sed. Petr. 47, 2, 771-783
- BARNOLAS, A.; BUSQUETS, P.; COLOMBO, F.; REGUANT, S.; SERRA, J.; VILAPLANA, M. GALLEGO, I. y GARCIA, A. (1983): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 332 (Vic). I.G.M.E., 45 pp. Madrid.
- BOFILL, A. (1897): Sobre la presencia del Ancodus Aymardi en los lignitos de Calaf, provincia de Barcelona; su significación bajo los puntos de vista paleontológico y estratigráfico. Mem. Real Acad. Cienc. y Artes de Barcelona, I, 17, 332-337. Barcelona.
- BOSMA, A. y BRUIJN, H. (1979): Eocene and Oligocene Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Isle of Wight, England. Part I. The Gliravus priscus-Gliravus fordi lineage. Proceed. Konink. Neder. Akad. Wetensch., B, 84, 4, 367-384.
- BUSQUETS, P. (1981): Estratigrafia y sedimentologia del Terciari pre-pirenenc entre els rius Llobregat i Fresser-Ter. Tesis doct. Univ. de Barcelona, 344 pp. Inédito.
- BUSQUETS, P.; ORTI, F.; PUEYO, J.; RIBA, O.; ROSELL, L.; SAEZ, A.; SALAS, R. y TABERNER, C. (1985): Evaporite deposition and diagenesis in the saline (potash) catalan basin, Upper Eocene. 6th European Reg. Meeting. I.A.S. Lleida-85. Exc. Guidebook, 1, 11-59. Ed. Inst. d'Est. Ilerdencs. Lleida.

- BUSTILLO, M. (1984): Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el Mioceno medio al Sur de Villaluenga. Estudios Geológicos, 40, 137-151.
- BUSTIN, R., CAMERON, A., GRIEVE, D. y KALKREUTH, W. (1985): Coal petrology. Its principles, Methods and Applications. Geological Association of Canada. Short Course Notes, 3. 2nd edition. 230 pp.
- 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. 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). Guía de las Excursiones al XI Congr. Esp. de Sediment. Exc. n. 7., 53 pp. Barcelona.
- CABRERA, Ll.; 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. 6th European Reg. Meeting. I.A.S. Lleida-85. Exc. Guidebook 10, 393-492, 80 fg. Inst. d'Est. Ilerdencs. Lleida.
- CABRERA, Ll. y SAEZ, A. (1987): Coal deposition in carbonate rich shallow lacustrine system: The Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, Eastern Ebro Basin, NE Spain). Journal Geol. Soc. London, 144, 11 pp.
- CASTEL, M. (1968): Zones de Charphytes pour l'Oligocène d'Europe occidentale. C.R. Somm. Séances Soc. Géolog. France, 4, 121-122.

- CASTELLTORT, F.X. y MARZO, M. (1987, en prensa): Un modelo deposicional de abanicos aluviales arenosos originados por corrientes efímeras. El Muschelkalk Medio de los Catalánides. Acta Geológica Hispánica
- CAVELIER, C. (1976): Le limite Eocene-Oligocene en Europe Occidentale. Bull. Inf. Geol. Bassin Paris, 13, 1, 65-84.
- CHATEAUNEUF, J.L. (1980): Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris. Mem. B.R.G.M. 116, 360 pp.
- CHOI, S. (1984): Les charophytes du bassin potassique catalan (Nord-est de l'Espagne) a la limite Eocene-Oligocene. Tesis Univ. des Sciences et Techq. du Languedoc. Montpellier. 111 pp. Inédito.
- CLAVELL, E.; MARTINEZ, A. y VERGES, J. (1987, en prensa): Morfología subterránea del basamento del Pirineo oriental: evolución y relación con los mantos de corrimiento. En: Los cabalgamientos en la estructura del Pirineo. Acta Geológica Hispánica.
- CLOSAS, J. (1948): Los carbones minerales de Cataluña. Miscelánea Almera. Mem. Com. Inst. Geol. Dip. Barcelona 7, 61-193, 30 fg. Barcelona.
- COLLINSON, J.D. (1986): Alluvial sediments. En: Sedimentary Environments and Facies. Ed. H.G. Reading. Blackwell Sc. Pub., 3, 20-40.
- COLOMBO, F. (1980): Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. Tesis doc. Univ. de Barcelona. 608 pp. Inédito.

CRUSAFONT, M. (1965): Nuevos yacimientos del tránsito Eoceno-Oligoceno de la cuenca del Ebro (Bagés). Fossilia 1, 12. Barcelona.

CRUSAFONT, M. y GOLPE, J. (1968): Los nuevos yacimientos de mamíferos del Eoceno español. Bol. Geol. y Minero, 74-4, 341-353. Madrid.

CRUSAFONT, M. y GOLPE, J. (1977): Succinta història del jaciment de "El Talladell" a Tàrrrega. Ilerda, 38, 123-131.

CRUSAFONT, M.; GOLPE, J.; GIBERT, J y THALER, L (1971): El yacimiento de Calaf, tres cuartos de siglo después. Paleontología y Evolución, III, 63-65. Sabadell.

CRUSAFONT, M.; RIBA, O. y VILLENA, J. (1966): Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (rio Formiga, prov. de Huesca) y sus consecuencias geológicas. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp. 83, 7-14. Madrid.

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. et Min., 28. Paris.

DEPAPE, G. y BRICE, D. (1965): La flore oligocène de Cervera (Catalogne). Ann. Soc. Géol. Nor 85, 111-118, 2fg. Lille

DEPERET, Ch. (1898): Aperçu général sur la bordure nummulitique du Massif ancien de Barcelona, et etude de la faune Oligocène de Calaf. Bull. Soc. Géol. France, 26, 713-724.

DEPERET, Ch, (1906): Sur le bassin oligocène de l'Ebre et l'histoire tertiaire de l'Espagne. C.R. Acad. Sc. Paris, 142, p. 752. Paris.

- ETHRIDGE, F., JACKSON, T. y YOUNBERG, A. (1981): Floodbasin sequence of a fine-grained meander belt subsystem: The coal bearing lower Wasatch and Upper Fort Union Formations, southern Powder River basin, Wyoming. En: ETHRIDGE, F. & FLORES, R (eds). Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: models for exploration. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, 31, 191-209.
- EUGSTER, H.P. y HARDIE, L.A. (1978): Saline Lakes. En: Lakes Chemistry, Geology, Physics. A. Lerman ed., 237-293. Verlag.
- FALINI, F. (1965): On the formation o coal deposits of lacustrine origin. Geol. Soc. of America Bull., 76, 1317-1346.
- FEIST-CASTEL, M. (1977): Etude floristique et biostratigraphique des Charophytes dans les séries du Paléogène de Provence. Géologie Méditerranéenne, IV, 2, 109-138.
- FEIST, M. y RINGEADE, M. (1977): Etude biostratigraphique et paléobotanique (Charophytes) des formations continentales d'Aquitaine, de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur. Bull. Soc. géol. de France, 19, (2), 341-354.
- FERNANDEZ MARRON, M. (1973a): Reconstrucción del paleoclima del yacimiento oligocénico de Sarreal (Tarragona), a través del estudio morfológico de los restos foliares. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.) 71, 237-242. Madrid.
- FERNANDEZ MARRON, M. (1973b): Nuevas aportaciones a la sistemática y paleoecología de la flora oligocena de Sarral (Tarragona). Estudios Geológicos 29, 2, 157-170. Madrid.

- FIELDING, C. (1984): Upper delta plain lacustrine and fluvio lacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. Sedimentology 31, 545-567.
- 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. AAPG Bull., 53, 30-54.
- FLORES, R. (1981): Coal deposition in fluvial paleoenvironments of the Paleocene Tongue River Member of the Fort Union Formation, Powder River basin, Wyoming and Montana. En: ETHRIDGE, F. & FLORES, R. (eds). Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: models for exploration. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, 31, 169-190.
- FLORES, R. y HANLEY, J. (1984): Anastomosed and associated coal-bearing fluvial deposits: Upper Tongue Member, Palaeocene Fort Union Formation, northern Powder River Basin, Wyoming, U.S.A. En: RAHMANI, R. & FLORES, R. (eds). Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 7, 85-103.
- FREYTET, P. (1973): Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc. Sed. Geol., 10, 2-60.
- FRIEND, P. (1978): Distinctive features of some ancient river systems. En: Fluvial sedimentology (A. Miall, ed.), Canad. Soc. Petrol. Geol., 5, 531-542. Calgary.
- FRIEND, P. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 6, 345-354.

- GALLOWAY, W. y HOBDAV, D. (1983): Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer Verlag, 403 pp. New York.
- GARRIDO, A y RIOS, J.M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. Bol. Geol. y Min., 83, 1-47. Madrid.
- GERSIB, G. y McCABE, P. (1981): Continental coal-bearing sediments of the Fort Hood Formation (Carboniferous), Cape Linzee, Nova Scotia, Canada. En: ETHRIDGE, F. & FLORES, R. (eds). Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: models for exploration. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, 31, 95-108.
- GOLPE, J.M. (1971): Siuformes del Terciario español y sus yacimientos. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- GOLPE, J.M. (1982): Paleobiología dels jaciments amb vertebrats al trànsit Eocè-Oligocè a la Catalunya central. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat. 48, 123-134.
- GUIMERA, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. Geological Magazine, 121, 413-420.
- HACQUEBARD, P. y DONALDSON, J. (1969): Carboniferous coal deposition associated with flood-plain and limnic environments in Nova Scotia. En: DAPPLES, E. & HOPKINS, M. (eds). Environments of coal deposition. Geological Society of America Special paper, 114, 143-191.
- HARDER, H. (1964): To what extent is boron a marine index elements?. Geochemistry, 1, 105-112.

- HARDER, H. (1970): Boron content of sediments as a tool in facies analysis. Sedim. Geol., 4, 153-175.
- HARDIE, L; SMOOT, J y EUGSTER, H. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. 2, 7-41. Oxford.
- HARTENBERGER, J.L. (1971): Les Rongeurs de l'Eocène d'Europe. Leur évolution dans leur cadre biogéographique. Thèse. Montpellier.
- HARTENBERGER, J.L. (1973): Les Rongeurs de l'Eocène d'Europe. Leur évolution dans leur cadre biogéographique. Bull. Museum Nat. D'Hist. Naturelle, 3^e sér., 132, 49-70. Paris.
- HEWARD, A. (1978): Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cifera-Matallana and Sabero) coal fields, northern Spain. Sedimentology, 25, 451-488.
- HOSSACK, J.R.; DERAMONT, J. y GRAHAM, R.H. (1984): The geological structure and development of Pyrenees. Colloque Chevauchement et deformation, Toulouse. Abstracts, 46-47.
- HUBERT, J. y HYDE, M. (1982): Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay Nova. Scotia. Sedimentology 29, 4, 457-474
- IGLESIAS, M. (1970): Estudio estratigráfico y tectónico del área de Sùria-Cardona. Tesis de licenciatura. Universidad de Barcelona. 77 pp. Inédito.
- I.G.M.E. (1971): Mapa Geológico de España. Síntesis de la cartografía existente. E. 1:200.000. Hoja 24 (Berga). I.G.M.E., 31 pp., 3 fg., 1 mapa. Madrid.

- I.G.M.E. (1975a): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 391 (Igualada), I.G.M.E., 23 pp. Madrid.
- I.G.M.E. (1975b): Estudio geológico-minero del área lignitífera y uranífera de Calaf. 117 pp. Inédito.
- I.G.M.E. (1985): Prospección previa de lignitos en el área de Pinos-Molsosa (Lérida-Barcelona). 106 pp. Inédito.
- I.G.M.E. (1986): Prospección previa de lignitos en el área de Bages-Moianes (Barcelona). ... pp. Inédito.
- INGLES, M. (1976): Determinació d'urani i estudi d'aquest element en el sediments oligocens de la conca de Calaf. Tesis de licenciatura. Univ. de Barcelona.
- INGLES, M. (1983): Estudi mineralogic i geoquimic dels sediments lutític carbonatats del marge oriental de la depressió de l'Ebre. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 207 pp. Inédito.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1000000. IGME.
- KAUFFMAN, E. y McCULLOCH (1965): Biota of a Late Glacial Rocky Mountain Pond. Geol. Soc. Amer. Bull. 76, 1203-1232.
- LARRAGAN, A.; BATALLER, J. y LLOPIS, N. (1951): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 362 (Calaf). I.G.M.E., 99 pp. Madrid.
- LARRAGAN, A.; BATALLER, J. y MASACHS, V. (1950): Mapa geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 361 (Guissona). I.G.M.E., 56 pp. Madrid.

- LI SITIAN; LI BAOFANG; YANG SHIGONG; HUANG JIAFU y LI ZHEN (1984): Sedimentation and tectonic evolution o Late Mesozoic faulted coal basins in north-eastern China. En: RAHMANI, R. FLORES, R. (eds.). Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences. Spec. Publ. of Int. Ass. of Sedim., 7, 387-406.
- MACIAS, I (1985): Estudi sedimentològic de la formació Peraltilla entre Balaguer i Alfarràs (Prov, de Lleida). Tesis de Licenciatura. Univ. Aut. de Barcelona. 65 pp. (inédito)
- MALMSHEIMER, K. y MENSINK, H. (1979): Der geologische Aufbau des Zentralkatalanischen Molassebeckens. Geol. Rundschau (1979), 121-162, 9 fig. Stuttgart.
- MARIN, A. (1932): Sondeos de investigación de las sales potásicas. Sondeos de la cuenca potásica española. Bol. de Sondeos 3, 1, 29-99. Madrid.
- MARTIN, M. (1974): Sobre la petrogénesis de algunas litofacies españolas con fases urano-orgánicas. Bol. Geol. y Minero 85, 561-581. Madrid.
- MARTINEZ, M.B. y POCOVI, A. (1986, en prensa): El amortiguamiento frontal de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. Acta Geológica Hispánica.
- MASACHS, V.; CRUSAFONT. M. y VILLALTA, J.f. (1954): Sur l'âge du gisement potassique de la Catalogne. C.R. Somm. Soc. Géol. France 13, 304-305.
- MAUTERA, J. y THOS, S. (1881): Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona. Mem. Com. Mapa Geol. de España, 487 pp. Madrid.
- McKEE, E.; CROSBY, E. y BERRYHILL, H. (1967): Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. Jn. Sed. Petr. 37, 3, 829-851, 16 fg.

- MOSSER, C. (1980): Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Sci. Geol. Mem., 63, 229 pp.
- MUKERJI, Ch. (1976): Terminal fan of inland streams in Suttlej-Yamuna Plain, India. Z. Geomorph. NF. 20, 2, 190-204. Berlin-Stuttgart.
- MUÑOZ, J.A. (1985): Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 305 pp. Inédito.
- MUÑOZ, J.A.; PUIGDEFABREGAS, C. y FONTBOTE, J.M. (1986): El Pirineo. En: Libro homenaje a J.M. Ríos, III, 4.
- MURPHY, D. y WILKINSON, B. (1980): Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. Sedimentology 27, 123-135
- NICHOLLS, G.D. (1968): The geochemistry of coal bearing strata. En: Coal and Coal Bearing Strata (D.G.MURCHINSON T.S. WESTOLL, eds.), 269-307, Oliver Boyd.
- NICKEL, E. (1982): Alluvial-fan-carbonate facies with evaporites. Eocene Guardia Formation. Southern Pyrenees, Spain. Sedimentology, 29, 761-796.
- NURKOWSKI, J. y RAHMANI, R. (1984): An Upper Cretaceous fluvio-lacustrine coal-bearing sequence, Red Deer Area, Alberta, Canada. En: RAHMANI, R. & FLORES, R. (eds). Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 7, 85-103.
- OLLIVIER-PIERRE, M. (1980): Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif Armoricaïn. Stratigraphie et paléogéographie. Mem. Soc. géol. min. Bretagne, 25, 1-239. Rennes.

- ORTI, F.; PUEYO, J.; GEISLER-CUSSEY, D. y DULAU, N. (1984): Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). Rev. Inv. Geol., 38/39, 169-220.
- ORTI, F.; SALVANY, J.; ROSELL, L.; PUEYO, J. y INGLES, M. (1986): Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). Rev. Inv. Geol., 39/39, 169-220.
- PARDO, G.; VILLENA, J.; PEREZ, A. y GONZALEZ, A. (1983): El Paleógeno de los margenes del umbral de Montalbán: relación tectónica-sediementación. Comunicaciones al X Cong. Nal. de Sedimentología (Menorca), 5, 29-34.
- PARDO, G.; VILLENA, J.; PEREZ, A. Y GONZALEZ, A. (1984): El Paleógeno de los margenes del umbral de Montalbán: relación tectónica-sediementación. Libro Homenaje a Luis Sanchez de la Torre. Publ. de Geología, 20, 355-363
- PARKASH, B.; AWASTHI, A. y GOHAIN, K. (1983): Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. Spec. Pub. int. Ass. Sediment. 6, 337-344, 10 fg.
- PEON, A.; ALONSO, F.; ROSELL, J.; TRILLA, J. y OBRADOR, A. (1975): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 363 (Manresa). I.G.M.E., 22 pp. Madrid.
- PUEYO, 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.
- PUEYO, J.; ORTI, F.; UTRILLA, R. y INGLES, M. (1986): Sedimentación evaporítica actual en las salinas marítimas situadas entre el delta del Ebro y el Mar menor. P. ANADON y L. CABRERA (eds.). Guía de las Excursiones al XI Cong. Español de Sediment., 3, 29 pp. Barcelona.

- PUEYO, J. y SAEZ, A. (1986): La Muntanya de Sal de Cardona. En: Set itineraris per la Catalunya Central. 1er. Simposium sobre l'ensenyament de les C. Natural. Ed. Eumo, pp.35-49. Vic.
- PUIGDEFABREGAS, C.; MUÑOZ, J. y MARZO, M. (1986): Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the Southern foreland Basin. En: ALLEN, Ph. & HOMEWOOD, P. (eds). Foreland basins. Sp. Publ. of I.A.S., 8, 319-336.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics, 129, 173-203.
- QUIRANTES, J. (1969): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Tesis doct. Univ. Granada. Ed. Dep. Sed. y Suelos CSIC. Zaragoza.
- RAHMANI, R. y FLORES, R. (1984): Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences of North America: a historical review. En: RAHMANI, R. & FLORES, R. (eds). Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences. Sp. Publ. of I.A.S., 7, 3-10.
- RAMIREZ, J.; RIBA, O. y MALDONADO, A. (1975a): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 362 (Calaf). I.G.M.E. 59 pp., Madrid.
- RAMIREZ, J.; RIBA, O. y MALDONADO, A. (1975b): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 330 (Cardona). I.G.M.E., 58 pp. Madrid.
- RAMIREZ, J.; RIBA, O. y MALDONADO, A. (1975c): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 331 (Puigreig). I.G.M.E., 52 pp., Madrid.
- REGUANT, S. (1967): El Eoceno marino de Vic (Barcelona). Mem. Inst. Geol. y Min. de España, 68, 330 pp.

- REILLE, J. (1971): Les relations entre tectogènèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales. D'après l'étude des formations tertiaires essentiellement continentales. Tesis doct. Univ. Montpellier, 330 pp.
- RIBA, O. (1967): Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. Acta Geol. Hisp. 1, 1-6, 2 fg. Barcelona.
- RIBA, O. (1971): Mapa Geológico de España. Síntesis de la cartografía existente. E. 1:200.000. Hoja 33 (Lérida). I.G.M.E. 31 pp., 2 fg. Madrid.
- RIBA, O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. Acta Geol. Hisp. 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): Tectogènese et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. Bul. Bureau Rech. Géol. et Min. I, 4, 383-401.
- RIBA, O.; MALDONADO, A. y RAMIREZ, J. (1975a): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 329 (Ponts). I.G.M.E., 47 pp., 2 fg. Madrid.
- RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1986): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. Lib. hom. J.M. Rios, II, IGME.
- RIBA, O.; REGUANT, S.; COLOMBO, F.; BUSQUETS, P.; VILAPLANA, M.; ANADON, P.; MARZO, M.; RAMIREZ, A.; PUEYO, J. y WILLIAMS, R. (1975b): Le Bassin Tertiaire Catalan Espagnol et les gisements de potasse. IXe Cong. Int. Séd. 84 pp.
- RIBA, O.; VILLENA, J. y QUIRANTES, J. (1967): Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (prov. Zaragoza). Anal. Edad. y Agrob., 28, 617-634.

- ROCHE, E. y SCHULER, M. (1979): Analyse palynologique de l'argile de Boom. Serv. Geol. Belgique, Prof. Paper 1979/7, 163.
- ROCHE, E. y SCHULER, M. (1980): Etude palynologique du "Complexe de Kallo" Serv. Geol. Belgique, Prof. Paper 1980/8, 178.
- RUSSELL, D.; HARTENBERGER, L.; POMEROL, Ch.; SEN, S.; SCHMIDT-KITTLER y VIANEY-LIAUD, M. (1982): Mammals and stratigraphy: the Paleogene of Europe. Paleovertebrata, Mem. ext. 1982, 1-77. Montpellier.
- SAEZ, A. (1985): Upper Eocene-Lower Oligocene terminal fan deposits. Eastern part of the Ebro Basin (Súria-Cardona, Spain). 6th European Reg. Meeting I.A.S. Lleida-1985. Abstracts 664-667, 2 fg. Lleida.
- SAEZ, A. y RIBA, O. (1986): Depositos aluviales y lacustres paleogenos del margen pirenaico catalán de la Cuenca del Ebro. Guia de las Excursiones al XI Cong. Esp. de Sediment. (Barcelona), 6, 29 pp. Barcelona.
- SINGER, A. (1984): The paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in Sediments, a Review. Earth-Science Reviews 21, 251-293. Amsterdam
- SMOOT, J. (1978): Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peack Member of the lacustrine Green River Formation (Eocene). Wyoming. U.S.A. Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 2, 109-127.
- SMOOT, J. (1983): Depositional subenvironments in an arid closed basin; the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. Sedimentology 30, 801-827.

- SOLE SABARIS, L. (1953): Terrazas cuaternarias deformadas del Nordeste de España. Act. IV Congr. Int. INQUA, 3-11. Roma.
- SOLE SABARIS, L. (1972): Mapa Geológico de España. Síntesis de la cartografía existente. E. 1:200.000. Hoja 34 (Hospitalet). I.G.M.E., 38 pp. Madrid.
- SOLE, N. y PORTA, J. (1982): Contribución a la palinología del Oligoceno en la región de Calaf (Barcelona). Acta Geol. Hisp. 14, 351-353. Barcelona.
- SOLE, N. y PORTA, J. (1984): Etat actuel des connaissances palynologiques du Tertiaire de l'Espagne. Revue de Paléobiologie, vol. esp., 209-219. Genève.
- SURDAM, R.C. y STANLEY, K.O. (1979): Lacustrine sedimentation during the culminating phase of Eocene Lake Gosiute, Wyoming (green River Formation). Geol. Soc. Amer. Bull. 1, 90, pp. 93-110.
- SURDAM, R.C. y WOLFBAUER, C. (1975): Green River Formation, Wyoming: a playa-lake complex. Geological Society of America Bulletin, 86, 335-345.
- TABERNER, C. (1983): Evolución ambiental y diagenética de los depositos del Terciario inferior (Paleoceno y Eoceno) de la Cuenca de Vic. Tesis doctoral. Univ. Aut. de Barcelona. 1400 pp. Inédito.
- TEICHMULLER, M. y TEICHMULLER, R. (1982): The geological basis of coal formation. En: STACH, E., MACKOWSKY, M. TEICHMULLER, M., TAYLOR, G., CHANDRA, D. & TEICHMULLER, R. (eds). Coal Petrology, 3rd. edition. Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 381-413.

- TERLECKY, P.M. (1974): The origin of a Late Pleistocene and Holocene marl deposit. Jour. Sed. Petr. 44, 2, 456-465.
- THALER, L. (1968): *Pairomys crusafonti* nov. gen., nov. sp., Rongeur énigmatique de l'Oligocène inférieur d'Espagne. C.R. séanc. Soc. Géol. France 4, p. 164.
- THALER, L. (1969): Rongeurs nouveaux de l'Oligocene moyen d'Espagne. Paleovertebrata 2, 191-207. Montpellier.
- TREESE, K.L. y WILKINSON, B.H. (1982): Peat-marl deposition in a Holocene paludal-lacustrine basin - Sucker Lake, Michigan. Sediementology 29, 375-390.
- TRUYOLS, J. y CRUSAFONT, M. (1961): Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tàrrega. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España 61, 99-108. Madrid.
- TUNBRIDGE, I. (1981): Sandy high-energy flood sedimentation, some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. Sed. Geol. 28, 79-95, 9 fg., Amsterdam.
- TUNBRIDGE, I. (1984): Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. Sedimentology 31, 697-715, 18 fg.
- 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. En: Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 26, 63-81.
- VIANEY-LIAUD, M. (1979): Evolution des rongeurs à l'Oligocène en Europe Occidentale. Palaeontographica 116, 136-236. Stuttgart.

- VILLUMSEN, A. y NIELSEN, O.B. (1976): The influence of paleosalinity, grain size distribution and clay minerals on the content of B, Li and Rb in Quaternary sediments from Eastern Jutland, Denmark. Sedimentology, 23, 845-855.
- WAGNER, G.; MAUTHE, F. y MENSINK, H. (1971): Der Salzstock von Cardona in Nordspanien. Geol. Rund. 60, 3, 970-996. Stuttgart.
- WALKER, C.T. (1972): Paleosalinity. En: The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences. (Ed. R.W. Fairbridge). PP. 885-890. Van Nostrand Reinhold Co.
- WEAVER, C.E. y POLLARD, C.E. (1973): The Chemistry of Clay Minerals. Developments in sedimentology, 15. Elsevier, 213 pp.
- WEHMEYER, D., APOSTOLIKAS, A., MEINKE, K., RIEGEL, W., SCHWARZ, G. y VELITZELOS, E. (1986): Environments of coal formation and sedimentary framework of Miocene lignites from Aliveri (Evia, Greece). Abstracts of the International Symposium on coal and coal-bearing strata, Royal Holloway and Bedford New College (University of London), 55.
- WEISS, H (1980): Sedimentologie Fluviatiler und Lakustrischer Ablagerungen im Oligozän des östlichen Ebrobeckens (Spanien). Tesis doctoral. Univ. de Bern, 144 pp. Inédito.
- WHATELEY, M. (1986): Lignite bearing lacustrine deposits (Miocene) in the Soma-Isiklar Basin, Eastern Turkey. Abstracts of the International Symposium on Coal and Coal bearing strata, Royal Holloway and Bedford New College (University of London), 56.

Lista del contenido
paleontológico por perfiles
y muestras.

APENDICE 1

PERFIL
MUESTRA
Contenido paleobiológico

BALSARENY

BL-1

Nodosochara jorbae n. sp.
Harrisichara tuberculata
Chara (?) sp. indet.

CALAF

CF-1

Leiotriletes sp.
Pityosporites microalatus (4)
Pityosporites labdacus (5)

CF-2, 3 y 4

Lychnothammus longus n. sp.

CF-5

Harrisichara tuberculata
Chara (?) sp. indet.

CF-6

Chara (?) sp. indet.

Gliravus fordi

Theridomys calafensis

Eucricetodon atavus

Peratherium sp.

CF-7a

Leiotriletes adr. pseudomaximus (1)

Leiotriletes microadriennis (1)

Triplanosporites sinomaxoides

Concavisporites sp.

Pityosporites microalatus

Ephedripites (Dist.) eocenipites (7)

Ephedripites sp.

Monocolpopollenites tranquillus

Sabalpollenites granulatus

Triatriopollenites rurensis

Triatriopollenites platycaryoides

Subtriporopollenites sp.

Corsinipollenites sculus noctis

Graminidites sp.

Polyrestibulopollenites (Alnip.) verus

Retitricolpites retiformis

Scabratricolpites microhenrici

Scabratricolpites angustus

Psilatricolporites cingulum fusus

Tricolporopollenites rhombus

CF-7b

Gliravus fordi

Theridomys calafensis

Blainvillinys cf. langei

Cricetidae indet.

Amphiperatherium minutum

CF-8

Leiotriletes adriennis pseudomaximus

Leiotriletes adriennis

Triplanosporites sinomaxoides

Concavisporites sp.

Pityosporites microalatus

Pityosporites alatus (6)

Ephedripites (Dist.) eocenipites

Monocolpopollenites tranquillus

Sabalpollenites granulatus

Triatriopollenites rurensis

Triatriopollenites platycaryoides

Triatriopollenites engelhardtoides

Polyporopollenites stellatus

Polyporopollenites sp.

Psilatricolpites sp.

Retitricolpites sp.

Striatricolpites sp.

Echitricolpites cf. microechinatus

Scabratricolpites microhenrici

Psilatricolporites sp.

Tricolporollenites microreticulatus

Tricolporollenites sp.

Retitricolporites oleoides

Retitricolporites sp.

Tetracolporopollenites

CF-9

Diplocynodon ? sp.

Theridomys sp.

CF-10

Leiotriletes adriennis

Triatriosporites engelhardtioides
Scabraticolpites microhenrici
Retitricolporites sp.
Tetracolporopollenites sp.
Harrisichara tuberculata

Bothriodon aymardi
Theridomys calafensis

CF-11
Harrisichara tuberculata
Gyrogona sp.

CF-12
Chara (?) sp. indet.

Theridomys calafensis
Elfomys medius
Oligodyromys sp.
Bransatoglis n. sp.
Eucricetodon aff. atavus
Nyctitheriidae indet.
Amphhiperatherium minutum
Plagiolophus sp.

CF-13a
Theridomys calafensis
Bransatoglis n. sp.

CF-13b
Leiotriletes adriennis
Laevigatosporites sp.
Monocolpopollenites tanquillus
Sabalpollenites granulatus
Tricolpopollenites sp.
Tricolporopollenites sp.

CF-14 y 15
Spharochara aff. subglobosa
Chara (?) sp. indet.

CF-16
Theridomys calafensis
Bransatoglis n. sp.

Diplocynodon ? sp.
Allognatosuchus ? sp.

CF-17
Leiotriletes adriennis pseudomaximus
Leiotriletes adriennis
Triplanosporites sinomaxoides
Monocolpopollenites sp.
Tricolpopollenites sp.
Tricolporopollenites sp.

CF-18
Leiotriletes adriennis pseudomaximus
Leiotriletes adriennis
Pityosporites microalatus
Ephedripites sp.
Monocolpopollenites tranquillus
Sabalpollenites granulatus
Triatriopollenites rurensis
Subtriporopollenites sp.
Scabraticolpites microhenrici
Striatricolpites sp.
Retitricolpites sp.
Psilatricolporites cf. cingalum
Striatricolporites sp.

CF-19
Leiotriletes adriennis
Triplanosporites sinomaxoides
Cicatricosisporites sp.
Verrucastosporites sp.
Pityosporites microalatus
Ephedripites sp.
Monocolpopollenites tranquillus
Subtriporopollenites sp.
Tripoporopollenites coryloides
Triatriopollenites rurensis
Triatriopollenites platycaryoides
Triatriopollenites engelhardtioides
Triatriopollenites sp.
Intratripoporopollenites sp.
Graminidites sp.
Tricolpopollenites henrici
Tricolpopollenites sp.
Scabraticolpites microhenrici
Compositoipollenites sp.
Striatricolpites sp.
Tricolpites sp.
Tetracolporopollenites sp.

CARDONA

CR-1, 2 y 3

Leiotriletes adriennisEchinatisporis sp.Pityosporites microalatusPityosporites labdacusTriletes sp. (CR-2)Polypodiaceoisporites sp. (CR-2)

CR-4, 5, 6, 7 y 8

Nodosochara jorbae n. sp.Harrisichara tuberculata (CR-6)Lychnotammus longus n. sp.-----
FONOLLOSA

FN-1

Lychnotammus longus n. sp.

FN-2

Stephanochara aff. edwardsiSphaerochara aff. subglobosaChara (?) sp. indet.-----
Diplocynodon ? sp.Allognatosuchus ? sp.

FN-3 y 4

Harrisichara tuberculataRhabdochara aff. raibocarpa

FN-5

Harrisichara tuberculataStephanochara aff. edwardsi

FN-6

Gyrogona caelataLychnotammus longus n. sp.Chara sp. II

FN-7 y 8

Lychnotammus longus n. sp.Chara sp. II (FN-7)

FN-9

Harrisichara tuberculataLychnotammus longus n. sp.Rhabdochara aff. stockmansiiChara sp. II-----
Diplocynodon ? sp.Allognatosuchus ? sp.

FN-10 y 11

Harrisichara tuberculata (FN-11)Lychnotammus longus n. sp.Chara sp. II-----
Diplocynodon ? sp. (FN-10)

FN-12

Harrisichara tuberculataLychnotammus longus n. sp.Stephanochara aff. edwardsiSphaerochara aff. subglobosa

FN-13

Harrisichara tuberculataLychnotammus longus n. sp.-----
Diplocynodon ? sp.

FN-14 (YACIMIENTO DE FONOLLOSA)

Stephanochara aff. edwardsi-----
Diplocynodon ? sp.Allognatosuchus ? sp.-----
Theridomys calafensis?Elgomys mediusPseudoltinomys gaillardiBransatoglis n. sp.Gliravus fordi

FN-15

Harrisichara tuberculataRhabdochara aff. raibocarpa

FN-16 y 17

Rhabdochara aff. stockmansii (FN-16)Chara sp. II

FN-18

Harrisichara tuberculataStephanochara lychnothamoides

Diplocynodon ? sp.
Allognatosuchus ? sp.

JORBA

JR-1,2,3,4 y 5
Nodosochara jorbae n. sp.
Lychnothammus longus n. sp.
Harrisichara tuberculata (JR-3,4)
Gyrogona caelata (JR-3)

JR-6 y 7
Nodosochara jorbae n. sp.
Harrisichara tuberculata (JR-6)
Gyrogona caelata

JR-8 y 9
Nodosochara jorbae n. sp.
Harrisichara tuberculata
Gyrogona caelata (JR-8)
Lychnothammus longus n. sp.

JR-10
Rhabdochara aff. raibocarpa

JR-11,12 y 13
Harrisichara tuberculata (JR-12,13)
Chara sp. II (JR-11,12)

JR-14,15,16,17,18
Stephanochara aff. edwardsi

JR-19
N. (T) meriani
Harrisichara tuberculata

JR-20,21,22
Harrisichara tuberculata (JR-20,21)
Chara sp. II

JR-23
Gyrogona caelata

JR-24,25,26
Lychnothammus longus n. sp.

JR-27,28,29

Lamprothamnium sp.

MASSOTERES

MT-1
Lychnothammus longus n. sp.
Chara sp. II

MT-2
Chara sp. indet.

MT-3
Harrisichara tuberculata

MT-4
Chara sp. II

MOIA

MY-1
Rhabdochara aff. altilis

MY-2
Harrisichara tuberculata
Stephanochara aff. edwardsi
Spharochara aff. subglobosa

MY-3
Harrisichara tuberculata
Rhabdochara aff. raibocarpa
Sphaerochara aff. subglobosa
Lychnothammus longus n. sp.
Chara sp. I

SANAUJA

SN-1
Leiotriletes adriennis
Echinatisporis sp.
Pityosporites microalatus
Pityosporites labdacus

SANT CUGAT DE GAVADONS (yacimiento)

Harrisichara tuberculata
Stephanochara aff. edwardsi

-.-

Theridomys golpei
Blainvillimys aff. rotundidens
Pseudoltinomys cuvieri
Elfomys cf. nanus
Paromys crusafonti
Gliravus aff. meridionalis
Gliravus priscus
Necrolemur sp.
Dichodon cervinum
Dichodon cf. frohnstettense

SANTPEDOR

SP-1

Harrisichara tuberculata

SP-2 (YACIMIENTO DE SANTPEDOR)

Rhabdochara aff. attilis

-.-

Theridomys aff. aquatilis
Pseudoltinomys gaillardi
Eucricetodon atavus
Gliravus aff. priscus
Paleotherium sp.
Plagiolophus sp.
Anoplotheridae indet.

SP-3

Gyrogonia sp.

-.-

Allognatosuchus ? sp.

SP-4

Harrisichara tuberculata
Stephanochara aff. edwardsi
Sphaerochara labellata

SURIA

SR-1

Leiotrilrtes adriennis
Pityosporites microalatus

SR-2

Sphaerochara aff. subglobosa
Chara sp. indet.

SR-3

Leiotrilrtes adriennis
Pityosporites microalatus
Echinatisporis sp.
Toroisporis sp.
Polypodiaceoisporites sp.

SR-4, 5, 6 y 7

Nodosochara jorbae n. sp.
Lychnotammus longus n. sp.
Gyrogonia caelata (SR-4, 5 y 6)

SR-8

Neocyprideis ? sp.

-.-

Nodosochara jorbae n. sp.
Lychnotammus longus n. sp.
Chara sp. I

SR-9

Nodosochara jorbae n. sp.
Stephanochara aff. edwardsi

-.-

Chelonia ind.

SR-10

Harrisichara tuberculata
Lychnotammus longus n. sp.

SR-11

Stephanochara aff. edwardsi

SR-12

Harrisichara tuberculata
Gyrogonia caelata
Chara sp. II

SR-13

Chara sp. II

-.-

Limocytheridae ?

SR-14

Stephanochara aff. edwardsi

Gyrogona caelata
Chara sp. II

SR-15
Leiotriletes adriennis
Concaviosporites sp.
Pityosporites microalatus

SR-16 y 17
Stephanochara aff. edwardsi
Chara sp. II

-.
Cypridopsis ? sp.
Eucypris ? sp.
Dolerocypris ? sp. (SR-13)
Limnocytheridae ?

-.
Diplocynodon ? sp. (SR-16)
Allognatosuchus ? sp. (SR-16)

SR-18 y 19
Harrisichara tuberculata
Stephanochara aff. edwardsi
Chara sp. II

-.
Dolerocypris ? sp.
Limnocytheridae ?

SR-20
Sphaerochara aff. subglobosa
Stephanochara aff. edwardsi
Lychnotammus longus n. sp.
Chara sp. II

-.
Dolerocypris ? sp.

SR-21
Harrisichara tuberculata
Gyrogona caelata

TORA

TR-1
Rhabdochara aff. raibocarpa
Gyrogona caelata
Chara sp. II

VILANOVA DE L'AGUDA

VA-1 y 2
Nodosochara jorbae n. sp.
Lychnothammus longus n. sp.
Chara sp. II (VA-1)

Tablas de porcentajes
litológicos de los sondeos
de la zona de Calaf.

APENDICE 2

Los mapas de porcentajes litológicos de la figura 24 se han construido a través de un programa en lenguaje "BASIC" creado por el Dr. J.J. PUEYO, utilizando un ordenador personal del tipo OLIVETTI-M24. Los datos se introdujeron en una matriz B (40, 40) mediante la utilización de coordenadas numéricas aproximadas, establecidas a partir de un sistema de referencia que se ajustaba a las dimensiones de la matriz. El programa desarrolla el cálculo iterativo de los 40x40 valores de la matriz de la siguiente manera:

1) Los puntos de referencia, osea, los que coinciden con el emplazamiento de cada sondeo, no son recalculados, sino que tienen el valor asignado previamente.

2) Se calculan las distancias a los puntos de referencia y, desde todos los existentes en cada caso, se seleccionan los seis situados a menor distancia.

3) A partir de los seis valores de referencia más proximos, se calculan y asignan los valores a cada punto, por tendencia basada en el cuadrado de la distancia.

Los porcentajes por tramos y sondeos son los que se expresan en las siguientes tablas:

 TRAMO I - Potencia media: 34,6 m - Número de sondeos: 29

SONDEO %LIGNITO %CALIZAS %LUTITAS %ARENITAS %TERRIGENOS

ST-1	5	14	54	27	81
ST-2	7	7	69	17	86
ST-4	5	10	57,5	27,5	85
ST-5	3,5	7	54,5	35	89,5
ST-6	7,5	6	57,5	29	86,5
ST-7	9	23	51	17	68
ST-8	7	13,5	55,5	24	79,5
ST-9	9	19	52	20	72
ST-10	7	29	46	18	64
ST-11	8	30	48	14	62
ST-13	4	29	47	20	67
ST-14	4	16	59	21	80
ST-16	7	13,5	54	30	84
ST-17	0	11,5	66,5	22	88,5
ST-18	1	37,5	46,5	15	61,5
ST-19	3	33	53	11	64
ST-21	7	27	49	17	66
ST-27	3	6	54	37	91
ST-30	1	36	44,5	18,5	63
ST-37	8	30	45	17	62
S-101	7,5	3	83,5	6	89,5
S-103	2	51	42	5	47
S-104	1	2	76	21	97
S-105	2	0	81	17	98
S-106	0	19	76	5	81
S-107	1	25	58	16	74
S-109	4	18	73	5	78
S-110	3	39	46,5	11,5	58
S-112	1,7	35	59,3	4	63

 TRAMO II - Potencia media: 34 m - Número de sondeos: 30

SONDEO	%LIGNITO	%CALIZAS	%LUTITAS	%ARENITAS	%TERRIGENOS
ST-1	0	0	62	38	100
ST-2	0	1	76	23	99
ST-4	0	1	91	8	99
ST-5	0	0	86	14	100
ST-6	0	2	84	14	98
ST-7	2	4	80	14	94
ST-8	2	1	78	19	97
ST-9	0	2	70	28	98
ST-10	1	4	82	13	95
ST-14	2	11	51	36	87
ST-16	3	22	48	27	75
ST-17	3	31	36	30	66
ST-18	1	38	46	15	61
ST-19	3	36	40	21	61
ST-21	3	53	28	16	44
ST-25	0	6	58	36	94
ST-26	3	10	63	24	87
ST-27	3	16	65	16	81
ST-30	3	36	43	18	61
ST-34	4	37	51	8	59
ST-37	3	15	42	40	82
S-101	0	0	95	5	100
S-103	4	61	35	0	35
S-104	0	7	82	11	93
S-105	0	2	88	10	98
S-106	0	39	45	16	61
S-107	1	15	79	5	84
S-109	0	6	91	3	94
S-110	3	26	66	5	71
S-112	2,6	42	43,4	12	55

 TRAMO III - Potencia media: 38,5 m - Número sondeos:32

SONDEO %LIGNITO %CALIZAS %LUTITAS %ARENITAS %TERRIGENOS

ST-1	1	45	53	1	54
ST-4	1	58	41	0	41
ST-5	2	46	52	0	52
ST-6	1	59	33	7	40
ST-7	3	56	38	3	41
ST-8	5	62	33	0	33
ST-9	4	55	40	1	41
ST-10	5	74	20	1	21
ST-11	2	67	31	0	31
ST-13	0	87	12	1	13
ST-14	3	76	14	7	21
ST-16	2	78	20	0	20
ST-17	0	84	13	3	16
ST-18	1	77	20	2	22
ST-19	1	85	14	0	14
ST-21	0	88	12	0	12
ST-26	4	74	18	4	22
ST-27	2	79	18	1	19
ST-28	0	88	12	0	12
ST-30	0	65	32	3	35
ST-33	2	85	11	2	13
ST-34	2	80	18	0	18
ST-37	1	74	25	0	25
S-101	0	65	35	0	35
S-102	1	73	25	1	26
S-103	2	71	27	0	27
S-105	1	40	57	2	59
S-106	0	88	12	0	12
S-109	3	59	38	0	38
S-110	0	87	13	0	13
S-112	1	73	26	0	26
S-113	1	83	16	0	16

 TRAMO IV - Potencia media: 61 m - Número sondeos: 33

SONDEO %LIGNITO %CALIZAS %LUTITAS %ARENITAS %TERRIGENOS

ST-7	0	23	59	18	77
ST-8	0	12	59	29	88
ST-9	0	12	49	39	88
ST-10	0	21	49	30	79
ST-11	0	22	50	28	78
ST-13	0	24	48	28	76
ST-14	0	21	48	31	79
ST-16	0	12	71	16	87
ST-17	0	9	72	19	91
ST-18	0	24	42	34	76
ST-19	0	29	33	38	71
ST-20	0	30	32	38	70
ST-21	0	35	46	19	65
ST-22	0	41	43	16	59
ST-23	0	21	56	23	79
ST-25	0	24	59	17	76
ST-26	0	14	53	33	86
ST-27	0	8	57	35	92
ST-28	0	17	54	29	83
ST-30	0	28	49	23	72
ST-33	0	27	50	23	73
ST-34	0	22	63	15	78
ST-36	3	9	58	30	88
ST-37	0	23	51	26	77
ST-38	1	24	50	25	75
S-101	0	5	78	17	95
S-102	0	12	83	5	88
S-103	0	33	58	9	67
S-106	0	23	72	5	77
S-109	0	22	67	11	78
S-110	0	27	66	7	73
S-112	0	28	61	11	72
S-113	0	16	73	11	84

 TRAMO V - Potencia media 31,6 m - Número sondeos: 33

SONDEO %LIGNITO %CALIZAS %LUTITAS %ARENITAS %TERRIGENOS

ST-7	0	28	46	26	72
ST-8	13	21	63	3	66
ST-9	10	13	70	7	77
ST-10	15	30	48	7	55
ST-11	11	40	47	2	49
ST-14	12	29	43	16	59
ST-16	7	15	42	36	78
ST-17	0	25	38	37	75
ST-18	10	46	32	12	44
ST-19	8	54	29	9	38
ST-20	7	60	28	5	33
ST-21	4	58	29	9	38
ST-22	3	68	29	0	29
ST-23	14	30	54	2	56
ST-25	16	30	48	6	54
ST-26	8	9	73	10	83
ST-28	9	37	49	5	54
ST-29	8	65	13	14	27
ST-30	6	60	11	23	34
ST-31	2,5	71	26,5	0	26,5
ST-33	9	46	42	3	45
ST-34	10	48	37	5	42
ST-35	8	47	40	5	45
ST-36	12	41	44	3	47
ST-37	6	41	46	7	53
ST-38	8	36	44	12	56
S-101	5	0	91	4	95
S-102	9	0	88	3	91
S-103	3	74	23	0	23
S-109	1	36	63	0	63
S-111	3	66	31	0	31
S-112	4	63	33	0	33
S-113	2	33	7	58	65