

Universidad de Barcelona

Facultad de Geología

Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica

**Estratigrafía y Sedimentología de  
las formaciones lacustres del tránsito  
Oligoceno–Mioceno del S.E. de la  
Cuenca del Ebro.**

**LLUÍS CABRERA i PÉREZ**

Barcelona, Abril, 1983

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA  
Universitat de Barcelona-CSIC

#### (IV) LA SEDIMENTACION LACUSTRE-PALUSTRE

##### A) INTRODUCCION

Las sucesiones sedimentadas en las zonas lacustre-palustres (sea cual fuere el contexto en que aparezcan integradas) aparecen constituídas usualmente por una alternancia de términos litológicos arenosos (A), lutíticos (B), carbonatados (C) y organógenos (D). Estos términos litológicos aparecen desarrollados en grado diverso y con características diferentes. Muestran una clara tendencia a relacionarse entre sí siguiendo unas pautas secuenciales generales que se cumplen a grandes rasgos (diagrama secuencia a): Es raro que el término arenoso (A), se relacione de modo directo con el carbonato C o el organógeno D. También es poco frecuente que B aparezca relacionado directamente con D aunque esta transición pueda ser observada más a menudo.

Dentro del término arenoso (A), es frecuente el desarrollo de litosomas de los tipos I y V. Los depósitos del tipo V son exclusivos de las zonas lacustre-palustres, apareciendo estrechamente relacionados con las facies lutíticas. En las inmediaciones de las sucesiones lacustre-palustres, pueden aparecer, relacionados con los cuerpos de tipo V, litosomas arenosos de los tipos II, III y IV. Estos cuerpos, de origen fluvial, muestran por lo general una potencia y desarrollo menor que sus homólogos de las unidades predominantemente fluviales.

Los materiales lutíticos y carbonatados (términos secuenciales B y C) constituyen por lo general el grueso de las sucesiones lacustres. Bien las lutitas, bien los carbonatos, llegan a adquirir alternativamente, en algunos tramos, un predominio muy acusado. Los depósitos arenosos alcanzan desarrollos análogos sólo de modo ocasional. Los depósitos organógenos (término D), aparecen como claramente subordinados en la mayoría de las sucesiones, si bien

en determinados sectores su ocurrencia es frecuente y los niveles alcanzan una potencia considerable (ver esquema C).

No se ha observado ninguna sucesión en la que, en grado diverso y dominancia variable, no aparezcan representados todos los términos secuenciales. Es sin embargo frecuente la alternancia de tramos en los que domina sucesivamente uno u otro término. Especialmente llamativas son las sucesiones constituídas casi exclusivamente por tramos carbonatados, apareciendo sólo de modo ocasional niveles de lutitas (reducidos incluso a meros diastemas) y arenitas (paneles I a IV). Son también característicos los tramos casi completamente compuestos por lutitas y arenitas.

De lo expuesto, cabe deducir que podremos diferenciar dentro de las sucesiones de origen lacustre-palustre dos tipos extremos de dinámica ambiental : La que originaría los depósitos carbonatados (en todas sus variantes, primarias y diagenéticas) y los organógenos y la que daría lugar a los depósitos terrígenos (en todas sus variantes primarias y diagenéticas). Es evidente que ambos tipos de sedimentación pueden aparecer relacionados, incluso estrechamente, en una misma sucesión. Sin embargo es también evidente que su génesis implica la concurrencia de procesos bien diferenciados. Por ello no es metodológicamente incorrecto proceder al análisis de las características sedimentológicas y secuenciales de unos y otros depósitos con cierta independencia. Posteriormente, será posible establecer la forma en que se relacionan entre sí.

## B) LA SEDIMENTACION TERRIGENA EN AREAS LACUSTRE-PALUSTRES

### I) INTRODUCCION:

De lo expuesto en el capítulo de descripción del contexto general, es posible deducir que, dentro de los sectores en los que se interrelacionen las zonas más distales de uno o varios de los sistemas aluviales considerados con las áreas lacustres, podrían darse dos situaciones extremas:

- a) Que en la zona en que se relacionasen el sistema aluvial y las áreas lacustres llegasen todavía con relativa frecuencia o predominantemente aportes terrígenos arenosos transportados por cursos canalizados. En este caso, la entrada en contacto de los canales fluviales con las láminas de agua, y la liberación en su interior de los sedimentos transportados, dará lugar a procesos deposicionales de tipo deltaico.
- b) Que en la zona en que se relacionen el sistema aluvial y las áreas lacustres los aportes arenosos aparezcan claramente subordinados, desarrollándose sólo de modo ocasional canales fluviales de muy escasa entidad. En estas zonas tenderán a dominar los flujos acuosos en manto escasamente competentes, que depositarán de forma casi exclusiva lutitas y arenitas finas.

En los sucesivos apartados se realizará la descripción de las sucesiones observables en tramos lacustre-palustres en los que dominen de manera clara uno u otro tipo de procesos, desarrollados en contextos diferenciados dentro de las áreas distales de los sistemas aluviales.

## II) LA SEDIMENTACION TERRIGENA EN AREAS LACUSTRES SOMETIDAS A INFLUENCIA FLUVIAL

### a) Características de los depósitos

Reconociendo las sucesiones lacustre-palustres existentes en el área de estudio es posible observar con relativa frecuencia depósitos arenosos cuyas características geométricas, estructuración y relaciones secuenciales se apartan de las típicamente observables en un contexto predominantemente fluvial-aluvial. El desarrollo de estos depósitos arenosos, por lo general asociados a tramos lutíticos, es variable. En ocasiones se reducen a niveles o tramos poco potentes intercalados en sucesiones predominantemente carbonatadas (Fig. 2, m 24 y 32; Fig. 3, m 20; Fig. 4, ms 3, 15, 22 y 26). En otros casos se asiste en cambio a un desarrollo notable de los depósitos arenosos, alcanzando potencias de algunas decenas de metros (fig. 7 y 8). Los depósitos carbonatados son los que, en esta circunstancia, aparecen intercalados de manera subordinada en las sucesiones terrígenas.

Una de las características más aparentes de estos materiales terrígenos gruesos es su coloración grisácea (ocre por alteración superficial), que contrasta con la normalmente ocre-rojiza que domina en los depósitos fluviales reconocidos en las áreas medias y proximales de los distintos sistemas aluviales. A veces, cuando los depósitos no aparecen muy estrechamente asociados con sucesiones carbonatadas, se observan también coloraciones abigarradas, versicolores (Fig. 7, m 0-20). Este rasgo significa (dada la interpretación que es atribuible al origen de los moteados abigarrados en el contexto que nos ocupa y a la misma evidencia dada por las sucesiones litológicas) un índice de la mayor o menor influencia de las láminas de agua sobre la sedimentación terrígena.

Por lo general los depósitos arenosos están integrados por arenitas finas y medias, si bien no es raro reconocer la presencia de niveles microconglomeráticos o compuestos por arenitas gruesas o muy gruesas. La madurez textural y de composición de los materiales arenosos suele ser media a baja. Los granos muestran un contorno anguloso a subanguloso y frecuentemente su composición es carbonatada, procediendo de la denudación de las áreas fuente emplazadas sobre los materiales mesozoicos.

Las geometrías y características sedimentológicas de los depósitos arenosos son variables, pudiendo diferenciarse:

I - Cuerpos arenosos lenticulares acanalados (tipos II, III y IV):

La entidad de estos depósitos varía según los casos considerados desde escasos decímetros a varios metros de potencia (figuras 28 a 30 y 32 a 35). Por lo general muestran un aparente aspecto masivo (facies A) aunque con frecuencia se reconocen estructuras de corriente (facies Ar, At, Ac).

Las geometrías de los cuerpos de tipo III (depósitos de paleocanales con baja relación anchura/altura) son, a menor escala, las mismas que las observadas en las sucesiones típicamente fluviales.

En algunos casos (fig. 29) la potencia de los niveles es muy baja y se configuran como episodios de sedimentación terrígena gruesa de escasa importancia y carácter efímero. En otras ocasiones son de mayor entidad y laxamente excavados (Figs. 30, 32 y 33). Algunos de ellos (Fig. 30) muestran episodios iniciales caracterizados por una tendencia a la acreción lateral que se ven sucedidos por otros en los que predomina claramente la agradación vertical. En fases posteriores el techo del relleno del canal puede mostrar pequeños acanalamientos parásitos rellenos de lutitas.

Por lo general merece remarcarse que las geometrías de estos cuerpos acanalados muestran una cierta tendencia a mostrar un grado de excavación menor de sus bases, hecho que aproxima sus geometrías a las consideradas como características de los cuerpos del tipo II (cuerpos lenticulares de base laxamente excavada y baja potencia). La mayor parte de los litosomas suelen ser monoepisódicos, hecho tanto más acentuado cuanto menor es la entidad de los depósitos. En ciertos casos (perfil de Mina del Pilar) ha sido posible observar que el relleno de la excavación era multiepisódico, si bien con la característica remarcable de que los sucesivos episodios aparecían siempre restringidos a la excavación inicial y que, a medida que progresaba su relleno, iba decreciendo la entidad de los depósitos. Este caso no es sin embargo el más usual, predominando los cuerpos de potencia oscilante en torno a un metro y que muestran un relleno en apariencia monoepisódico de la excavación.

Los cuerpos arenosos de tipo IV (depósitos de paleocanales con elevada razón anchura/altura y con acreción lateral) muestran a su vez un desarrollo variable, desde pequeños litosomas de menos de 1 m de potencia a otros de más de tres metros y con una amplitud lateral de varias decenas de metros (Fig. 28). Entre estos dos extremos, se observan con relativa frecuencia casos intermedios (Fig. 34).

Los cuerpos arenosos del tipo II (cuerpos lenticulares de base laxamente excavada y baja potencia), aparecen desarrollados con frecuencia, mostrando las características típicas expresadas en el apartado de descripción general.

II) Cuerpos arenosos de amplia extensión lateral y relieve sindeposicional positivo (tipo V)

Al igual que en el caso anterior, el espesor de estos depósitos varía según los casos considerados oscilando en torno a valores decimétricos y usualmente menores a 1 m (Lams. 9 y 10). Su extensión lateral oscila a su vez desde un orden decamétrico a hectométrico (Figs. 31 a 35). A menudo muestran un aspecto masivo, debido a la bioturbación y a las frecuentes deformaciones reotrópicas de diversa escala que aparecen desarrolladas en su seno (laminación convolucionada, pseudonódulos, Lam. IX b y d). En ocasiones se ha llegado a observar en ellas el desarrollo de evaporitas intersticiales (Ae). Por otra parte, de manera no infrecuente se ha observado que el conjunto de los cuerpos aparece integrado por una sucesión de niveles arenosos en los cuales se reconocen estructuras de corriente (facies Ah, Ar dominantes; Fig. 31, 33 y 34). La bioturbación observable en estos casos consiste a menudo en galerías de escape oblicuas y verticales.

Las bases de estos cuerpos pueden ser planas o muy levemente excavadas, pero lo más frecuente es observar una cierta transicionalidad tanto a base como a techo. En su conjunto aparecen constituídos por una sucesión de niveles centimétricos de arenitas de bases bien definidas de gradación positiva y que en conjunto definen pequeñas secuencias negativas de definición variable (Figs. 31 a 34).

La característica más acusada de estos litosomas es el relieve positivo que desarrollaban en el momento de ser depositados. Este hecho aparece claramente demostrado en numerosos casos por su geometría y por las relaciones que guardaban con los niveles de carbonato y lutitas que en ocasiones los recubrieron (Lam. X-c; Figs. 33 y 35). En ocasiones los procesos de deformación sindeposicional enmascaran este carácter (Lám. 9-c-d; Fig. 34).

No es frecuente, aparte de las galerías de escape, observar la presencia de trazas de organismos. En ocasiones (perfil de Almatret, m 241, Fig. 32 m 4) se ha reconocido la presencia de restos carbonizados de materia vegetal, cáraças y fragmentos de conchas de gasterópodos límnicos, todos ellos claramente transportados. En los niveles intensamente bioturbados los fragmentos bioclásticos mayores (carófitas y gasterópocos) aparecen incluidos en las galerías de excavación.

b) Relaciones entre los diversos tipos de depósitos arenosos

Los litosomas arenosos descritos en el apartado anterior, son a menudo reconocidos de forma aislada en el seno de las series carbonatado-lutíticas que integran, predominantemente, las sucesiones lacustre-palustres. Es frecuente observar depósitos de arenitas en forma de lentejones acanalados (II, III, IV), que aparecen intercalados en el seno de tramos lutíticos de poca potencia desarrollados en sucesiones predominantemente carbonatadas; bien que sólo ocasionalmente la base erosiva del nivel aparece en contacto directo con el techo de los niveles carbonatados (Fig. 29). Otro tanto cabe decir de los depósitos lenticulares con relieve positivo (Fig. 31, lám. X).

Sin embargo a menudo se observa una relación de acentuada proximidad entre unos y otros tipos de depósitos, siendo de especial interés remarcar las existentes entre los niveles de tipo V y los de tipo II, III y IV. Atendiendo a lo observable en varios casos (Figs. 32 a 35, y lámina 9 c-d) es relativamente frecuente observar la superposición, si no siempre inmediata sí poco diferida, de un cuerpo acanalado de uno u otro tipo sobre depósitos lenticulares de tipo V de mayor o menor entidad. Este hecho permitiría sugerir una cierta relación genética, al menos par-

cial, entre uno y otro tipo de depósitos.

Si por otra parte se tienen en cuenta las características del conjunto de las sucesiones, formadas por ambos tipos de cuerpos a pesar de su relativamente pequeña escala, se observa que todas ellas presentan un marcado carácter estratocreciente y granocreciente. Es decir que la superposición de los cuerpos de tipo II, III y IV sobre los del tipo V responde a una evolución dinámica que aparece repetida reiteradamente, aunque con indudables variaciones y recurrencias de tendencias.

En otro orden de cosas merece ser destacado que en ocasiones es posible observar la tendencia a la coalescencia lateral de varios litosomas de tipo V. Este hecho sólo es visible en condiciones de calidad de afloramientos excepcionalmente buena, por lo que no es posible establecer si es relativamente frecuente.

### c) Interpretación sedimentológica y paleoambiental

De todo lo expuesto anteriormente se deduce que los depósitos arenosos, que se relacionan con los tramos lutíticos y lutítico carbonatados, están genéticamente ligados con las influencias ejercidas sobre las áreas marginales lacustres por los cursos fluviales desarrollados en áreas marginales o distales de los sistemas aluviales.

Este hecho, lleva a plantear qué tipos de procesos sedimentarios podrían haber desarrollado los depósitos reconocidos. Atendiendo al contexto y a las similitudes observadas con otros ejemplos descritos en la bibliografía, cabe aceptar como interpretación más plausible la implantación de dispositivos deltaicos de pequeña entidad (Figs. 47 y 48).

Numerosos ejemplos de procesos de sedimentación deltaica lacustre han sido descritos (REINECK y SINGH, 1975;

STURM y MATTER, 1978, Fig. 47) si bien la mayoría de ellos corresponden a lagos de una profundidad considerable. En éstos los aportes terrígenos se estructuran configurando dispositivos deltaicos de cierta importancia, en tanto que parte del sedimento puede ser movilizado por corrientes de densidad variable que dan lugar a flujos superficiales, internos y de fondo (Fig. 47).

No son tampoco infrecuentes los ejemplos de sistemas deltaicos o subdeltaicos desarrollados en medios de transición marinos con poca energía: lagoons (DONALDSON et al. 1970) y bahías interdistributarias (GOULD, 1970; COLEMAN y PRIOR, 1980). Las características de los depósitos sedimentados en estos contextos, presentan numerosas analogías con las mostradas por los depósitos deltaicos generados por cursos fluviales en lagos someros, principalmente a causa de la similaridad de condiciones físicas.

Son por otra parte numerosas las descripciones en el registro antiguo, de pequeños apartados deltaicos implantados en lagos someros o en zonas litorales someras de lagos profundos. (LINK y OSBORNE, 1978; VAN DIJK et al. 1978; RYDER et al. 1976; STANLEY y SURDAM, 1978; SURDAM y STANLEY 1979; ETHRIDGE et al. 1981; MONROE, 1981; FARQUHARSON, 1982).

Corrientemente, los sedimentos aportados por los cursos fluviales a un área lacustre se concentran en torno a las desembocaduras de los ríos. La menor agitación existente y las usuales fluctuaciones de nivel impiden que estos materiales suelen presentar una madurez textural y mineralógica similar a la observada en medios de transición marinos.

La importancia de la sedimentación en las zonas inmediatas a la desembocadura dependerá en gran medida de la importancia de la carga transportada en suspensión y las relaciones existentes entre la densidad del agua del lago y la aportada por los canales. En este sentido, cabrá esperar distintas respuestas según predominen unas condiciones de flujo hipo, homo o hiperpicnal. Por otra parte, la escasa

energía del medio lacustre suele implicar que los aparatos deltaicos sean desarrollados con una clara predominancia de los procesos fluviales. Además, una profundidad reducida tenderá a incrementar la importancia de los procesos de fricción.

La influencia fluvial, según sean las características de la red de drenaje, puede aparecer localizada en pocos cursos de media a gran importancia o bien, por el contrario, extremadamente diversificada en pequeños cursos de entidad menor. Este último caso se dará esencialmente en aquellos contextos en los que la red fluvial se haya configurado distributivamente. Las geometrías resultantes en los depósitos serán diferentes.

Si se comparan las sucesiones aquí interpretadas como resultantes de progradación deltaica con las descritas en la literatura, referidas mayoritariamente a grandes complejos deltaicos (COLEMAN y PRIOR, 1980; MORGAN, 1970, etc) se observará que las diferencias de escala tienden a enmascarar las posibles semejanzas, aunque a pesar de todo éstas no dejan de ser percibidas: secuencias granocrecientes y estratocrecientes, coronamiento de las sucesiones secuenciales por depósitos de canal, netas condiciones subacuáticas de la sedimentación (indicadas por la coloración gris y preservación de restos vegetales carbonosos) desarrollo muy extendido de estructuras de deformación retróptica causada por la rápida sedimentación, presencia de restos de organismos límnicos en los depósitos arenosos iniciales de las secuencias...).

Sin embargo, si se consideran las pautas dinámicas y secuenciales descritas en los sistemas subdeltaicos actuales, las similitudes se acentúan mucho más, debido a la mayor semejanza de la escala que se considera. WEIMER (1978) ya indica que los microdeltas o subdeltas presentan las mismas características de sus homólogos de gran entidad, si bien son sistemas de menor importancia que suelen ser desarrollados en láminas de agua someras y de baja energía:

bahías interdistributarias de sistemas deltaicos, lagoons y, finalmente, lagos.

Ahora bien, si se considera el orden de magnitud en el que se circunscriben los depósitos descritos, debe concluirse que, en nuestro caso concreto, no se están estudiando depósitos subdeltaicos, desarrollados marginalmente a un gran aparato deltaico, sino que son los propios dispositivos deltaicos los que son de una entidad pequeña. Las características de los sistemas fluviales desarrollados en torno a las áreas lacustres, con tendencias en apariencia marcadamente distributivas, condicionaban que los canales fluviales que alcanzaban las láminas de agua fuesen por lo general de poca importancia. Es evidente que un sistema fluvial de las características del indicado, no podría desarrollar importantes aparatos deltaicos. En primer lugar el volumen de aportes terrígenos de cada canal debió ser relativamente pequeño, lo cual ya condicionaba un escaso desarrollo y expansión de las facies hacia las zonas lacustres relativamente más profundas. Por otra parte, dado el carácter somero de las mismas (rasgo que aparece además confirmado por las características de los depósitos aquí discutidos) sería prácticamente imposible el desarrollo de importantes secuencias de progradación, las cuales nunca parecen rebasar los tres metros.

Por todo lo anterior, si bien en lo sucesivo se hará alusión a algunos aspectos de los procesos de desarrollo de subdeltas en bahías interdistributarias, debe tenerse presente que es sólo a efectos de contar con un modelo de referencia de escala comparable.

Partiendo de lo anterior cabe plantearse cómo interpretar los distintos elementos que se reconocen en las secuencias más completas y que, en ocasiones pueden aparecer aislados entre sí.

En principio, no existen demasiados problemas para interpretar los cuerpos arenosos de los tipos II, III y IV como depósitos de canales distributarios de los sistemas

deltaicos. En los casos en que los canales aparecen directa o casi directamente asociados con los depósitos lacustres carbonatados, cabe pensar en que se ha producido un proceso que ha implicado una rápida expansión del canal hacia zonas lacustres, sin que haya dado lugar a la formación o preservación de depósitos arenosos de otro tipo (Fig. 29). También sería posible interpretar algunos de estos depósitos canalizados (en especial los de menor escala) como producto de avulsiones o procesos de "crevassing" generados a partir de la ruptura de levees de canales distributarios algo mayores. En numerosos casos, se observa el desarrollo de cuerpos de origen fluvial que se superponen sobre depósitos arenosos subacuáticos con los que deben estar genéticamente relacionados. Para estas situaciones, la aplicación del término de canal distributivo parece claramente aconsejable.

En lo que hace referencia a los litosomas del tipo V, su interpretación puede estar sujeta a cierta discusión, por cuanto diferentes procesos, muy análogos entre sí, pueden dar lugar a un resultado deposicional idéntico. Tanto por sus características geométricas como por las facies y estructuras deposicionales que contienen, estos cuerpos podrían ser atribuidos con relativa seguridad a barras de desembocadura de canales distributarios. Esto es tanto más probable cuanto en numerosos casos es posible observar la superposición directa o casi inmediata de canales sobre los depósitos en cuestión (Figs. 32 a 35). Sin embargo, en ciertos casos esta relación directa no es tan aparente y cabe entonces plantear si algunos de estos cuerpos no pueden, además, ser atribuidos a depósitos de "crevasse splay" (Fig. 31). Las diferencias son mínimas y algunos autores llegan a denominar deltas lacustres a depósitos producidos por procesos de crevasse-splay (ETHRIDGE et al 1981). Sin embargo la dinámica de formación de unos y otros depósitos es ligeramente distinta, implicando los procesos de crevasse splay una instantaneidad y rapidez que no siempre se dan en el caso de la formación de las barras de desembocadura fluvial, o en las barras de desembocadura de pequeños canales de cre-

vasse. La cuestión permanecería prácticamente sin resolver en el estado actual de conocimientos.

A los elementos anteriormente indicados (barras de desembocadura, posibles "crevasse-splay", canales distributarios) cabe añadir además, como integrados dentro del dispositivo deltaico, parte los materiales lutíticos sedimentados sobre los carbonatos lacustres. Estos materiales lutíticos serían atribuibles a la sedimentación terrígena de prodelta, desarrollada directamente sobre los típicos sedimentos de cuenca lacustres, en este caso carbonatados.

Para la interpretación del conjunto de los depósitos terrígenos arenosos, aquí atribuidos al resultado de la sedimentación en dispositivos deltaicos de escasa entidad, merecen tenerse en cuenta los siguientes hechos:

- 1) No se ha podido observar en ningún caso el desarrollo, en los niveles arenosos interpretados como barras de desembocadura, de estratificación cruzada atribuible a un frente de progradación deltaica de tipo Gilbert.
- 2) No se ha observado ningún tipo de estructura sedimentaria que indique la posibilidad de un retrabajamiento de los materiales arenosos de las barras de desembocadura o crevasse.
- 3) En algunos casos se ha observado una cierta tendencia a la coalescencia lateral de los niveles de barras de desembocadura.
- 4) Con relativa frecuencia se observa la presencia, entre el techo de los depósitos de barra de desembocadura y la base de los canales distributarios, de un nivel de lutita poco potente (Fig. 33). En otros casos el canal distributivo se dispone directamente de forma erosiva sobre los depósitos de desembocadura, llegando en algunos casos a erosionar su base (Fig. 35).

- 5) En algún caso ha sido posible observar la presencia de claros indicios de emersión y desarrollo de evaporitas de zona vadosa en los depósitos atribuidos a barras de desembocadura (cuerpo arenoso inferior de la Fig. 35).
- 6) La potencia de las secuencias reconocidas no rebasa los tres metros y es, usualmente, menor.

Todos estos aspectos contribuyen a una mejor comprensión no sólo de los dispositivos deltaicos, sino del entorno en el que se desarrollaron.

La ausencia de retrabajamiento de los depósitos de barra de desembocadura, aun incluso de aquellos que por mostrar indicios de emersión tuvieron que verse sometidos a condiciones muy someras, indican claramente que el medio en el que se desarrolló la sedimentación se caracterizaba por su escasa energía. Faltan indicios de un intenso retrabajamiento por el oleaje, el cual habría generado estructuras características como las citadas por STANLEY y SURDAM (1978).

Esta escasa energía ambiental viene a coincidir con otros aspectos, tales como la amplia extensión lateral observada para algunos depósitos de barra de desembocadura (Fig. 35) y la tendencia a coalescer lateralmente (hecho observado en el afloramiento en el que se levantó el esquema de la Fig. 35, en la ctra. de la Ermita del Berrús). Usualmente, este tipo de geometrías tiende a desarrollarse a partir de una progradación del aparato deltaico sobre fondos de escaso gradiente y carentes de accidentes de importancia, factores que favorecen, junto a la ausencia de un retrabajamiento de los materiales y la diverticulación de la red de distributarios, el desarrollo de los denominados mantos arenosos de frente deltaico (delta front sheet sands). A una escala mucho mayor, este tipo de configuración geométrica ha sido señalada por DONALDSON et al. (1970) en el delta de Guadalupe, desarrollado en un lagoon, protegido de la acción del oleaje de mar abierto. Igualmen-

te GOULD (1970) indica que este tipo de geometrías caracterizan las fases antiguas del complejo deltaico del Mississippi, que progradó sobre una zona de plataforma muy somera.

Esta convergencia de argumentos en favor de un contexto muy somero para la sedimentación se ve además corroborada por la presencia de claros indicios de emersión de las barras de desembocadura (desarrollo de evaporitas intersticiales) así como por la escasa entidad de las secuencias individuales, las cuales raramente rebasan el orden de los dos metros de potencia.

Atendiendo otros aspectos, la ausencia total de desarrollo de aparatos deltaicos de tipo Gilbert, permite deducir con casi absoluta seguridad que los flujos que dieron lugar a los depósitos deltaicos fueron hiperpicnales (debido acaso a la carga de sedimento) y que los procesos de sedimentación de las barras de desembocadura se vieron fuertemente dominados por la fricción de los flujos acuosos con el fondo de las áreas lacustres. La geometría de las barras de desembocadura no debió ser semilunar (como es típico de los deltas de tipo Gilbert) sino más bien elongada, tal como sería de esperar de los factores condicionantes de su formación (amplio ángulo de dispersión del flujo, rápida deceleración).

Por último, el hecho de que aparezcan barras de desembocadura bien con un canal distributario recubriéndolas, bien aisladas dentro del sedimento lutítico, sin guardar una relación directa (aunque si a veces muy próxima) con aquél, permite establecer algunas deducciones plausibles. Por lo general puede afirmarse que aquellas barras de desembocadura que aparecen recubiertas por un canal distributario, debieron ser depositadas a lo largo del eje de progradación del sistema deltaico. Por el contrario, aquellas que aparecen totalmente aisladas, sin ningún tipo de relación con cuerpos acanalados, deben corresponder a depósitos desarrollados en zonas relativamente marginales. La implantación de niveles lutíticos entre los depósitos

de barra de desembocadura y canal distributivo, implican que previamente a la expansión del canal debió producirse una fase de abandono de la línea de progradación inicial bien por avulsión bien por descenso muy acusado del flujo. Una posterior reactivación, habría permitido la finalización de la secuencia inicial.

Resumiendo pues, puede afirmarse que los pequeños dispositivos deltaicos desarrollados en las sucesiones estudiadas debieron corresponder al tipo dominado por la influencia fluvial, con una fuerte influencia de los procesos de fricción y que se implantaron sobre áreas lacustres marginales muy someras.

Dadas las características de estos depósitos, la mayor parte de los materiales terrígenos gruesos debía quedar depositada en las áreas marginales lacustres, en tanto que hacia las más internas, y de modo ocasional, sólo llegaban, predominantemente, las lutitas.

### III) SEDIMENTACION TERRIGENA EN AREAS LACUSTRES Y LLANURAS LUTITICAS ASOCIADAS

#### a) Características de los depósitos

En el apartado anterior se han desarrollado las características y relaciones genéticas existentes entre los distintos elementos reconocibles en un contexto lacustre palustre sometido a una influencia acentuada de redes fluviales. Cabe ahora considerar la posibilidad de que la relación entre las áreas distales del sistema aluvial y las zonas lacustre-palustres se desarrolle a través de zonas de llanura lutítica aluvial, de carácter muy distal o marginal.

En estas sucesiones dominan claramente los depósitos lutíticos. Estos muestran una amplia variedad de litofacies, dependiendo del contexto particular en el cual se desarrolle la sedimentación, dentro de las llanuras lutíticas

y, como se verá, del diverso grado de relación de éstas con las áreas lacustres palustres.

Los tramos lutíticos aparecen integrados de manera claramente dominante por las litofacies lutíticas ya descritas: Ll, Lr, Lm, Lp, Lo, y Lg. (ver cuadro VI y apartado de descripción de litofacies). Su desarrollo relativo es variable. Se observan con frecuencia tramos en los que dominan alguna de las litofacies más frecuentes (Lr, Lm, Lg), en tanto que el resto aparecen claramente subordinadas. Este hecho es fácilmente observable en las sucesiones estudiadas (Figs. 9 a 17).

Intercalados en los tramos lutíticos aparecen con frecuencia variable, niveles arenosos de distintos tipos. Dominan los cuerpos de tipo I (niveles arenosos tabulares, poco potentes, de base no excavada y amplia extensión lateral). De forma más ocasional, aparecerían cuerpos de los tipos II y III (cuerpos lenticulares de extensión lateral limitada y base leve y acusadamente excavada, respectivamente), que son observados con cierta reiteración. En menor grado aparecerían cuerpos de tipo IV (niveles lenticulares con cicatrices indicadoras de acreción lateral), en especial en zonas de transición hacia zonas de cinturones fluviales (Lam. 7-b; Fig. 9).

Todos los cuerpos arenosos lenticulares indicados, se caracterizan por su escasa potencia. Los tipos II y III, suelen presentar además un carácter netamente monoepisódico. A su vez los niveles de tipo IV, aparecen constituidos por arenitas con una clara estratificación cruzada de tipo épsilon, remarcada por diastemas lutíticos de espesor centimétrico a decimétrico (Lam. 7, b). En esencia, todos estos cuerpos, cuya frecuencia e importancia se va haciendo cada vez menor hacia los sectores de llanuras lutíticas distales y marginales, presentarían unas características análogas a las ya indicadas para sus homólogos de las zonas medias de los sistemas aluviales. Las principales di-

ferencias radicarían en su menor escala y en su carácter usualmente monoepisódico.

Uno de los rasgos de variabilidad del conjunto de los depósitos arenosos, aparte de las distintas litofacies primarias que los componen con mayor o menor frecuencia, es su coloración. Las posibilidades de variación son idénticas a las indicadas antes para las lutitas (ver apartado de descripción de facies). Se observan así niveles de coloraciones ocre rojizas, abigarradas y grises. Por otra parte, no es infrecuente el desarrollo de evaporitas intersticiales (facies Ae) en el seno de los distintos tipos de depósitos.

b) Relaciones entre los diversos tipos de depósitos y facies

Tanto los niveles arenosos como los lutíticos, reflejan los procesos de sedimentación terrígena que acaecían en el contexto de las llanuras aluviales lutíticas. El análisis de la importancia relativa de los términos muestra un balance claramente favorable a los depósitos lutíticos y a los niveles arenosos de tipo I (de amplia extensión lateral, base no excavada y poco potentes). Seguirían en importancia, aunque ya muy por debajo, los cuerpos arenosos de tipo II (de extensión lateral decamétrica, base levemente excavada y baja potencia). Finalmente cabría considerar la aparición episódica de los litosomas arenosos de tipo III y IV (cuerpos lenticulares de bases erosivas excavadas, poco potentes y con acreción vertical y lateral, respectivamente).

Las relaciones entre estos diversos elementos son relativamente sencillas, y responden a la dinámica de los procesos sedimentarios que se desarrollaron en las llanuras lutíticas. Los niveles lutíticos y los arenosos de tipo I, constituyen alternancias repetidas, de potencia métrica, en las que dominan claramente los primeros (Fig. 12).

El conjunto de los tramos está constituido por una sucesión de secuencias granodecrescentes elementales que se iniciarían con un término arenoso → limolítico para finalizar con otro predominantemente lutítico. El conjunto de la evolución granulométrica y de las estructuras sedimentarias observadas ocasionalmente, revelan tendencias predominantemente positivas. Solo a veces se han observado tendencias negativas. La frecuencia con que aparecen los niveles arenosos de tipo I puede ser variable, si bien es difícil efectuar precisiones ya que la toma de datos sobre el terreno se ve usualmente dificultada por la diversa calidad de los afloramientos.

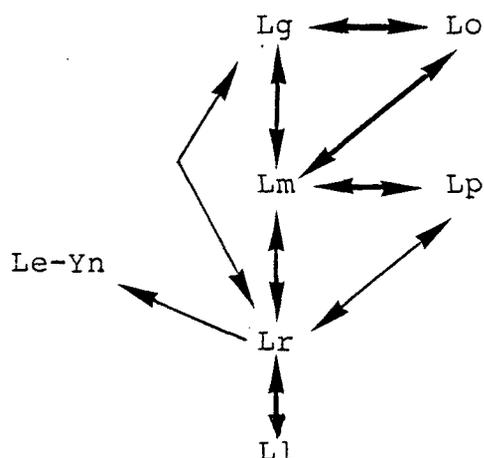
La ocurrencia de los cuerpos arenosos lenticulares en este contexto tiene lugar de manera ocasional. Normalmente, aparecen dispersos dentro del seno de las sucesiones predominantemente lutíticas.

Las relaciones existentes entre los diversos tipos de cuerpos arenosos no aparecen bien definidas debido a su propia dispersión. Por lo general los litosomas aparecen separados entre sí por términos lutíticos y no suelen mostrarse directamente relacionados. En algunos casos (Fig. 6 m 5) se observa que la aparición de un cuerpo acanalado viene precedida por el desarrollo de una alternancia de niveles arenosos y lutíticos en la que los primeros alcanzan un mayor desarrollo que el usual.

Generalizando, puede afirmarse que la aparición de un término arenoso, sea cual fuere su tipo, suele implicar el desarrollo de una secuencia granodecrescente que finaliza casi siempre con un término lutítico. El desarrollo relativo de ambos términos variará en función de sus génesis (Figs. 6 y 9 a 17).

Si por otra parte, se consideran las formas de relación más frecuentes entre las diversas y variadas facies lutíticas, se observará que éstas tienden a presentar con relativa frecuencia una ordenación bastante regular, si bien pue-

den darse algunas variantes de detalle. De manera general pueden ser establecidas las siguientes relaciones secuenciales como las más frecuentes (ver cuadro VI).



La frecuencia de la sucesión de una facies por otra dependerá directamente del contexto paleoambiental en el que se formó la asociación de facies que se considere. Como se verá, existe una directa relación entre el contexto paleoambiental diagenético y la dinámica paleoambiental con la frecuencia relativa y predominancia de determinadas sucesiones secuenciales de facies.

### c) Interpretación sedimentológica y paleoambiental

La sedimentación esencialmente terrígena que se desarrolla en el contexto de las llanuras aluviales lutíticas, a la luz de las características litológicas y secuenciales de los materiales que integran las sucesiones estudiadas, estaría casi exclusivamente realizada por flujos acuosos en manto (sheet-floods), los cuales se caracterizarían por su escasa profundidad y tendencia a perder paulatinamente competencia. Estos procesos deposicionales, dominantes, darían lugar a los depósitos arenosos y lutíticos que se observan en las sucesiones.

El desarrollo ocasional de canales fluviales en este contexto (cuerpos arenosos II, III y IV), introduce un elemento de variación dentro de las sucesiones relativamente monótonas que pueden originarse. Los canales fluviales aparecerían desarrollados de forma usual, en este contexto, mostrando una entidad y persistencia por lo general siempre bastante bajas. Este hecho y el aislamiento que muestran en las sucesiones hacen pensar que, aunque su desarrollo a lo largo de la sedimentación debió ser más o menos continuo, se trataba de acontecimientos sedimentarios de ocurrencia un tanto aleatoria, sujeta a múltiples variables.

La falta de unas claras relaciones entre unos cuerpos arenosos y otros, impide establecer una hipótesis firme en torno a sus relaciones genéticas. Se propone aquí la posibilidad de que los cuerpos acanalados de los tipos III y II puedan corresponder de hecho a elementos de transición hacia niveles del tipo I, a los cuales gradarían los cuerpos de tipo II por una paulatina tendencia a la expansión, al alcanzar las zonas con menor gradiente topográfico del área deposicional.

Esta hipótesis aparece ya sugerida por otros autores (FRIEND 1978) pero su confirmación dependería de la demostración de una clara relación entre los cuerpos de los tipos II y I.

El escaso volumen de aportes arenosos y el tipo de procesos de sedimentación que los distribuían (esencialmente canales fluviales), justifica el hecho de que sean frecuentes los tramos en los perfiles estudiados en los que, durante metros, no se reconocen niveles importantes de arenitas. Por otra parte, habida cuenta de que la sedimentación arenosa debió ajustarse a una distribución controlada por la evolución de los ejes de expansión de las redes fluviales, es de suponer el desarrollo de zonas en las que el registro sedimentario apenas tuviera influencia terrígena gruesa.

Lo hasta aquí expuesto, indica cual era la gran influen-

cia de la sedimentación terrígena dentro del contexto considerado. Los procesos sedimentarios sugeridos y las posibles variaciones secuenciales pueden justificarse considerando las posibles pautas de evolución de los sistemas aluviales. Sin embargo, superpuestos a la sedimentación de los materiales terrígenos, podían tener lugar toda una serie de procesos diagenéticos tempranos vinculados a profundas variaciones del contexto paleoambiental, controladas por la inter-acción de las llanuras lutíticas con las áreas lacustres endorreicas desarrolladas en los sectores centrales de la cuenca del Ebro.

Esta inter-acción presenta dos vertientes complementarias aunque de signo opuesto. Por una parte, es evidente que los aportes terrígenos que alcanzaban las zonas de las llanuras lutíticas y llegaban a las áreas lacustre-palustres, condicionaban en gran medida el tipo de sedimentación que se desarrollaría en las áreas marginales de los lagos. Por otra, no es menos cierto que la evolución de las láminas superficiales de agua (las variaciones del nivel freático en las áreas vecinas a los márgenes de los lagos, la variación en la concentración de las sales disueltas: la expansión o retracción de las zonas lacustres, en suma) debió ejercer a su vez una importante influencia sobre la evolución diagenética de los depósitos terrígenos acumulados en su entorno.

En el primer caso, la afluencia de aportes terrígenos a las áreas lacustres implicaba la detención de la sedimentación carbonatada, o al menos su limitación. Por otra parte, la llegada frecuente de flujos acuosos en manto, daría lugar a la generación de otros flujos subacuáticos de competencia descendente (de tipo turbidítico) o a la simple decantación del material. Son diversas las referencias a depósitos de tipo turbidítico en contextos lacustres someros (MANGIN, 1962; PUIGDEFABREGAS, 1975).

En su conjunto estos materiales se caracterizan por sus coloraciones apagadas (grises, verdes) y a veces obscu-

ras, dependiendo del contenido en materia orgánica. Frecuentemente contienen fósiles de organismos límnicos y, muy a menudo, son portadores de restos de organismos exóticos al medio subacuático (restos vegetales, fragmentos óseos y dientes de mamíferos).

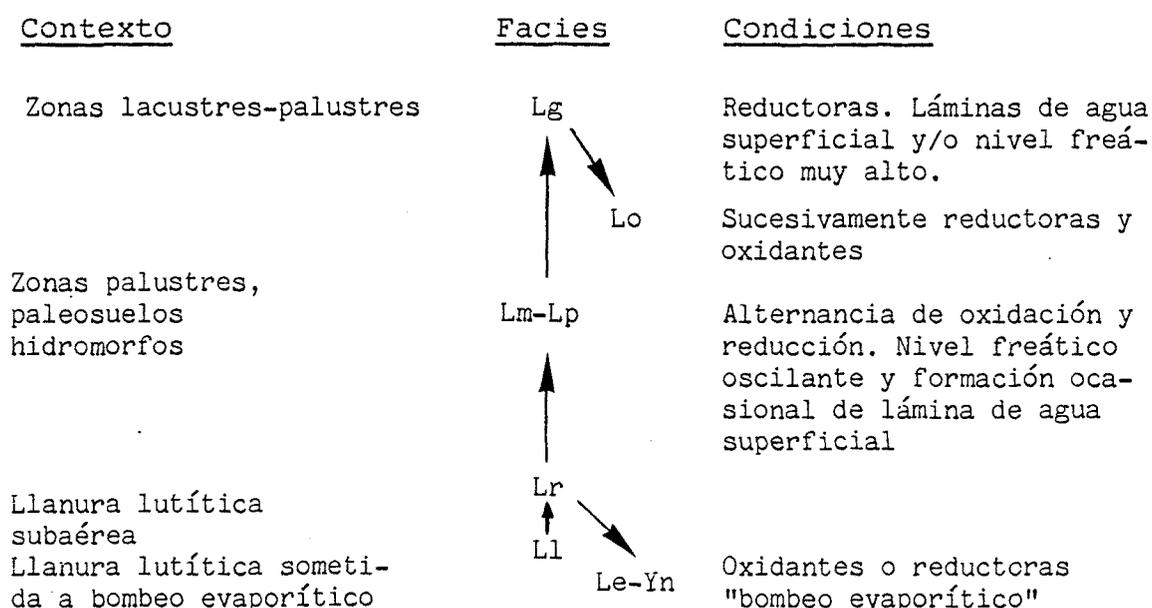
Por otra parte, si se considera la influencia que puede ejercer la evolución de las láminas de agua sobre los sedimentos terrígenos depositados en su entorno, cabrá destacar que ésta puede ser muy importante y llegar a modificar totalmente las características iniciales de los depósitos. Dado su carácter frecuentemente marginal en las zonas lacustres, sería frecuente que una retracción de éstas, siquiera mínima, implicase la implantación de un régimen palustre. De este modo se habrían desarrollado gleys y pseudogleys (facies Lg, Lm, Lp, Lo), suelos hidromorfos en suma, a consecuencia de las oscilaciones del nivel del agua. Estas vendrían totalmente relacionadas con los ascensos y descensos del nivel del manto freático. La evolución del mismo condicionaría las repetidas expansiones y retracciones (acaso estacionales) de las áreas lacustres sobre las llanuras lutíticas. En estas condiciones los depósitos terrígenos pasarían con frecuencia de unas condiciones subacuáticas o, al menos, encharcadas, a otras netamente subaéreas. Sucesiones antiguas registrando este tipo de procesos han sido descritas con frecuencia (FREYTET, 1964; ANADON, 1978; BUURMAN, 1980; NICKEL, 1982).

Por otra parte, la retracción de evaporación de las áreas lacustres, podía dar origen con relativa frecuencia a la implantación de un régimen evaporítico. Bajo éste, se habría producido el desarrollo displacivo de evaporitas (facies Le, Yn). Este tipo de procesos también son frecuentes en los contextos aluviales-lacustre-palustres y aparecen bien documentados en la bibliografía (HARDIE et al. 1978).

Es evidente que este conjunto de procesos diagenéticos afectan a la totalidad de los depósitos terrígenos depositados en las llanuras lutíticas relacionadas con las

áreas lacustres. Sin embargo, la predominancia de los materiales lutíticos hace que sea en éstos donde más probabilidades hay de observarlos con cierta continuidad y relacionados entre sí.

Si se toman en consideración las diversas interpretaciones indicadas para cada una de las litofacies lutíticas, y se atiende por otra parte a la forma en que aparecen asociadas con mayor frecuencia en las sucesiones reales, puede proponerse un esquema ideal de sus relaciones genéticas:



En el diagrama anterior se expresan sintéticamente unas tendencias generales que podrían darse en un caso ideal y que de manera a veces muy ajustada y completa pueden ser observadas en las sucesiones reales (ver Figs. 9 a 17).

Sobre unas lutitas sedimentadas inicialmente en condiciones subaéreas y con unas características iniciales ya conocidas (Ll) pueden actuar distintas pautas de evolución diagenética:

El mantenimiento de las condiciones subaéreas y oxidantes favorece la bioturbación y, en condiciones climáticas adecuadas, la rubefacción, generándose la litofacies Lr. A partir de ésta, si la influencia del nivel freático se va in-

crementando de manera gradual o brusca, pueden hacer su aparición las litofacies diagenéticas Lm-Lp, dando lugar en caso extremo a Lg. Esta, puede formarse, por otra parte, como litofacies primaria, al depositarse los materiales terrígenos desde un principio bajo lámina superficial de agua en condiciones reductoras. Sometidos de nuevo a condiciones oxidantes, estos niveles podrían dar lugar a otros integrados fundamentalmente por Lo.

En resumen, la pauta de evolución ambiental puede concretarse en el progresivo aumento de la influencia de las láminas freáticas cuya evolución afecta sensiblemente los materiales situados en las zonas llanas y deprimidas, propias de diversos contextos paleoambientales. En otro sentido, la influencia sobre los sedimentos puede derivar hacia el desarrollo de condiciones evaporíticas en zona vadosa que dará lugar a las litofacies Le-Yn.

Evidentemente el estudio de las sucesiones secuenciales de las distintas litofacies, nos muestran las pautas y tendencias de evolución paleoambiental que aparecen en el registro sedimentario. Desde este punto de vista, las relaciones de sucesión entre los diversos tipos de litofacies pueden ser muy diversas, en función de la estabilidad de los ambientes o su tendencia a desplazarse en el espacio y el tiempo.

C) LA SEDIMENTACION CARBONATADA Y ORGANOGENA EN LAS AREAS LACUSTRE-PALUSTRES

I) INTRODUCCION:

Aunque en este apartado se haga una referencia casi exclusiva a la génesis e interpretación de los sedimentos carbonatados y organógenos, no debe perderse de vista (como se concretará en el apartado de ordenación secuencial de los términos carbonatados) que la relación de estos materiales con los términos lutíticos es relativamente frecuente. No debe desligarse totalmente la evolución de una secuencia de la integración de todos sus términos. Pero sí que es posible considerar separadamente los procesos que los generan. Este ha sido el proceso seguido en este caso, en vistas a una mayor claridad para la descripción.

En lo que hace referencia a las relaciones existentes entre las facies carbonatadas y las organógenas (lignito), éstas aparecen bien justificadas al considerar la fuerte correlación existente entre la ocurrencia de las facies carbonosas y el porcentaje de carbonatos que integran las distintas sucesiones (esquema G). Correlación que aparece claramente confirmada cuando al revisar los sondeos realizados en el área por ENADIMSA, es posible comprobar que en muy raras ocasiones el carbón aparece, de un modo u otro, relacionado con materiales terrígenos.

## II) DESCRIPCION DE LOS DEPOSITOS CARBONATADOS Y ORGANOGENOS

Los niveles aislados y poco potentes de carbonatos que se observan intercalados en los tramos o sucesiones predominantemente terrígenos, están integrados por las litofacies que se indican en el apartado de descripción general. Cada nivel puede estar integrado por una o más litofacies que se relacionan entre sí de un modo brusco o transicional.

La potencia de estos niveles oscila entre escasos milímetros y varios decímetros, sin rebasar normalmente el metro y medio. Su continuidad lateral es así mismo variable entre escasos centímetros y varios hectómetros. Sus bases pueden ser netas (a veces incluso erosivas) o transicionales con respecto a los niveles lutíticos infrayacentes. Igualmente los techos pueden presentarse limitados por una discontinuidad (superficies de erosión, horizontes de bioturbación) o bien mostrar un tránsito gradual hacia términos lutíticos.

Niveles de calizas análogos a los descritos, integran las sucesiones predominantemente carbonatadas de origen lacustre-palustre: Estas, alcanzan potencias que oscilan entre 0,5 m y casi cien metros, en algunos casos. Su continuidad lateral es notable, pudiendo mantenerse (con un desarrollo vertical variable) a lo largo de más de veinte km en algunos casos (tramos carbonatados de la unidad de Calizas de Torrente de Cinca, por ejemplo). En ocasiones, pasan en cambio con inusitada rapidez a tramos predominantemente terrígenos (ver panel III). Los tramos se deshilachan, disminuyendo el porcentaje de niveles carbonatados y aumentando el de lutitas y arenitas. Asociado a este incremento de materiales terrígenos se observa un correlativo descenso de la frecuencia e importancia de niveles de lignito (ver paneles I y III; esquema G). Pasos laterales de este tipo son observables entre la unidad de calizas de Mequinenza y las de Granja d'Escarp y Flix, así como en las calizas de Torrente de Cinca.

Los tramos predominantemente carbonatados aparecen integrados por niveles centimétricos y decimétricos (2 m de potencia máxima) de las litofacies carbonatadas ya descritas. Predominan los niveles de C-Cb, seguidos en orden de importancia variable por Co-Cob, Ct-Ctb, Cto-Ctob, Cp, Cv, Cm y Cmb. Algunas de estas litofacies usualmente subordinadas llegan a ser las dominantes en determinados tramos de las sucesiones (caso de Cp en los tramos superiores de los perfiles Mequinenza y Almatret, por ejemplo). Según el tipo de sucesión considerado aparecen también bien desarrolladas Ce-Do y Cs. En estos tramos, las litofacies lutíticas (Lg, Lm, Lp) aparecen con frecuencia, pero con un desarrollo poco apreciable, constituyendo niveles milimétricos a decimétricos, casi siempre menores de 50 cm. Los niveles arenosos (sobre todo cuerpos de los tipos III y V), son raros, apareciendo usualmente relacionados con las lutitas. Sólo en algunos casos se observa su relación directa con los carbonatos. Su potencia máxima llega a ser de unos 50 cm. si bien predominan netamente los niveles menores.

La geometría de los niveles de calizas en estos tramos es tabular o subtabular, o bien laxa o acusadamente lenticular, de amplitud lateral variable entre escasos decímetros y varias decenas o centenares de metros. Junto a niveles de geometría tabular o subtabular a nivel de afloramiento, se reconoce la presencia de otros cuya lenticularidad es manifiesta a escala métrica o menor. El amalgamamiento y superposición de estos niveles lenticulares convexos superiormente, confiere a los tramos por ellos constituidos un aspecto característico. Si bien parte del carácter lenticular convexo de los niveles puede ser atribuido a procesos de compactación diferencial, la evidencia demuestra, en ocasiones con claridad, que la geometría positiva de los niveles carbonatados corresponde a una configuración deposicional.

Tal es el caso de niveles de carbonatos que aparecen englobados dentro de materiales lutíticos, en niveles de

transición de los tramos predominantemente carbonatados a otros en los que el porcentaje de terrígenos finos es mayor (Láms. 11 a 13). Otro tanto cabe decir de las geometrías observadas en tramos carbonatados donde dominan las litofacies Cp, resultantes de una intensa bioturbación por raíces. La reiteración con que aparecen estas geometrías indican que no son un rasgo accidental, sino que aparecen estrechamente relacionadas con los procesos de sedimentación carbonatada somera.

Con frecuencia se observa que los lentículos, en su parte más potente, aparecen integrados por una facies carbonatada masiva (C-Cb) en la que no se aprecian discontinuidades en tanto que, en su parte menos gruesa, aparecen con un aspecto finamente hojoso, con discontinuidades planares que les confieren un carácter físil. Esta diferencia textural viene motivada por un diverso contenido en terrígenos, más elevado en el material físil. Las diferencias de composición permiten suponer que la geometría lenticular puede haberse visto acusada por compactación diferencial, pero también revela que, de una manera espaciada en grado variable (métrico a decamétrico), se producía una acumulación preferencial de sedimento carbonatado en determinados puntos o extensiones de fondo lacustre.

Presentándose con una frecuencia variable según los sectores y sucesiones que se consideren, los niveles de lignito también muestran una potencia sujeta a variación. El espesor de los niveles de lignito (ver litofacies Lig en el apartado de descripción) oscila entre escasos milímetros y 1 metro. De manera preferente los niveles de carbón aparecen asociados a las facies carbonatadas. Su número y potencia medias son claramente superiores en sucesiones en las que predominan los tramos carbonatados, si bien no en todas ellas. Este hecho debe estar relacionado con la diversa evolución de las condiciones paleoambientales en las distintas zonas lacustres (Figs. 25 y 26; Ver paneles I a III).

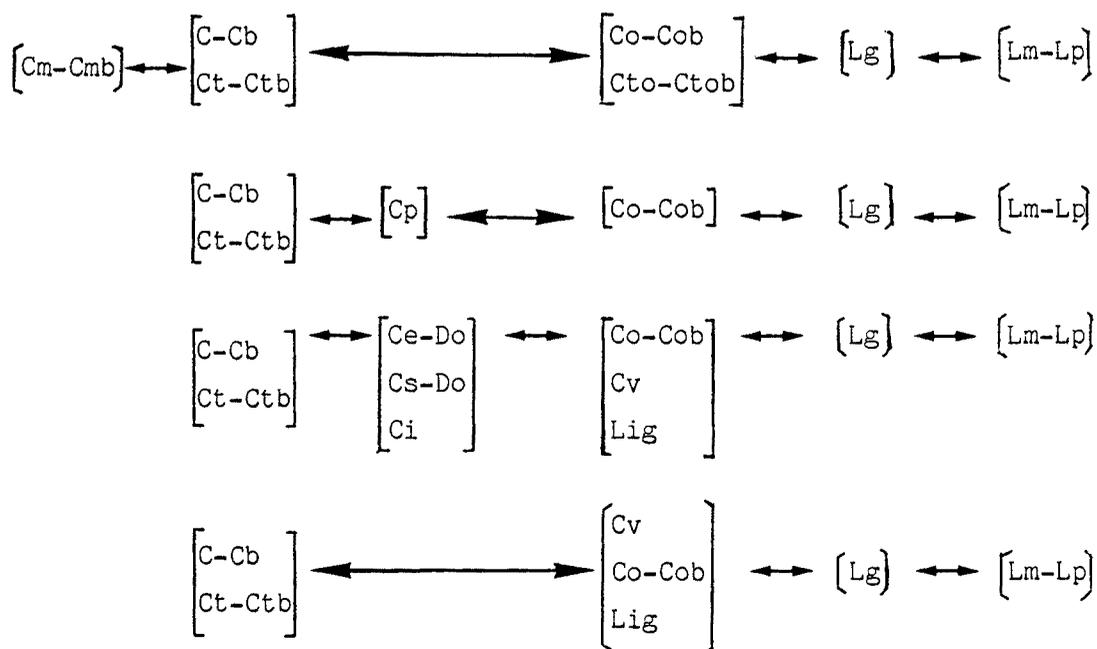
La geometría de los niveles de carbón es variable, pero los datos de sondeos disponibles, y las observaciones realizables en superficie y en las galerías de explotación de los niveles (Mina del Pilar) indican una predominancia de niveles muy laxos, en ocasiones de una amplitud lateral muy amplia. Sin embargo, esta extensión lateral va acompañada con reiteración de un neto carácter lenticular. Contrastando las columnas de los distintos sondeos, es posible observar que prácticamente ningún nivel de cierta consideración es registrable con total certeza en más de una de ellas. Este hecho viene explicado por las observaciones realizables a más pequeña escala, consistentes en los frecuentes tránsitos laterales entre los niveles explotados de lignito y las capas de facies carbonatadas (Fig. 26, Mina del Pilar). Es decir que la continuidad lateral y potencia de los niveles de lignito son variables a media y gran escala, hecho constatado ya de antiguo en las explotaciones mineras de la región. Este hecho implica que la estructuración de los litosomas de lignitos dentro de las sucesiones lacustres no es la de un tramo homogéneo y de características comunes en todo el sector, sino más bien la de un conjunto de cuerpos lenticulares muy laxos, de extensión lateral media a grande (decamétrica a kilométrica) y de características ligeramente variables.

Concluyendo, en los tramos predominantemente carbonatados, las alternancias de las litofacies carbonatadas, terrígenas y organógenas son reiteradas y rápidas. La potencia de los niveles es a menudo reducida y pueden estar constituidos por más de una litofacies, si bien es frecuente la predominancia de una de ellas. Los contactos entre niveles suelen ser netos, marcados a veces por claras cicatrices. Estas denotan la existencia de breves episodios de variación de las condiciones de sedimentación, interrupciones y, en algunos casos, erosión. En la mayor parte de las ocasiones los diastemas entre los niveles carbonatados se ven remarcados por películas de lutita. A menudo, unos niveles se ven separados de otros por horizontes de bioturbación que coronan el techo de algunos de ellos.

## III) RELACIONES ENTRE LOS DIVERSOS TIPOS DE DEPOSITOS

Del estudio y análisis de las distintas sucesiones lacustre-palustres reconocidas en el área de estudio, es posible establecer una serie de secuencias elementales. Estas secuencias son observables con relativa frecuencia en todos los niveles y sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas estudiadas, sea cual fuere su entidad y el contexto en el que se hayan desarrollado. La importancia relativa y frecuencia de su aparición puede variar sensiblemente de unas sucesiones a otras, pero sus características generales, los términos litológicos que las componen y su ordenación son los mismos. Este hecho permite establecer que las secuencias a continuación enumeradas responden a una pauta de evolución secuencial que se produjo reiteradamente en muy diversos contextos.

Las secuencias básicas observables serían las siguientes (ver cuadro VI para el significado de las siglas y Fig. 43):



Estas serían las secuencias básicas más características en cuanto a su significado, aunque su desarrollo en las sucesiones no es siempre dominante. De modo indicativo, se han introducido en las secuencias términos lutíticos (Lg, Lm, Lp) que usualmente están estrechamente ligados a los carbonatados. Con ello se pretende integrar de modo provisional una serie de datos en torno a los cuales deberá discutirse más adelante.

Existen de hecho múltiples variantes en torno a las secuencias propuestas. En las sucesiones, pueden ser incompletas, verse truncadas, caracterizarse por una acentuada recurrencia de determinados términos. Pueden además iniciarse por cualquiera de los términos indicados y evolucionar en uno u otro sentido, tal como se indica en los diagramas secuenciales. No es infrecuente que un sólo término componga exclusivamente todo el registro de un episodio lacustre.

A pesar de todo, el principal valor de estas secuencias, (observadas al menos una vez en las sucesiones estudiadas), radica en que a partir de ellas es posible extraer algunas generalizaciones en torno al significado de las tendencias que representan. Estas tendencias, que pueden desarrollarse aislada o simultáneamente serían:

- 1) Un incremento o descenso del grado de influencia de los aportes terrígenos, reflejado por el desarrollo o desaparición de facies carbonatadas con un porcentaje elevado de fracción terrígena (Ct-Ctb). El incremento de la fracción terrígena gruesa puede ir asociado a un aporte considerable de materia orgánica vegetal (en forma de fitoclastos) y a veces de restos óseos de vertebrados (mamíferos y cocodrilos). Es también posible la aparición de intraclastos (Ci) y bioclastos (Ctb, Ctob) (Lám. 15 c-2; L. 19 b y d; L. 29).

Merece destacarse que en muchos casos las secuencias concluyen con la implantación de términos terrígenos lutíticos (Lg, Lm) pudiendo hacerlo de modo brusco o gradual

(Fig. 13, m 44, 48 y 58; Fig. 14, m 62). Análogamente el inicio de la sedimentación carbonatada puede ser también gradual, observándose un ascenso paulatino del porcentaje de carbonato (Fig. 5, m 2). Sin embargo los contactos entre los términos carbonatados y lutíticos muestran a menudo una apariencia brusca (Figs. 1-24). Por otra parte, la implantación de la sedimentación terrígena lutítica va a veces aparejada a la aparición de indicios de emersión bajo condiciones diversas con el consiguiente desarrollo de la facies Lm e incluso Le-Yn. (Ver Figs. 12, 13 y 14). Recíprocamente, la implantación de la sedimentación carbonatada se ve a menudo precedida del desarrollo de facies lutíticas moteadas (ver Fig. 12 a 17).

- 2) Un incremento o descenso de la influencia de los aportes de materia orgánica a la sedimentación, reflejado por la aparición y desaparición sucesiva de facies con elevado contenido en sulfuros y materia carbonosa (Co) al que suele ir asociado además un incremento o descenso de porcentaje de gasterópodos límnicos (Cob). (Fig. 1, m 20; Fig. 4, m 2; Fig. 5, m 44; Fig. 6, m 28; Fig. 7, m 23-24; Fig. 14, m 32; Fig. 16, m 0-10, etc.).
- 3) La aparición de litofacies carbonatadas brechificadas, indicadoras de procesos de emersión (Cp) asociados a humidificación y desecación alternantes bajo la influencia, a menudo, de la acción bioturbadora de raíces (Fig. 13, m. 55-60).
- 4) El desarrollo incipiente o dominante de litofacies evaporíticas (Ce-Cp, Cs-Do). (ver fig. 4, m 38; Fig. 5, m 20, 23, 35 a 47; Fig. 6, 19-24; Figs. 15 y 17).
- 5) El desarrollo de litofacies organógenas carbonosas (Lig) que aparecen coronando frecuentemente las secuencias de incremento de aportes de materia orgánica alóctona, apareciendo asociadas con las correspondientes litofacies carbonatadas (Cv, Co-Cob). (Fig. 25 a 27; Fig. 3 y 8).

Aparte de las variaciones observables en torno a las distintas litofacies que aparecen integrando los niveles y sucesiones lacustre-palustres predominantemente carbonatadas, merecen destacarse aquellas que radican no en la composición litológica de los niveles, sino en su geometría. Es relativamente frecuente observar en los tramos carbonatados de cierta entidad, e incluso en los menos importantes, que las geometrías de los niveles varían siguiendo un cierto orden, a veces relativamente aparente (Fig. 2, m 20-24; Fig. 21, m 10-14). En efecto, en tanto que unos niveles muestran una geometría tabular o subtabular, con una extensión horizontal muy elevada, otros son claramente lenticulares con un relieve positivo. Los tramos compuestos por niveles lenticulares, muestran a veces un aspecto amalgamado muy característico.

La tendencia normalmente observada es que los tramos más lenticulares suelen ser aquellos que muestran más frecuentemente indicios de haber sido sedimentados en un contexto somero: evaporitas, indicios de edafización (en este caso las geometrías lenticulares con relieve positivo son especialmente remarcables), facies someras (Co-Cob, en especial)...

Dentro de las series, las relaciones entre los tramos con niveles lenticulares y los formados por los tabulares indican claramente una tendencia a la alternancia, sin aparecer en la mayoría de los casos una sucesión muy definida.

Las tendencias litológicas indicadas con anterioridad (resumidas en la Fig. 43), se observan de forma frecuente aunque con distinto grado de reiteración, en niveles y tramos de entidad diversa. La aplicación de las generalizaciones establecidas en torno a las relaciones secuenciales de las litofacies puede realizarse por ello a dos escalas:

- 1) Considerando las secuencias a escala de un nivel o tramo carbonatado de escasa potencia. En este caso la aplicación de las pautas de evolución secuencial esbozadas es inmediata. Con frecuencia el estudio de las secciones pu-

lidas y preparaciones de las muestras tomadas en los depósitos lacustres de entidad menor, indican claras variaciones texturales, de contenido en materia orgánica, bioclastos o fracción terrígena. También es posible observar variaciones en la intensidad de los procesos diagenéticos tempranos (brechificación, bioturbación, formación de evaporitas). El análisis secuencial permite obtener información en torno a la evolución de un episodio lacustre breve y por ello, usualmente, simple.

- 2) Considerando el conjunto de las sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas de potencia ya considerable (de orden métrico a decamétrico). En este caso el análisis secuencial no puede ceñirse sólo a la evolución de las secuencias elementales que componen las sucesiones. Por el contrario, debe atenderse además a las posibles tendencias generales deducibles de la presencia o ausencia en los diversos tramos de determinadas facies, la frecuencia con que aparecen y su desarrollo continuo o recurrente de forma alternada. La presencia o ausencia de cada facies vendrá condicionada por la concurrencia de determinadas condiciones ambientales que permitirán o no su desarrollo. La mayor o menor frecuencia con que aparezca y su desarrollo recurrente o continuo estará a su vez condicionado por la estabilidad y persistencia de las condiciones favorables.

La ordenación de los términos secuenciales en las sucesiones carbonatadas y lutíticas más potentes raramente puede ser considerada como el resultado de una evolución lineal de las condiciones paleoambientales, sino más bien de su repetida y oscilante variación. Normalmente, pueden reflejar una evolución hacia el predominio o recurrencia repetida de ciertas facies que tienden a predominar sobre otras en determinados tramos. Este hecho señalaría la recurrencia especialmente reiterada de condiciones paleoambientales concretas, pero bajo unas condiciones lo suficientemente cambiantes como para impedir su desarrollo continuado.

La combinación de los distintos factores dará lugar a una extensa variedad de sucesiones lacustres carbonatadas en las que, tendencias secuenciales de orden medio, pueden aparecer más o menos claramente estructuradas. Estas secuencias no reflejarán ya evoluciones paleoambientales simples, referidas a la evolución de episodios lacustres individuales, sino que mostrarán tendencias más complejas. Estas proporcionarán información en torno a la estabilidad relativa de los distintos tipos de condiciones bajo las cuales pudo darse la sedimentación de potentes sucesiones lacustre-palustres. Por otra parte, deberá atenderse ya no sólo a las pautas secuenciales deducibles del estudio de las litofacies, sino también a las características geométricas de los niveles, que pueden variar de manera acusada.

Las posibilidades de variación son de nuevo elevadas, tal como lo indica el análisis de las sucesiones mostradas en las figuras 1 a 6, 8, 13, 14, 16, 17, 20 y 21.

De manera general, puede concluirse que las secuencias de orden medio reflejan a mayor escala unas tendencias secuenciales análogas a las observadas a nivel de secuencia elemental si bien debe remarcarse que su grado de definición es variable y a veces poco aparente.

#### IV) INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA Y AMBIENTAL

##### a) Introducción

Para realizar la interpretación de las secuencias cuyas características ya han sido esbozadas se procederá a una rápida enumeración y análisis de las características generales y tendencias de la sedimentación lacustre, haciendo especial hincapié en los procesos propios de los lagos carbonatados. A partir de los datos disponibles, se establecerá una secuencia interpretativa. Esta será una idealización, basada en las relaciones existentes entre las distintas litofacies estudia-

das, y en las conclusiones extraíbles del análisis realizado de los datos existentes sobre medios lacustres carbonatados actuales y antiguos. El siguiente paso consistirá en contrastar la secuencia ideal con las secuencias reales desarrolladas en los depósitos lacustres. De este modo será posible extraer conclusiones en torno a la dinámica de las áreas lacustre-palustres en las que se formaron los depósitos estudiados.

Ya se ha indicado que el carácter predominantemente somero de las facies lacustres que nos ocupan fue señalado con anterioridad por otros autores basándose en el contexto general en que se encuadran (BIRNBAUM, 1976). Este es evidentemente el principal argumento a considerar, toda vez que la relación lateral de los niveles y tramos lacustres con zonas diversas de llanuras aluviales permiten deducir que, el marco fisiográfico sobre el que se desarrollaban las láminas superficiales de agua, no se caracterizaba por gradientes topográficos muy acusados. Este hecho limita sensiblemente la posibilidad del desarrollo de áreas lacustres profundas.

Otros argumentos, aquí elaborados, convergen en la misma dirección: La reiteración con que aparecen en las sucesiones las litofacies carbonatadas y terrígenas propias de zonas lacustres someras y palustres (Lm, Lp, Cp, C, CO, Ce), a veces con claros indicios de emersión, permiten descartar el desarrollo de fondos lacustres de mucha entidad. La repetida asociación en determinados sectores (Mequinenza, Granja d'Escarp, ver esquema G) de los materiales carbonatados con niveles de carbón, apuntan en la misma línea. Por otra parte, todas las características litológicas y paleontológicas de las litofacies lacustres señalan hacia su desarrollo en condiciones de manifiesta someridad: La extraordinaria proliferación generalizada de restos de carófitas y el reconocimiento de formas algales filamentosas, propias de lagos someros (MARGALEF, com personal) son otros aspectos de especial significación.

b) Generalidades sobre la sedimentación en lagos carbonatados: Secuencia ideal

Dado el importante desarrollo y frecuencia con que aparecen las litofacies carbonatadas lacustres, conviene esbozar brevemente los datos con que se cuenta en torno a la sedimentación de carbonatos y sedimentos asociados (terrígenos y organógenos en especial) en lagos someros actuales y antiguos. La integración de estos datos permitirá reconocer algunos de los parámetros ambientales y procesos más frecuentemente observables. A partir de ello, es posible establecer unas consecuencias de índole general. Estas podrán ser, en parte, aplicadas a las sucesiones estudiadas. Sin embargo debe actuarse con cautela y evitar una aplicación indiscriminada de los modelos descritos. El principal motivo es el hecho de que la mayor parte de los ejemplos estudiados de lagos carbonatados someros actuales, no aparecen desarrollados en un contexto semejante al que nos ocupa. Se trata a menudo de lagos o lagunas de márgenes y orillas bien delimitadas (coincidentes en el sentido de DONOVAN, 1975) y con un gradiente topográfico del fondo a veces acusado. Estos hechos vienen condicionados por la implantación de las lagunas y lagos sobre antiguos depósitos glaciares o fluvio-glaciares, o bien sustratos rocosos sometidos a la acción de sobreexcavación del hielo. La dinámica de este contexto, se aleja bastante de la que debió controlar los procesos deposicionales en los lagos endorreicos de la cuenca del Ebro. Con todo, se trata de los únicos ejemplos de los cuales se cuenta con una descripción de detalle en torno a los procesos de sedimentación lacustre carbonatada actual. De ellos es posible extraer las siguientes indicaciones generales:

- 1º) En las zonas internas de lagos carbonatados de profundidad ya apreciable, en los cuales exista una estratificación relativamente permanente de las aguas del fondo (hipolimnion), se depositarán por lo general materiales con un contenido en carbonato relativamente bajo y con una fina laminación bien preservada (KELTS y HSÚ, 1978).

El contenido macrofaunístico y florístico de este tipo de sedimentos suele ser mínimo. Los bajos porcentajes de carbonato suelen estar relacionados con la mayor solubilidad del carbonato (precipitado en su mayor parte en el epilimnion) en las aguas frías, anóxicas y con bajos valores de pH del hipolimnion. Por lo general puede afirmarse que la precipitación de carbonato en cualquier lago algo profundo (más de una decena de metros) tiene lugar por encima de la termoclina (KAUFFMAN y MC.CULLOCH 1965).

- 2º) Por lo general (salvo en los casos en los que la existencia de aportes terrígenos altera local o generalizadamente los porcentajes relativos) existe una tendencia a que el porcentaje de carbonato en el sedimento se incremente hacia las zonas litorales y lacustres someras.

Este hecho viene motivado por la disminución de la solubilidad del carbonato con la menor profundidad. Además en las zonas someras de los lagos profundos (o en la totalidad de un área lacustre somera) se desarrolla una intensa actividad biológica que genera una elevada producción de carbonato, tanto en forma de bioclastos como por precipitación bioquímica. Especial atención merece la actividad fotosintética de las carófitas y la generación de bioclastos y fango carbonatado resultantes de su descomposición (TERLECKY, 1974; PECK, citado en BIRNBAUM, 1976; KELTS y HSÜ, 1978). Por otra parte la actividad fotosintética de los cinturones de macrófitas que pueden desarrollarse en las zonas lacustres someras y palustres puede motivar, a su vez, la generación de importantes cantidades de fango carbonatado (WETZEL, 1970; KELTS y HSÜ, 1978; SCHOTTLE y MULLER, 1968).

El incremento del porcentaje de bioclastos a consecuencia de la proliferación de organismos límnicos (carófitas, ostrácodos, gasterópodos) implica un incremento paralelo de componentes cuyo tamaño es muy superior al del fango carbonatado. El resultado son unos depósitos muy característicos,

reconocidos bien en las zonas externas litorales de los lagos profundos, bien en la totalidad del fondo de lagunas o lagos someros. La textura de estos depósitos es evidentemente más grosera que la de los fangos carbonatados de las zonas más profundas de los lagos (KELTS y HSÜ, 1978; MURPHY y WILKINSON, 1980; TREESE y WILKINSON, 1980).

3º) Los sedimentos acumulados en las zonas litorales marginales, pueden ser removilizados por corrientes tractivas, que tenderán a acumularlos en zonas algo más internas, en las que se pueden depositar como depósitos laminados groseramente y con gradación positiva (GLASS y WILKINSON, 1982). Estos depósitos preservarán su estructuración si la tasa de sedimentación es relativamente elevada y no pueden ser destruidos por la bioturbación. Por lo general, a falta de unas condiciones reductoras que impidan el desarrollo de ésta, los materiales carbonatados depositados en las zonas litorales poco profundas o en la totalidad de la superficie de los lagos someros, carecerán de estructura, al ser homogeneizados por la actividad "burrowing" de gran cantidad de organismos bentónicos. (KELTS y HSÜ, 1978).

Por lo general se considera que las laminaciones sólo podrán preservarse bajo condiciones de fuerte y continua anoxia, las cuales sólo se dan en condiciones de estratificación permanente de las aguas. Normalmente esta estratificación suele ir asociada a una profundidad ya algo importante (del orden de la decena de metros). Sin embargo, no debe olvidarse el hecho de que la estratificación de las aguas del fondo de una laguna, también puede ser debida a procesos de meromixis extogénica, hecho sobre el que varios autores hacen hincapié (WETZEL, 1981; BOYER, 1981). Estos procesos permiten que en láminas de agua relativamente someras (incluso menos de 5 m) pueda formarse un fondo anóxico de aguas no renovables (monimolimnion).

- 4<sup>o</sup>) La elevada producción de carbonato en las zonas litorales someras de lagos carbonatados profundos y en los lagos someros, asociada como se ha visto a la actividad biológica de vegetales macrófitos, puede llevar a la estructuración de montículos deposicionales, que tendrían su origen en la mayor producción de fango carbonatado y bioclastos que se generaría en torno a parches de vegetación enraizada o residente sobre el fondo del lago (WETZEL, 1970; TERLECKY, 1974).

Esta mayor producción de fango carbonatado en las zonas someras o marginales de las áreas lacustres, implica que se pueda desarrollar una progradación del tipo de depósitos que se generan en ellas hacia las zonas centrales o más profundas de los lagos. La progradación puede realizarse mediante la estructuración de taludes de pendientes más o menos acusadas (TREESE y WILKINSON, 1982; MURPHY y WILKINSON, 1980). Es posible que un bajo gradiente topográfico del fondo lacustre tienda a suavizar las pendientes. El reconocimiento de estas formas deposicionales en el registro sedimentario sólo será posible en condiciones muy favorables, sobre todo si su entidad es pequeña.

Caso de que las condiciones de someridad sean similares y extensibles a la totalidad del fondo del área lacustre, es de suponer que el desarrollo de montículos se hará extensivo, casi siempre bajo la influencia de la vegetación macrofítica. Por otra parte, no debe descartarse que el modelado y configuración de estos montículos deposicionales experimente alguna modificación por procesos erosivos, en especial en las zonas más someras sometidas a la acción de corrientes tractivas.

- 5<sup>o</sup>) En las zonas litorales y sublitorales de los lagos profundos y en la totalidad de las zonas lacustres muy someras, palustres y pantanosas, se desarrolla frecuentemente una densa cobertera de vegetación higrófila e hi-

drófila, cuya descomposición libera una gran cantidad de materia orgánica y produce un ambiente reductor (TERLECKY, 1974; MURPHY y WILKINSON, 1980; TREESE y WILKINSON, 1982; DEAN, 1981; KAUFFMAN y MC CULLOCH 1965). Las condiciones de anoxia pueden llegar en ocasiones a ser extremas y causar la mortandad de gran cantidad de organismos (WETZEL, 1981). Este desarrollo extensivo viene motivado por la buena iluminación existente en esa zona, y el fácil acceso de la vegetación enraizada al nivel freático. Asociada a la cobertera vegetal, suele producirse una extensiva proliferación de macro-organismos límnicos, especialmente gasterópodos.

Los efectos más inmediatos de las características indicadas sobre la sedimentación, son la implantación de un efecto pantalla de la orla de vegetación y un elevado aporte de materia orgánica y bioclastos al sedimento. Además las raíces desarrollan una fuerte acción bioturbadora, que se reflejará en el sedimento de manera diversa, pero tendiendo en general a su total homogeneización.

Frecuentemente, de manera generalizada o local, estas zonas sublitorales pueden recibir aportes terrígenos en cantidad variable, que pueden obliterar o diluir la producción de sedimento carbonatado. Si los aportes terrígenos rebasan las zonas sublitorales, pueden afectar igualmente las zonas lacustres marginales. En ocasiones en éstas se desarrollan, si las condiciones de energía del medio son favorables, oncólitos algales (MURPHY y WILKINSON, 1980; LINK y OSBORNE, 1978; SCHÄFER y STAPF, 1978).

6º) En condiciones de estabilidad favorables, hacia los sectores más someros del litoral lacustre o bien en la totalidad o gran parte de las áreas lacustre-palustres, los sedimentos pueden enriquecerse en restos vegetales y pasar lateralmente a una zona de turbera en la que se depositan restos de macrófitos. (MURPHY y WILKINSON, 1982; SPACKMAN et al. 1969). Estas turberas se desarro-

llan autóctonamente pero una ligera removilización de sus materiales dará lugar a depósitos hipoautóctonos (HACQUEBARD y DONALDSON, 1969).

La progradación de depósitos terrígenos o bien la expansión de la sedimentación carbonatada sobre las áreas de turberas, tenderán a destruir éstas e impedir el desarrollo de carbón. Recíprocamente una dinámica biológica y paleoambiental favorable puede dar lugar a la obliteración de la sedimentación carbonatada y al desarrollo de depósitos de carbón (WETZEL, 1981; SPACKMAN y RIEGEL, 1969).

- 7<sup>o</sup>) Caso de que se produzca una acusada retracción o la total desaparición por evaporación de la lámina superficial de agua, con generación de una salmyera intersticial sometida a bombeo evaporítico, es posible que se formen desarrollos displacivos de evaporitas. Este tipo de proceso ha sido extensamente documentado en medios lacustres y ampliamente recogido en la bibliografía (HARDIE, SMOOT y EUGSTER, 1978).

De todo lo anteriormente expuesto, es posible deducir a grandes rasgos, una secuencia ideal que resulte de la colmatación de un lago carbonatado somero, más o menos influido por aportes terrígenos en sus zonas marginales. TREESE y WILKINSON (1982) y MURPHY y WILKINSON (1980), han descrito y establecido dos muy semejantes, de las que aquí se reproduce la sugerida por estos últimos (ver Fig. 41).

Evidentemente, entre los ejemplos descritos (ops cit) y las sucesiones lacustres que nos ocupan, deben existir sensibles diferencias. La primera de ellas sería el gradiente topográfico del fondo del lago, bastante acusado en los casos indicados que alcanzan profundidades del orden de la decena de metros. Esta característica motiva que la distribución de las facies y los contextos en los que se forman aparezcan diferenciados de un modo relativamente discreto.

En un contexto en el que los gradientes topográficos sean menores, la transición entre los diversos subambientes será muy gradual y poco acusada. En otro orden de cosas cabe considerar que esos lagos son de tipo coincidente, es decir, con unos márgenes bien establecidos y que no se ven sujetos a redistribuciones importantes. Por otra parte el régimen hídrico, la estabilidad del nivel del lago, el clima, por citar algunos factores de muy diversa índole pero relacionados entre sí, son totalmente distintos.

Debe considerarse además que en la secuencia descrita, no aparece reflejada, dado su contexto, una acusada influencia terrígena, la cual es importante en algunas de las sucesiones lacustres estudiadas. Otro tanto cabe decir en la concurrencia de procesos evaporíticos, frecuente en algunos tramos de las sucesiones estudiadas.

A pesar de todo es posible deducir que, a grandes rasgos, la colmatación de un lago carbonatado somero de nivel y extensión relativamente estables dará lugar a una secuencia que, se caracterizará de base a techo por (Fig. 41):

- a) El desarrollo de una sedimentación carbonatada dominada por la acumulación de fango micrítico, que en condiciones favorables puede aparecer laminado, si bien será frecuentemente masivo.
- b) Un incremento del porcentaje de componentes bioclásticos en detrimento del de fango micrítico. Tendencia a la desaparición de laminaciones finas y a la estructuración de los componentes en estratificaciones muy finas o laminaciones muy gruesas.
- c) Incremento de los depósitos debidos a la removilización de los componentes, apareciendo texturas y estructuras propias de condiciones de mayor energía (intraclastos, oncolitos).
- d) Incremento del contenido en materia orgánica de origen vegetal, asociado a la aparición de fitoclastos y una mayor proliferación de gasterópodos límnicos litorales.

- e) Desarrollo de niveles de carbón coronando la secuencia.

Antes de seguir adelante, con la aplicación de esta secuencia idealizada a un intento de interpretación de las sucesiones estudiadas, deben hacerse algunas puntualizaciones de cierta importancia. Usualmente, tiende a interpretarse la secuencia ideal descrita con un proceso ontogénico extensible a la práctica totalidad de los lagos o lagunas. En realidad, este esquema sucesional no puede ser considerado como único. No todos los lagos evolucionan hacia turberas de manera inevitable.

Las transformaciones de los sistemas límnicos se ven controladas por la interacción de varios parámetros: geomorfológicos, geoquímicos, morfométricos y, subsiguientemente, biológicos. La evolución de los sistemas, a consecuencia de esta interacción, a menudo conlleva un progresivo relleno de la cubeta, cuando las condiciones de balance entre sedimentación y subsidencia de la zona lacustre se ven inclinadas a favor de la primera. Sin embargo, un contexto de condiciones lo suficientemente variable y dinámico no siempre dará, e incluso puede impedir, el desarrollo último de los procesos de colmatación, originando una diversificación de las secuencias deposicionales resultantes. De hecho, los apartados siguientes no serán más que un continuo recordatorio de esta circunstancia. Por otra parte, a las variaciones posibles partiendo de los elementos considerados en la secuencia ideal, cabe añadir aquellas que tienen su origen en el contexto general de los lagos estudiados (influencias tectónicas de los sistemas aluviales, desarrollo de procesos evaporíticos y edáficos).

c) Interpretación sedimentológica y paleoambiental

1) Encuadre general de las litofacies carbonatadas y organógenas

Si se contrastan las descripciones e interpretaciones generales de las distintas litofacies reconocidas en las sucesiones lacustres estudiadas con las propiedades y características que serían de esperar en los depósitos resultantes de la colmatación "ideal" de un lago carbonatado, se constata que las analogías son numerosas.

El desarrollo de una sedimentación carbonatada lacustre predominantemente micrítica, desarrollada en las zonas más profundas y/o protegidas de un área lacustre somera, daría lugar a depósitos de rasgos similares a los observables en la litofacies Cm-Cmb: Calizas micríticas, laminadas o masivas según el grado de estratificación de las aguas, en las que de manera ocasional se observarían restos dispersos de carófitas y ostrácodos, así como filamentos de algas planctónicas (s.l.) incrustados en carbonato cálcico. Desde este punto de vista, salvando las distancias existentes, los depósitos de Cm-Cmb (poco frecuentes por lo general en las sucesiones estudiadas) serían atribuibles al resultado de la sedimentación en las zonas más abrigadas de las lagunas y lagos carbonatados que se desarrollaron en el área estudiada (Figs. 41 y 43).

A su vez, las características sedimentológicas de las litofacies C-Cb coinciden con las que corresponderían a los depósitos que se desarrollarían ya en sectores menos profundos o más marginales de las zonas lacustres: Presencia abundante de bioclastos; bioturbación extensiva a la mayor parte de los niveles; estructuración de los depósitos en forma de láminas gruesas, producto de acumulaciones mecánicas de bioclastos; abundancia de restos de carófitas y presencia, al menos ocasional, de gasterópodos límnicos (Planorbidae, Lymneidae, etc.).

El hecho de que en ocasiones se observen litofacies enriquecidas en terrígenos (Ct-Ctb) y con claros indicios de aportes exóticos (fitoclastos) indica que, en determinados sectores y bajo circunstancias variables, llegaban a las áreas lacustres influjos terrígenos aportados por corrientes o flujos de tipo turbidítico, generados en las áreas lacustres más marginales. Este hecho introduce un factor de variabilidad importante en la secuencia ideal, en la cual no se contemplaba esta posibilidad. Dentro del contexto en el que se desarrollaron los depósitos estudiados este es, en cambio, un hecho muy frecuente. La estrecha relación de las áreas lacustres con los sistemas aluviales que las circundaban sería el principal motivo.

Tanto C-Cb como Cm corresponderían, en suma, a los depósitos lacustres carbonatados desarrollados de manera dominante en las zonas más internas de las charcas o áreas lacustres, sea cual fuere su extensión y profundidad. De hecho las diferencias entre estas dos litofacies no son excesivamente acusadas y con frecuencia pueden aparecer asociadas dentro de un mismo nivel carbonatado. Si se atiende en cambio a los depósitos interpretables como resultantes de la sedimentación en las zonas sublitorales y litorales, se asiste a una acentuación marcada de las diferencias existentes entre ellos, si bien todos presentan una característica común: un incremento del contenido en materia orgánica (generada en los cinturones marginales de vegetación). A este hecho se asocia a veces indicios de un aumento de la energía del medio, apareciendo acumulaciones de bioclastos e intraclastos, asociados a un incremento de la fracción terrígena gruesa.

Desde esta perspectiva, las litofacies Co-Cob (con sus variantes Cto-Ctob), se corresponden bien con las características generales propuestas: elevado contenido en materia orgánica y sulfuros, como lo refleja su coloración gris muy obscura a negruzca; elevado contenido en bioclastos y conchas completas de gasterópodos límnicos. En Cto-Ctob, es posible además observar la presencia de pequeños fragmentos

de mallas algales removilizadas, asociadas a intraclastos y bioclastos.

La litofacies Ci, también aparecería como característica de las zonas lacustres marginales. Pero debe tenerse en cuenta que dentro de los contextos lacustres someros a que se hace referencia, su ámbito de extensión puede ser más amplio.

En lo que hace referencia a la litofacies Cv, su ámbito de desarrollo aparece estrechamente relacionado con el de los niveles de lignito (Lig) que caracterizarían las zonas pantanosas y franjas litorales y sublitorales. Merece destacarse el hecho de que esta litofacies se diferencia relativamente poco de en cuanto a sus características primarias de la facies C, excepción hecha de su elevado contenido en fitoclastos. Esta diferencia estaría relacionada más bien con la inmediatez de las zonas donde se depositaba Cv con respecto a las turberas donde se desarrollaba Lig. Por ello parece justificado postular que las diferencias reales entre los sedimentos carbonatados desarrollados en las zonas relativamente más profundas de los lagos carbonatados y aquellos que se sedimentaban en vecindad con las zonas más someras con desarrollo de turba, eran mínimas.

Las litofacies diagenéticas Cp y Ce-Do (junto con Cs-Do) no aparecen integradas dentro de la secuencia ideal propuesta, por cuanto son consecuencia de una dinámica evolutiva de las áreas lacustres que no se ajusta a la del ejemplo tomado como referencia.

El origen de la litofacies Cp, ha sido ya analizado con cierto detalle por diversos autores (FREYTET, 1973; PLAZIAT y FREYTET, 1978; ver Figura 42), quienes han hecho hincapié en algunas de sus variantes. En esencia el origen de Cp estaría estrechamente relacionado con los procesos de pedogénesis palustre y humidificación y desecación alternantes. En cuanto al origen de las facies evaporíticas, su aparición es debida a la introducción de una dinámica ambiental ya am-

pliamente discutida en la bibliografía (HARDIE et al 1978; TRUC, 1978; TUCKER, 1978; EUGSTER y HARDIE, 1978) y a la que ya se ha hecho alusión anteriormente (ver apartado de descripción e interpretación general de las facies).

## 2) Establecimiento de modelos paleoambientales

Tomando en su conjunto los datos expuestos y a la vista de las relaciones secuenciales generales que muestran las litofacies (Fig. 43) es posible proponer un esquema de distribución paleoambiental (Fig. 44) en el que aparecen integrados la mayoría de los elementos objeto de discusión.

El modelo propuesto aparece claramente inspirado en la descripción de MURPHY y WILKINSON (Fig. 41) pero debe tenerse presente que las analogías de detalle entre ambos son mínimas.

La similaridad de las facies descritas por estos autores con las reconocidas en las sucesiones estudiadas no va más allá de aquellas propias de las zonas relativamente más profundas. En las zonas litorales más externas, las facies desarrolladas no son estrictamente las mismas. Por otra parte, la diferenciación de las facies internas con respecto a las externas, en el ejemplo tomado como referencia, es bastante acusada. Este hecho contrasta con la similitud de algunas facies carbonatadas interpretadas como "externas" (Cv) con otras propias de contextos más "internos" (C, en especial).

La interpretación más plausible de estos hechos es que las diferencias físicas entre los subambientes lacustres en los que se desarrollaron las series lacustres estudiadas fué mínima, en contraste con lo deducible del ejemplo de MURPHY y WILKINSON (Fig. 41). Al estudiar, pues, el contenido de la Fig. 44, debe tenerse presente que los gradientes topográficos involucrados son mucho menores y que las diferencias de profundidad entre los términos extremos de las secuencias debieron ser mínimas.

Otro aspecto a destacar de manera especialmente insistente, es que a partir de las distribuciones geométricas reconocidas en los tramos lacustres carbonatados, en especial los más potentes, no es posible admitir la existencia de una franja litoral y sublitoral en la cual se desarrollasen las facies propias de estos contextos relativamente más someros. Por el contrario, es mucho más probable el desarrollo de una distribución paleoambiental en la cual las zonas lacustres con sedimentación carbonatada se vieran estrechamente relacionadas con aquellas en las que se depositaban los niveles de carbón u otras facies litorales. Merece la pena insistir en las frecuentes interdigitaciones existentes entre los niveles carbonatados y organógenos, así como las frecuentes y repetidas alternancias de niveles poco potentes de unas y otras facies. Este tipo de distribución geométrica no sería posible en una zona lacustre en la cual existiera una zonación uniformizada en cinturones de facies de gran extensión. Por el contrario, parece más probable que esta disposición usualmente franjeada se diera de modo múltiple, constituyendo un mosaico deposicional muy variado y lateralmente reiterativo.

Por todo lo expuesto, debe tenerse presente que el modelo de distribución de facies propuesto, correspondería de hecho a la representación idealizada de un segmento del mosaico de ambientes que se desarrolló en las zonas lacustre palustres (ver Figuras 50 y 51 como referencias esquemáticas).

La estructuración de zonas límnicas actuales con las características propuestas para las sucesiones lacustres carbonatadas estudiadas, ha sido señalada con frecuencia en ciertos contextos ambientales peculiares (FLORES, 1981; SPACKMAN et al. 1969). En otros contextos ambientales muy diferentes (lagoons protegidos con sedimentación carbonatada), es posible encontrar disposiciones y dinámicas deposicionales parecidas (TURMEL y SWANSON, 1978). El contexto más similar es el descrito por SPACKMAN et al. (1969) en

los complejos de "swamp-marsh" del sureste de Florida. Estos autores, ponen un especial acento en la interacción existente entre los factores geológicos y biológicos en la formación de depósitos de carbón. Al margen de este importante aspecto, merece destacarse que, en el contexto descrito, alternan la sedimentación carbonatada límnic con la organógena pantanosa. En tanto que la primera domina en las zonas más deprimidas, la segunda lo hace en las más elevadas, bien entendido que la diferencia topográfica entre unas y otras es escasísima y que el equilibrio entre un tipo de procesos y otro es muy delicado. SPACKMAN et al (1969) reproducen además algunas de las geometrías reconocibles a pequeña escala en los depósitos carbonatados y organógenos, así como su relación geométrica. Tanto unas como otras pueden ser observadas en los depósitos carbonatados y organógenos estudiados.

El establecimiento del anterior modelo (en cuya dinámica no vamos a entrar por el momento) nos permite contar con interpretaciones coherentes para algunas secuencias básicas (y sus variantes) indicadas anteriormente (pg. 320). Falta sin embargo establecer otros esquemas interpretativos en los cuales sea posible encuadrar la aparición de litofacies como Cp, Ce-Do, y Cs-Do.

Para la aparición de los niveles de la litofacies Cp, tal como han sido reconocidos en numerosas sucesiones, es preciso introducir dentro del esquema anterior un factor de oscilación descendente del nivel del lago, que permita la emersión de una cierta extensión de sedimento sometido previamente a condiciones subacuáticas o de edafogénesis palustre (Figs. 42 y 45). A su vez el desarrollo de facies tales como Ce-Do, y Cs-Do, implican unas condiciones similares, pero con la adición de la implantación de procesos evaporíticos en un contexto de lagos tipo playa o lagos desecados, en los que aumentase la concentración salina del agua (Fig. 46).

Los tres modelos propuestos, sugieren que dentro de las sucesiones lacustres estudiadas se desarrollaron tres tipos extremos de lagos y lagunas someros, atendiendo a la estabilidad relativa de su nivel y a la posibilidad de que la concentración en sales de la lámina de agua llegase a poder dar lugar a procesos evaporíticos de cierta entidad. Uno de los hechos de mayor interés a remarcar es que, dentro de una misma sucesión, es posible reconocer el registro sedimentario de tres tipos de secuencias, lo cual implica que las posibilidades de variación de las características de las zonas lacustres eran relativamente amplias y sujetas, muy posiblemente, a variaciones locales.

Por otra parte, si bien los esquemas propuestos no lo indican, la fase final de la evolución de los procesos de sedimentación carbonatada suelen acabar con un episodio de sedimentación lutítica (Lg). Este es en muchos casos el inicio de una fase de colmatación final, que quedaría registrada por niveles de Lm que superiormente llegarían a gradar hacia condiciones netamente subaéreas (Lr), o bien volverían a verse sometidas a condiciones subacuáticas. La posibilidad de que en las áreas lacustres en las que se sedimentaban predominantemente carbonatos se implantase, siquiera en las fases finales, un régimen de sedimentación terrígeno, está estrechamente ligada a los aportes que a las zonas lacustres realizaban los sistemas aluviales con ellas relacionados.

### 3) Comparación de los tres modelos propuestos: Funcionamiento dinámico

#### - Características generales comunes:

Tal como ya se ha indicado, las diferencias existentes entre los tres modelos establecidos se deben en esencia a las distintas tendencias de variación de los parámetros paleoambientales, resumidos todos ellos en la oscila-

ción del nivel del agua. Los procesos deposicionales y diagenéticos tienden a partir de cierto punto a separar la evolución de los distintos episodios lacustres.

Si consideramos la dinámica del primer modelo propuesto (Fig. 44) se deberá destacar que ésta aparece claramente presidida por la inter-relación entre las distintas litofacies carbonatadas entre sí y con las organógenas, así como por la estructuración geométrica de los depósitos de uno y otro tipo. En el segundo modelo, las pautas secuenciales indicarían la instauración de un régimen dinámico distinto, tal como señala el desarrollo extensivo de la facies Cp. Análogamente ocurriría en el tercero (Fig. 46), con la aparición de las facies Ce-Do y Cs-Do. Sin embargo, antes de llegar a un punto de divergencia más o menos acusada, las distintas sucesiones observadas muestran el desarrollo de una serie de procesos comunes. Su ocurrencia sería extensible a todos los tipos de lagos carbonatados someros descritos.

La sedimentación carbonatada en las áreas lacustres fué una clara consecuencia de las condiciones fisiográficas y climáticas existentes. Estas fueron favorables a la formación de carbonatos y a su preservación en el registro gracias a la escasa profundidad que siempre presidió la evolución de las áreas lacustres. De manera general, la práctica totalidad de las potentes series carbonatadas fueron depositadas en lagunas y lagos carbonatados someros, raramente estratificados, caracterizados por una gran variabilidad de su extensión areal, hecho en gran parte condicionado tanto por los procesos de expansión y retracción de los sistemas aluviales, como por la posible variación de volumen de los aportes hídricos a la cuenca.

Ya se ha indicado cual sería la posible estructuración de estas áreas lacustres como un mosaico deposicional en el que, de manera preferente, se desarrollaba la sedimentación carbonatada que se podía o no ver asociada con la organógena o la evaporítica.

En zonas más internas de las zonas lacustres, someras, la sedimentación carbonatada se vería claramente favorecida por la actividad fotosintética de diversos organismos vegetales, micro y macrofíticos. Destacarían entre estos últimos las carófitas. La acumulación del fango carbonatado resultante y de los bioclastos producidos por el extenso desarrollo de poblaciones de gasterópodos y ostrácodos (como organismos más frecuentemente preservados) fué el proceso más importante (facies C a Cb). A él se asociaría la removilización más o menos frecuente de los elementos bioclásticos, bajo la acción de corrientes tractivas (Cb). Estas podrían en ocasiones aportar elementos alogénicos (sedimentos terrígenos y fitoclastos: facies Ct - Ctb).

Muy posiblemente, el hecho de que la acumulación de carbonatos se realizara en zonas de gradiente muy bajo, dió lugar a que, en las zonas litorales con elevada producción o bien en la totalidad del área lacustre cuando ésta fuera lo suficientemente somera, se formaran relieves deposicionales de entidad modesta pero apreciable. Montículos de fango y bioclastos carbonatados que se elevaban de forma variablemente acusada sobre el resto del fondo. Este desarrollo de relieves deposicionales, podría haberse visto favorecido por una distribución en manchas de las praderas de carófitas o de otros tipos de vegetación macrofítica palustre que se hubiera podido desarrollar.

En los lagos carbonatados actuales, han sido señalados este tipo de formaciones sinsedimentarias (WETZEL, 1970; TERLECKY, 1974), estrechamente asociadas a la producción de fango carbonatado por la actuación de macrófitas, en las zonas más someras de los lagos. La escala de estos montículos podría ser variable, aunque al nivel de observación asequible, sólo se han reconocido de escala pequeña y media.

Hacia las zonas más interiores y/o profundas, podría producirse un cambio del tipo de sedimentación, formándose

depósitos de fangos micríticos, estructurados con cierta laminación, o masivos por bioturbación (Cm). Los procesos de sedimentación carbonatada ya no estarían casi exclusivamente dominados por la actividad de las comunidades biológicas bentónicas, sino que también experimentarían cierta influencia de los aportes de carbonato originados por precipitación en la columna de agua. En este caso, la actividad de las comunidades vegetales planctónicas, combinada con la agitación eólica y el aumento de temperatura (¿estacional?) sería fundamentales. Ahora bien, es evidente que en ausencia de una fuerte influencia de las comunidades de macrófitas, los depósitos de estas áreas más internas no tenderían tan acusadamente a configurarse como montículos. Los depósitos resultantes mostrarían más bien una geometría tabular o a lo sumo, muy laxamente lenticular.

Las características texturales de los depósitos carbonatados, deben impedir en una buena parte de los casos advertir las geometrías deposicionales originarias. Es muy posible que sólo puedan ser apreciadas fácilmente aquellas que por un motivo u otro hayan detenido su evolución por causa de una interrupción más o menos prolongada de la sedimentación carbonatada (erosión, emersión, sedimentación terrígena lutítica). Este hecho explicaría la presencia frecuente de diastemas lutíticos asociados a los techos y bases de los niveles lenticulares.

Supuesta una laguna somera sometida a un proceso de colmatación por sedimentación carbonatada, la secuencia ideal esperable, sería el desarrollo de facies carbonatadas propias de contextos relativamente "internos" (Cm, C-Cb) con niveles de geometrías tabulares (Fig. 49 A). Sobre éstos se desarrollarían otros de características gradualmente cada vez más "externas" (Cb, Co-Cob, Cto-Ctob) con geometrías ya lenticulares. El motivo sería que una disminución de la profundidad por la colmatación progresiva permitiría la implantación de la vegetación macrofítica sobre la totalidad de la superficie del fondo del lago (Fig. 49 B). Finalmente,

se produciría la sedimentación generalizada en todo el lago de facies ricas en materia orgánica, y/o edafizadas (Co-Cob, Cp ocasionalmente), hasta el momento restringidas a zonas marginales (Fig. 49 C). Sucesiones de este estilo podrán darse tanto por una progresiva colmatación de una zona lacustre, como por un descenso gradual del nivel del lago por otras causas. En uno u otro caso se obtendrán secuencias de somerización que presentarán características análogas.

En las sucesiones reales no es frecuente observar una sucesión de este estilo (Fig. 2, m 20-25; Fig. 21, m 14-16, Lam. 12), tanto menos cuanto más potente sea la sucesión. Sí es en cambio frecuente encontrar secuencias fragmentadas, más o menos complejas (ver Figuras 1 a 24). Tal como se ha indicado con anterioridad, estas sucesiones muestran con claridad que la evolución de las áreas lacustres no suele poder explicarse mediante una evolución lineal y continua, según una tendencia definida. Por el contrario es frecuente observar la recurrencia reiterada, con mayor o menor asiduidad, de condiciones de sedimentación desarrolladas en zonas "internas" y "externas".

Este hecho viene a demostrar lo indicado en un apartado anterior: la ontogenia de las láminas lacustres relativamente estables en un contexto como el estudiado no puede estar sujeta a pautas simples. La variabilidad de condiciones y la recurrencia de procesos lo impedirían en la mayor parte de los casos.

La dinámica sedimentaria, debió venir complementada de manera general por la diagenética temprana. Ya se ha indicado el hecho de que en las distintas litofacies carbonatadas se ha reconocido la presencia de diversos procesos de diagenización (formación de porosidad secundaria, neomorfismo, cementación esparítica...). Estos procesos deben estar ligados tanto a los procesos de posible emersión que tuvieran lugar (por oscilaciones del nivel del lago o bien por colmatación del mismo) como a la evolución de los niveles freáticos

relacionados con las láminas de agua superficiales. La alternancia de fases de disolución con otras de cementación, implican una sucesión de condiciones más o menos reiterada que daría lugar a los diversos grados de diagenización observados en las distintas facies carbonatadas (Figs. 49 y 50, Lám. 27). La diversidad de condiciones estaría ligada a las características de la zona del manto freático que en cada momento estuviera en relación con los depósitos: zona de disolución, zona saturada activa o zona estancada (LONGMAN, 1980).

- Relación entre sedimentación carbonatada y organógena: dinámica ambiental.

Hasta el momento, han sido expuestos aquellos aspectos dinámicos que relacionan entre sí las facies lacustres carbonatadas de zonas "internas" (Cm, C-Cb) con las propias de zonas "externas" (Co-Cob, Cto-Ctob). Cabría ahora plantearse cuales serían los procesos dinámicos y condiciones que podrían relacionar, con las facies carbonatadas, los niveles de carbón. A este respecto, merecen ser realizadas algunas consideraciones en torno a las relaciones observadas en medios actuales, en los que se observa la formación de carbón posteriormente al desarrollo de sedimentación carbonatada. Debe tenerse presente, que el paso desde unas condiciones adecuadas para la formación de depósitos carbonatados a otras en las que predominan los depósitos de restos vegetales en turberas o cenegales implica un cambio drástico de condiciones. De un medio alcalino tamponado por los iones bicarbonato, en el que apenas se desarrolla productividad orgánica (lagos usualmente oligotróficos) se pasa a otro ácido (hasta el extremo de impedir el desarrollo de comunidades de organismos que precisen carbonato) en el que se desenvuelve una producción y acumulación de materia orgánica vegetal muy considerable con mayor o menor duración.

WETZEL (1980) señala que frecuentemente es posible observar antiguos lagos carbonatados que se ven obliterados

por el desarrollo de turberas. Los motivos son variados, pero pueden ser resumidos en cambios de los aportes iónicos a los lagos, incremento de entrada de materia orgánica y cambios morfométricos por incremento de la tasa de sedimentación. Existe además un aspecto complementario y que creemos de gran importancia en el caso que nos ocupa: en cubetas lacustres someras, en cierta medida aisladas, la dinámica de sedimentación puede ser modificada por una alteración de la ecología del medio motivada por la actuación de una flora macrófita litoral especializada. WETZEL (1981) señala expresamente la actuación de briofitas (Sphagnum spp) especializadas en una colonización inicial del medio alcalino al que modifican localmente produciendo ácidos orgánicos, tanto en vida como ya muertas. El intercambio iónico de esta vegetación, acompañado de la liberación de ácidos, puede reducir la influencia negativa del carbonato en la producción de materia orgánica. Este hecho puede dar paso a una rápida expansión de la vegetación, que se correspondería con la formación de una turbera en la antigua laguna o charca somera carbonatada.

Sin llegar a estos extremos de modificación radical del medio, SPACKMAN et al (1969) describen la gran importancia que juegan los procesos de competencia biológica entre comunidades vegetales, hasta el extremo de poder desplazar un tipo de sedimentación y establecer otro. Los mismos autores (op. cit) insisten en que la sensibilidad y variabilidad del medio viene acentuada por el hecho de que la respuesta de las comunidades a cambios de profundidad del agua relativamente poco importantes, multiplica y acentúa sus efectos. Así una mínima variación de centímetros, puede implicar la desaparición de una vegetación que favorecía el desarrollo de carbonatos y la implantación de otra que genere depósitos de turba.

Teniendo en cuenta estos aspectos, es posible comprender mejor los cambios aparentemente tan bruscos existentes entre un tipo de sedimentación y otro, y entender cómo

pueden encontrarse tan íntimamente ligados. En efecto, supuesta un área lacustre cuya profundidad sea próxima a la crítica en la cual puede producirse un cambio de sedimentación como el indicado, será frecuentemente encontrar en ella una sucesión repetitiva de facies organógenas y carbonatadas (Lig y Co-Cob, Cv y C). La implantación de uno u otro tipo de sedimentación dependerá de cambios mínimos que, en el contexto ambiental indicado, podrán ser muy frecuentes. Este sería uno de los motivos más importantes para que la mayoría de los niveles de lignito observados en las formaciones lacustres, presenten una potencia relativamente poco importante. Las condiciones para que un depósito de carbón llegue a ser importante son, aparte de unas condiciones de equilibrio muy estrictas resumibles en un ascenso del nivel freático relacionado con la interfase aire-sedimento, una persistencia acusada de las mismas. Atendiendo a las sucesiones observadas en el área de Mequinenza, estas condiciones nunca fueron lo suficientemente estables como para causar un depósito organógeno de potencia considerable. Los depósitos individuales de carbón más potentes reconocidos hasta la fecha en la cuenca no rebasan el metro de potencia. Teniendo en cuenta la tasa de sedimentación media de los depósitos de turbera (10 cm/año) y su fuerte compactación diagenética (un 90 % según FALINI, 1965) es calculable que un nivel de lignito de esta entidad tardaría en formarse en torno a 100 años. Esta cifra es por supuesto puramente aproximativa, pero da un orden de valores realmente bajo a escala geológica.

Concluyendo en torno a las relaciones entre la sedimentación carbonatada y organógena, puede resumirse que éstas deben venir condicionadas por numerosos aspectos, tanto propios de la evolución física del medio (variaciones del nivel del agua debidas a subsidencia diferencial, colmatación, ascenso y descenso del nivel freático, variaciones a largo término de los aportes hídricos superficiales...) como a la acción ejercida por las comunidades biológicas vegetales. En un contexto estructurado a modo de

un mosaico ambiental, las áreas de formación de carbón y carbonatos debieron aparecer alternando en distintos sentidos. Las zonas de cenagal o turbera debieron configurarse como extensos isleos en los que se podía desarrollar una amplia variedad de comunidades vegetales, de las cuales no conocemos prácticamente nada. Recordemos los esporomorfos fósiles de organismos propios de biotopos húmedos o encharcados: reconocidos en las sucesiones estudiadas: cf. Sphagnum (!), Polypodiaceae, Cyatheaceae, cf. Rhamnus, Alnus, Salix, Typha. Estos datos nos dan apenas una idea esquelética de cuales debieron ser las asociaciones vegetales desarrolladas en las zonas pantanosas. Pero demuestran al menos indicios de su existencia.

En este contexto, caracterizado por leves variaciones morfológicas y un gradiente topográfico muy bajo, las posibles variaciones arriba indicadas generarían importantes redistribuciones de los distintos subambientes. En las zonas en las que las acumulaciones de depósitos organógenos fueran medianamente importantes, se producirían procesos de autocompactación, que introducirían un nuevo elemento de inestabilidad contrario a la persistencia de las áreas favorables a la sedimentación acumulativa de turba (FALLINI, 1965).

Todo en suma apunta hacia la amplia variabilidad del medio desarrollado en las áreas lacustre palustres en las que el desarrollo de carbón debe ser considerado, de hecho, como un cierto índice de perennidad de los aportes hídricos.

- Relación entre sedimentación lacustre carbonatada y procesos diagenéticos edáficos. Dinámica ambiental

En este caso, referible al modelo de la figura 45, no cabe hablar de una interrelación entre tipos distintos de sedimentos, sino de la actuación sucesiva de determinados procesos deposicionales (ya descritos en el apartado ante-

rior de características generales) y diagenéticas.

En un contexto lacustre general como el ya descrito, la acción bioturbadora de la vegetación hidrófila o higrófila puede darse en tres condiciones: restringida a las áreas marginales de áreas lacustres de orillas coincidentes, situada en zonas más someras dentro de un contexto lacustre con subambientes estructurados en forma de mosaico, o extendida a la totalidad del fondo lacustre.

La dinámica ambiental que permite el desarrollo aislado o combinado de las distintas modalidades, va ligada a la tendencia al descenso del nivel de las aguas de los lagos. En este sentido, esta evolución ontogénica de las áreas lacustres es claramente opuesta a la observable en aquellas secuencias en las que tienden a desarrollarse litofacies de tipo carbonoso. Estas en efecto requieren un mantenimiento e incluso un ascenso correlativo del nivel freático. Por contra en la situación descrita, observamos una tendencia neta, y bien registrada en las litofacies, al descenso del nivel del agua e incluso, a la emersión. Recordemos que en la litofacies Cp, aparecen desarrollados de manera muy frecuente procesos de disolución de los materiales bioclásticos (conchas de gasterópodos), asociados a brechificación, formación de pseudomicrokarst... (Fig. 42; Láms. 20 y 21).

En la figura 50 aparecen expresados de manera idealizada algunos de estos aspectos.

Debe tenerse presente que el desarrollo generalizado de procesos palustres no se da con igual frecuencia en todas las sucesiones estudiadas. En algunos tramos de las series reconocidas, los procesos palustres aparecen de manera dispersa, siendo entonces atribuibles más bien a la culminación de procesos de colmatación. Esta interpretación es tanto más fiable cuanto más próxima a la finalización de la sedimentación carbonatada lacustre se encuentran los niveles de Cp. En otros tramos, en cambio, el

neto predominio de la litofacies Cp, implica necesariamente un cambio en las condiciones ambientales dominantes, referidas en este caso de manera particular a una clara tendencia al descenso del nivel del agua (Fig. 1).

- Relación entre sedimentación lacustre carbonatada y procesos diagenéticos evaporíticos. Dinámica ambiental

De nuevo, no puede hablarse en este caso (Fig. 46) de una interrelación entre dos tipos de sedimentos. La actuación de procesos evaporíticos, sucediendo los procesos deposicionales de carbonatos, en un proceso evolutivo ya extensamente descrito en la bibliografía (EUGSTER y HARDIE, 1978; SURDAM y WOLFBAUER, 1975; RYDER et al. 1976; HARDIE et al., 1978).

En los casos concretos aquí analizados, parece poder deducirse que a la sedimentación carbonatada que tuvo lugar en lagos carbonatados someros, siguió un proceso de retracción o desecación generalizada, que permitió el desarrollo de evaporitas intersticiales displacivas. En superficie se ha registrado sobre todo la presencia de nódulos de yeso alabastrino con cristales relictos de anhídrita. Los datos de sondeos (Ballobar, Candanos, Fraga) revelan la presencia generalizada de anhídrita en diversos tramos carbonatados de las unidades lacustres del sector. HARDIE et al. (1978) indican que los lagos perennes y semiperennes deben tener muy probablemente un registro sedimentario final muy similar al de los lagos salinos efímeros. Por este motivo sugieren que se les considere como lagos efímeros. Sin embargo, a pesar de la convergencia de procesos, quizá sea interesante intentar diferenciar uno y otro tipo de lagos cuando los datos del contexto general lo permitan. En nuestro caso es casi segura la existencia de un desarrollo de lagos carbonatados someros semiperennes previo a la implantación de las áreas evaporíticas.

Una vez formada la lámina de agua, la progresiva sedimentación de carbonato podrá verse más o menos frecuentemente interrumpida por la desecación o la retracción, que dará lugar a las condiciones favorables para el desarrollo de evaporitas. Estas condiciones favorables subaéreas, pueden verse seguidas por una reimplantación de las condiciones lacustres e incluso pueden llegar a ser favorables para la formación de modestos espesores de carbón (Fig. 27). El proceso se repite sucesivamente, con mayor o menor frecuencia, dando lugar a sucesiones en las que las litofacies evaporíticas aparecen con variable desarrollo (Fig. 27; Fig. 4; Fig. 5, m 35-47; Fig. 6, m 9 a 25, etc.). Esta diversidad de la frecuencia, permite obtener un valioso indicador en torno a las tendencias evolutivas de las áreas lacustres, de significado obvio.

En este sentido, la aparición de las facies evaporíticas implican la implantación de un régimen evolutivo de las láminas de aguas netamente divergente respecto al deducible del modelo de la Figura 44 (mantenimiento o ascenso) e incluso del modelo de la Figura 45 (descenso y oscilación) por cuanto aquí el descenso del nivel va asociado a la formación de una salmuera.

La posterior silicificación de los depósitos evaporíticos, frecuente en las sucesiones estudiadas, implica la concurrencia de procesos adicionales que sin embargo no modifican sustancialmente el significado dinámico propuesto (NICKEL, 1982).

D) RELACIONES ENTRE LA SEDIMENTACION LACUSTRE-PALUSTRE Y LA ALUVIAL

I) INTRODUCCION:

Como ya se ha indicado, los procesos de sedimentación terrígena son excluyentes respecto a los que generan sedimentos carbonatados. Las razones son evidentes y ya han sido indicadas con anterioridad. Sin embargo, cabe insistir en algunos aspectos.

La generación de fango carbonatado en contextos lacustres someros, va estrechamente relacionada con el desarrollo de comunidades de organismos límnicos, especialmente vegetales de tipo micro y macrofítico. Estos, con su actividad fotosintética y producción de estructuras de recubrimiento carbonatadas, dan lugar a cantidades muy elevadas de fango y bioclastos, cuya acumulación tiene lugar prácticamente "in situ". Con relativa frecuencia, pueden producirse además removilizaciones menores, en especial en las zonas marginales de las áreas lacustres.

Si las poblaciones vegetales se ven excesivamente afectadas por los aportes terrígenos, tenderán a desaparecer localmente, desplazándose la producción de fango y bioclastos a zonas ecológicamente más favorables. La influencia de los aportes puede reducirse, respecto a la formación de sedimentos, a una dilución del porcentaje de carbonato, pero en último extremo puede tender a obliterar la sedimentación carbonatada. Ambos factores implican que la formación de carbonatos sólo tendrá lugar de una manera extensiva en aquellas zonas que estén resguardadas de la influencia de los aportes terrígenos llevados a las áreas lacustres por los canales de redes fluviales distributivas o los flujos en manto que posiblemente se generen en sus terminaciones distales. En uno u otro caso el desplazamiento de la sedimentación

ción carbonatada o su desaparición generalizada, son las consecuencias inmediatas.

Además del desplazamiento o detención de la sedimentación de carbonatos, una cantidad importante de aportes terrígenos (dadas unas tasas de subsidencia, sedimentación y variación del nivel del lago) puede implicar la desaparición de la lámina superficial de agua, por colmatación parcial o total. En este caso, se da un paso hacia la implantación de un régimen palustre que, a su vez, puede verse sucedido con mayor o menor rapidez por otro subaéreo.

Teniendo presente lo anterior, merece la pena insistir en la importancia de los procesos de expansión y retracción de los sistemas aluviales en la evolución de las áreas lacustres y, consiguientemente, en la configuración geométrica de los depósitos carbonatados y en general lacustres. Las distintas sucesiones, según las variaciones ambientales a que se vieron sujetos los sectores en los que se formaron, aparecerán integradas por un porcentaje variable de rocas carbonatadas y terrígenas. La resultante de la interacción existente es la configuración de prismas de sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas, que lateral y superiormente pasan a sucesiones lacustres o aluviales terrígenas (ver esquema E y panel de correlaciones).

Considerando lo anterior y a la vista de los perfiles estratigráficos y paneles de correlación, es posible establecer los siguientes grandes tipos de sucesiones:

- 1) Lacustres predominantemente carbonatadas, en las que los niveles y tramos terrígenos aparecen claramente subordinados.
- 2) Lacustres predominantemente terrígenas, en las que los niveles y tramos carbonatados aparecen muy subordinados.
- 3) De llanuras aluviales lutíticas distales o marginales con fuerte influencia lacustre-palustre.

Estas sucesiones aparecen constituídas predominantemente por tramos lutíticos que intercalan o alternan frecuentemente con niveles y tramos carbonatados.

- 4) De llanuras aluviales lutíticas, distales o marginales, con escasa influencia lacustre-palustre. Estas sucesiones están integradas fundamentalmente por tramos lutíticos con pocas o ninguna intercalación de rocas lacustres carbonatadas y frecuentes desarrollos evaporíticos.
- 5) De llanuras aluviales, en las que cabría diferenciar las sucesiones de zonas de expansión activa de los cinturones fluviales (ejes de expansión) de aquellas situadas en zonas relativamente marginales (zonas interaxiales). Las sucesiones características de las primeras aparecen constituídas por lutitas y arenitas en las que de modo muy subordinado pueden aparecer niveles poco potentes de calizas lacustres. Las sucesiones de las segundas son muy similares a las propias de llanuras lutíticas distales y sólo se diferencian de ellas por el contexto y por el espesor usualmente menor de sus depósitos.

## II) LAS SUCESIONES LACUSTRES DOMINANTEMENTE CARBONATADAS

### a) Introducción

De acuerdo con los datos disponibles, a partir del análisis realizable sobre las distintas sucesiones dominante-mente carbonatadas es interesante remarcar dos aspectos fundamentales:

- a) Tipos de sucesiones dominante-mente carbonatadas que pueden ser diferenciados
- b) Cuales son las relaciones existentes entre los depósitos carbonatados y terrígenos en estas sucesiones.

### b) Tipos de sucesiones carbonatadas

El primer aspecto puede ser considerado atendiendo el desarrollo o presencia más o menos frecuente de determinadas litofacies características (evaporíticas y organógenas en especial). Este criterio, combinado con la observación de un posible desarrollo diferencial o preferente de diversos tipos de secuencias, permite introducir en las distintas sucesiones una diferenciación de tipo genético.

Atendiendo a las diferencias observables se han distinguido tres grandes tipos de sucesiones dominante-mente carbonatadas:

- a) Sucesiones con ausencia de facies diagenéticas evaporíticas y presencia frecuente de niveles de carbón de cierta entidad (diagrama secuencial b). Estas sucesiones carbonatadas mostrarían un desarrollo muy extendido y recurrente de secuencias lacustres que se habrían depositado en un contexto como el propuesto en la Fig. 44.

- b) Sucesiones con desarrollo sólo ocasional de facies diagenéticas evaporíticas y variablemente frecuente de facies de diagenización edáfica. En estas sucesiones pueden aparecer ocasionalmente niveles de carbón de poca entidad (diagrama secuencial c).
- c) Sucesiones con desarrollo muy frecuente de facies diagenéticas evaporíticas y ocurrencia escasa o nula de niveles de carbón. (diagrama secuencial d).

Debe remarcarse que la subdivisión propuesta no tiene que ser interpretada como una clasificación cerrada, sino más bien como una indicación de tendencias. Las diferencias entre los tres tipos aquí indicados son totalmente graduales y, de hecho, puede considerarse que, desde un punto de vista puramente descriptivo, el segundo tipo es un intermedio entre los dos extremos. Este tránsito gradual es apreciable con frecuencia, tanto vertical como lateralmente (ver unidad de calizas de Torrente de Cinca en los perfiles de Fraga y Mequinenza. Ver Fig. 5, panel I).

1) Sucesiones sin evaporitas y desarrollo frecuente de carbón

Este tipo de sucesión está bien desarrollado en la unidad de calizas de Mequinenza y en superficie es observable en torno a las poblaciones de Mequinenza, Granja d'Escarp y Almatret. Sus características generales aparecen en los perfiles de Mequinenza (m 0-20), Granja d'Escarp (m 0-50), Mina del Pilar (m 84-145) y Almatret (m 25-40; 90-120).

Las sucesiones más características de este tipo aparecen estructuradas en secuencias de entidad pequeña a media (espesores centimétricos a decimétricos, hasta un máximo de algo más de un metro). Las secuencias aparecen constituídas (diagrama secuencial b) por un término basal en el que aparecen desarrollados niveles de facies carbonatadas de tipo

C-Cb y Ct-Ctb y ocasionalmente Cp (Fig. 25). Sobre este término basal se desarrolla otro superior compuesto de manera aislada o conjuntamente por las litofacies Co-Cob, Cto-Ctob, Cv y Lig, que muestran un desarrollo y frecuencia variables (Figs. 25 y 26; Figs. 3 y 8). A menudo el término basal presenta un aspecto relativamente homogéneo, constituido por niveles relativamente potentes. Por el contrario el término superior está constituido con frecuencia por niveles poco potentes de las litofacies indicadas, que forman una rápida alternancia, sin llegar a predominar ninguna de ellas con claridad, salvo en algunos casos (Figs. 3 y 8, Lám. 13 a). El tránsito desde el término inferior al superior puede realizarse de manera relativamente continua y gradual (Fig. 8, m 25-26) o bien a través de recurrencias más o menos frecuentes de las litofacies del término inferior.

Los materiales terrígenos aparecen fundamentalmente representados, en estas sucesiones, por niveles centimétricos de lutitas grises (Lg) que adquieren tonalidades ocres por alteración superficial. Su aparición en las secuencias puede ocurrir en cualquier posición.

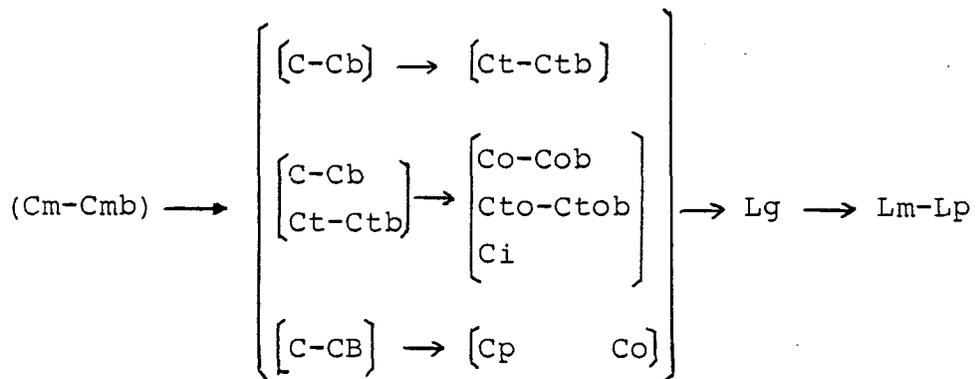
De manera subordinada pueden aparecer niveles poco potentes de arenitas (Fig. 3, m 20), los cuales gradarían superiormente a lutitas, que se verían a su vez de nuevo recubiertas por calizas.

#### Sucesiones con desarrollo subordinado de carbón y evaporitas

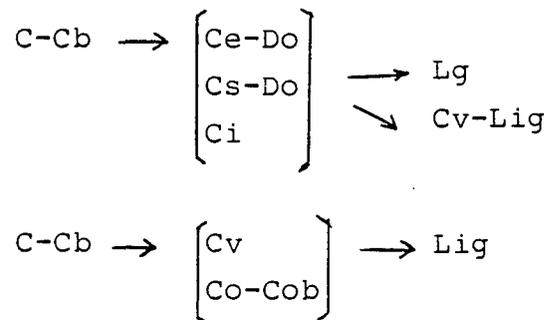
Este tipo de sucesión aparece bien desarrollado en las unidades de Mequinenza, Granja d'Escarp y Torrente de Cinca, y aflora extensamente en los perfiles de Ballobar, Velilla de Cinca, Fraga W, Torrente de Cinca, Mequinenza (tramos superiores), Ermita del Pilar, Pobla de Masaluca, Ermita del Berrús, Les Camposines, etc. Sucesiones características de

este tipo aparecen representadas en la mayor parte de los perfiles de detalle de los tramos lacustres predominantemente carbonatados (ver por ejemplo figuras 1, 2 y 4 a 6).

El grueso de las sucesiones aparece constituido por una acumulación de episodios lacustres, más o menos ajustados a una pauta secuencial ideal, en la que raramente se ven involucrados los términos evaporíticos (Ce-Do, Cs-Do) y organógenos (Lig). El espesor de las secuencias varía entre escasos centímetros y de 1 a 2 m, pero la media más usual es la decimétrica. Las secuencias predominantes serían (diagrama secuencial c, Ver cuadro VI):



Apareciendo sólo de manera muy subordinada:



Teniendo siempre presente que las secuencias pueden iniciarse por cualquiera de sus términos, o carecer de alguno de los aquí indicados.

La mayor parte de los tramos de este tipo de sucesión de secuencias estaría integrado por la acumulación de las tres primeras secuencias elementales (y sus variantes). Los tér-

minos terrígenos (Lg, Lm, Lp) aparecerían claramente subordinados constituyendo niveles de potencia milimétrica a centimétrica, reducidos en muchas ocasiones a meros diastemas. Las secuencias elementales son por ello asimétricas, predominando por lo general con claridad los términos carbonatados. En las sucesiones carbonatadas de potencia considerable la mayoría de las secuencias elementales se interrumpen en el término Lg, de modo que sólo en raras ocasiones aparece el término Lm. La ocurrencia del mismo es más frecuente en tramos carbonatados de menor entidad que aparecen intercalados en otros lutíticos, especialmente en su base y techo.

Las litofacies organógenas (Lig) y carbonatadas ricas en materia orgánica (Co-Cob, Cv) aparecen por lo general claramente subordinadas, si bien pueden llegar a integrar niveles centimétricos y decimétricos, respectivamente (Figs. 1, 4 a 6 y 27).

La litofacies Cp aparece por lo general de manera subordinada, pero llega a ser claramente dominante en ocasiones, constituyendo de manera casi exclusiva tramos de potencia decamétrica (perfiles de Mequinenza y Almatret, tramos superiores; Fig. 1).

Las litofacies de origen evaporítico (Ce-Do, Cs-Do) están a su vez poco desarrolladas, apareciendo sólo de manera muy ocasional y subordinada, constituyendo las secuencias básicas indicadas (Fig. 27 y 4 a 6).

En los tramos carbonatados integrados por este tipo de sucesión de facies no es frecuente encontrar una clara ordenación secuencial que agrupe las secuencias básicas de una manera regular. Es más frecuente observar una oscilación repetida de las condiciones de sedimentación, dando origen a sucesiones de secuencias básicas relativamente desordenadas. Sin embargo, en algunos casos es posible reconocer algunas tendencias a la estructuración de los tramos. Estas tendencias son tanto más fáciles de reconocer cuanto menos potente sea el tramo considerado.

Se han reconocido sucesiones en las que los tramos inferiores aparecen predominantemente constituídos por niveles tabulares de facies Cm o C-Cb, en tanto que los superiores lo están por niveles lenticulares de las mismas litofacies o bien de Co-Cob. En algún caso, dentro de estos tramos lenticulares superiores, no se produce ninguna recurrencia y la tendencia secuencial se configura como prácticamente continua y lineal desde la base al techo (Fig. 21, m 13-15). En otras ocasiones en los tramos superiores se producen recurrencias de niveles lenticulares de unas u otras facies, complicando levemente la sucesión (Fig. 2, m 20-23).

En otros casos se observa que una sucesión decamétrica de secuencias básicas (integradas predominantemente por las litofacies C-Cb, Co-Cob y Lg) se ve sucedida superiormente por tramos en los que la litofacies Cp pasa a predominar (Fig. 1). Sucesiones similares, aunque de menor entidad se observan en diversos perfiles (Almatret, tramos superiores; Fig. 13, m 55).

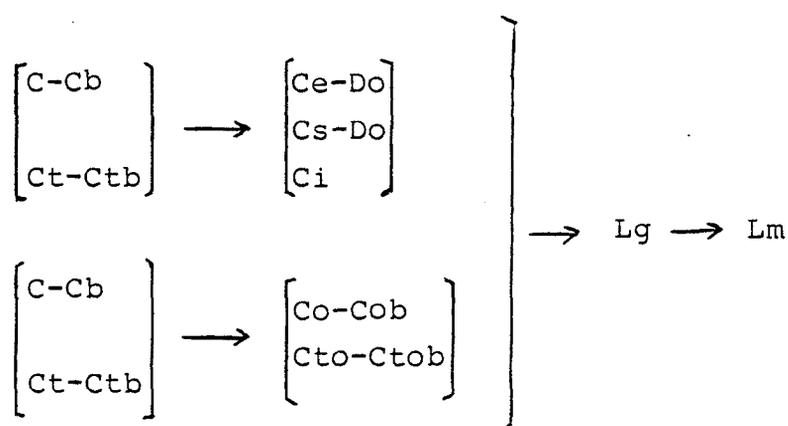
Es poco usual sin embargo, que un tramo de cierta entidad aparezca integrado por una única secuencia de orden medio como las descritas. Se observará que éstas han sido señaladas en tramos relativamente poco potentes. Por lo general, a mayor potencia corresponde una mayor diversificación de las pautas secuenciales y un mayor número de secuencias de segundo orden, que se suceden unas a otras mostrando un desarrollo vertical y relaciones entre facies variables. Estas secuencias aparecerán a menudo truncadas, modificadas por las variaciones de las condiciones paleoambientales.

Sucesiones secuenciales estructuradas de este modo pueden ser observadas en la mayoría de los tramos lacustres carbonatados (Fig. 2, m 34-48; Fig. 4, m 1-15 y 30-55; Figs. 5 y 6).

Sucesiones con desarrollo muy frecuente de evaporitas

En superficie, este tipo de sucesiones aparece bien desarrollado en la unidad de calizas de Torrente de Cinca, en cuyos tramos han sido reconocidas con frecuencia las litofacies evaporíticas Ce-Do y Cs-Do (Fig. 5, m 34-47).

El grueso de las sucesiones de este tipo aparecen integrado por una acumulación dominante de las secuencias básicas (diagrama secuencial d, ver cuadro VI):



Las secuencias son de entidad pequeña a media (potencia decimétrica a métrica) y en ellas dominan claramente los términos carbonatados, apareciendo subordinados los lutíticos. De éstos sólo Lg aparecería desarrollado de manera general (C-Cb), (Ct-Ctb), (Ce-Do) y (Cs-Do) son claramente dominantes, observándose con menor frecuencia las facies ricas en materia orgánica (Co-Cob), (Cto-Ctob) que pueden formar niveles de espesor decimétrico.

Es sin embargo la presencia frecuente y generalizada de las facies diagenéticas de origen evaporítico, la característica diferencial más acusada de este tipo de sucesión. En las secciones estudiadas los materiales evaporíticos han sido afectados con frecuencia por procesos de silicificación. Sin embargo los sondeos realizados sobre la unidad de calizas de Torrente de Cinca (Ballobar, Candasnos, Fraga), demuestran la presencia de yeso alabastrino y anhídri-

ta nodulares, que en sectores situados al W de Mequinenza, se reconocen en superficie.

No es posible a partir de las secciones estudiadas, observar una acusada ordenación secuencial de rango mayor al de las secuencias básicas. Sin embargo sí que puede observarse una cierta tendencia a la alternancia de tramos con frecuente desarrollo de facies Ce-Cs con otros en los que los desarrollos evaporíticos están ausentes o son menos frecuentes.

c) Relaciones secuenciales entre los tramos terrígenos y carbonatados

Ya se ha indicado que en las sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas, la aparición de los niveles terrígenos aparece claramente subordinada. Esta aparición se reduce con frecuencia al desarrollo de diastemas lutíticos de espesor mínimo, que reflejan un influjo escaso de aportes terrígenos a las áreas lacustres carbonatadas. Sin embargo, a medida que esta influencia se va haciendo más notoria, aumenta el espesor de los niveles lutíticos y hacen su aparición niveles de arenitas.

Reiterando lo indicado en el apartado de descripción e interpretación de los depósitos lacustre-palustres terrígenos, atendiendo a las sucesiones estudiadas, es posible reconocer dos tipos de depósitos terrígenos en las sucesiones predominantemente carbonatadas: Los niveles arenosos de los tipos II, III, IV y V y los aportes lutíticos.

Las relaciones entre los depósitos carbonatados y organógenos y los terrígenos arenosos, suele desarrollarse como se ha indicado de manera gradual. Así, es dominante la presencia de un término lutítico intermedio entre los niveles arenosos y los carbonatados. Sin embargo en algunos casos se observa un desarrollo mínimo de este término

lutítico y se aprecia una relación casi directa entre niveles arenosos y otros carbonatados u organógenos (Fig. 4, m 27; Fig. 3, m 20).

Los términos arenosos pueden aparecer aislados entre sí y relacionados estrechamente con los tramos carbonatados (Fig. 29; Fig. 3, m 20; Fig. 4, m 2, 15). Sin embargo, no es infrecuente observar sucesiones granocrecientes y estratocrecientes de potencia métrica (en torno a uno y tres a cuatro metros) (Fig. 2, m 20 a 27; Fig. 3, m 17 a 25).

El desarrollo relativo de niveles terrígenos, es evidentemente variable y se pueden observar con toda claridad los tránsitos laterales y verticales desde series o tramos predominantemente carbonatados a otros en los que predominarían los niveles terrígenos, especialmente lutíticos, si bien también pueden darse tramos predominantemente arenosos.

De manera concisa, las relaciones secuenciales entre las diversas litofacies en las sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas, aparecen resumidas en el diagrama secuencial (e).

#### d) Interpretación de las sucesiones

El distinto grado de desarrollo y frecuencia de determinados tipos de litofacies y secuencias carbonatadas o carbonatado-organógenas en las series o tramos predominantemente carbonatados, nos proporcionan información en torno a las condiciones físicas en que tuvo lugar preferentemente la sedimentación lacustre. El distinto grado de desarrollo y frecuencia con que aparecen desarrollados tramos terrígenos, nos indican el grado de influencias externas que recibían, en cada sector, las áreas lacustres. A partir de estas sencillas bases, partiendo de las conclusiones en torno a la dinámica de cada uno de los tres modelos pro-

puestos, es posible emitir conclusiones generales en torno a las sucesiones lacustres.

Aquellas series en las cuales aparecen desarrollados con frecuencia niveles de facies organógenas y que muestran, además, numerosas secuencias culminadas por éstos, debieron ser depositadas preferentemente bajo condiciones bastante concretas, precisas para la formación de niveles de carbón. De manera resumida se ha indicado, en el apartado de descripción y comparación del funcionamiento dinámico de los distintos modelos propuestos, que esencialmente era preciso que existiera un balance muy delicado entre el ascenso del nivel freático y el ascenso de la interfase deposicional. Más extensamente, WEIMER (1977, citado en BEAUMONT, 1979) señala como condiciones precisas para la formación de yacimientos apreciables:

- 1) Un contexto ambiental en el que domine la influencia de aportes de agua dulce (condición precisa para el desarrollo de vegetación)
- 2) Una fuerte acumulación de restos vegetales
- 3) Mantenimiento del equilibrio entre el ascenso del nivel freático y la interfase deposicional. Este equilibrio depende de varios factores entre los que merecen destacarse las tasas de subsidencia (local o generalizada), sedimentación, y productividad orgánica. La existencia de este equilibrio es fundamental para evitar la oxidación de los restos vegetales acumulados.
- 4) Clima favorable, preciso para que los aportes hídricos sean suficientes para el desarrollo (siquiera local) de zonas húmedas favorables para la producción y acumulación de vegetales.
- 5) Influencia de la tectónica en la sedimentación, precisa para que las acumulaciones alcancen una potencia mínimamente apreciable.
- 6) Persistencia de las condiciones de equilibrio favorables a lo largo del tiempo y el espacio.

Como se ve, casi todas las exigencias giran en torno a tres aspectos: condiciones ecológicas favorables para el desarrollo de vegetación, condiciones físicas adecuadas para la acumulación y conservación de sus restos, contexto estructural adecuado para un desarrollo de espesores apreciables.

No cabe duda de que la mayor parte de las condiciones señaladas como precisas, son radicalmente opuestas a las que se dan cuando en una zona lacustre somera se forman evaporitas:

- 1) Las condiciones de salinidad de las aguas sólo permiten el desarrollo de determinadas comunidades vegetales formadas por especies halófitas.
- 2) Dada la usualmente baja productividad, no se produce una fuerte acumulación de restos vegetales.
- 3) Existe un total desequilibrio entre el ascenso de la interfase deposicional y el nivel freático, que suele oscilar.
- 4) El clima suele ser desfavorable, por ser árido. Este factor puede ser soslayado si se tiene en cuenta la posible formación de zonas húmedas locales, generadas por el endorreísmo de la cuenca.

El resto de los factores (influencia tectónica y persistencia de condiciones) no son discriminantes.

Cabe resumir aquí, a modo de conclusión, que para la formación de depósitos evaporíticos como los reconocidos en las sucesiones estudiadas (Ce-Do, Cs-Do, Le-Yn) es preciso un balance hídrico claramente negativo en cuanto a la relación de aportes de agua y su evaporación, hecho totalmente contrapuesto a las condiciones precisas para la formación de carbón.

La presencia generalizada en una sucesión de niveles de carbón con cierto desarrollo y frecuencia, nos permiti-

r  suponer que su generación tuvo lugar en un contexto que cuando menos debió cumplir la condición mínima de que el nivel freático tendiera a ascender de un modo al menos parejo a la interfase deposicional. Las causas de este equilibrio pueden ser diversas, y sólo pueden indicarse considerando el conjunto global de las sucesiones lacustres.

De manera análoga, un desarrollo dominante de litofacies evaporíticas, nos indicará un contexto prácticamente opuesto al anterior, con frecuentes oscilaciones del nivel freático, que no guardarían relación de equilibrio con la interfase deposicional.

Entre ambos casos extremos podrán encontrarse otros intermedios en los que las condiciones oscilaron con frecuencia variable. De hecho, las variaciones en el contenido de facies evaporíticas y organógenas que se han reconocido en las sucesiones lacustres estudiadas (unidades de Mequinenza y Torrente de Cinca), nos muestran la existencia de tendencias bien definidas (panel I), en cuanto al descenso de la frecuencia de niveles de carbón en relación al incremento correlativo de la ocurrencia de facies evaporíticas. Sin llegar a los extremos indicados, cabe recordar que en series carbonatadas en las que el desarrollo de evaporitas es sólo relativamente ocasional, también pueden faltar niveles importantes de Carbón. En estos casos, cabe suponer que el balance entre aportes hídricos y evaporación no era lo suficientemente negativo como para producir evaporitas, pero s  lo bastante como para producir oscilaciones de nivel que impidieran el desarrollo de carbón. Este hecho está claramente demostrado en aquellas sucesiones en las que es posible observar un amplio desarrollo de facies lacustres sometidas a diagenización edáfica y emersión (Cp). En el otro extremo, no debe dejar de tenerse en cuenta la posibilidad de que el desarrollo de carbón no tuviera lugar, a veces, por un exceso de aportes hídricos que impidieran el desarrollo de la vegetación (FALINI, 1965). Esta última posibilidad, teniendo en cuenta el contexto general y los datos disponibles, parece poco probable.

Al margen de estos aspectos, importantes en cuanto a la definición del contexto que controló la evolución global de las sucesiones, merece remarcarse que en lo que hace referencia a la evolución elemental de los distintos episodios lacustres, las pautas generales descritas en los apartados de interpretación sedimentológica y paleoambiental son prácticamente constantes en todas las sucesiones, aunque desarrolladas con frecuencia variable.

Si atendemos ahora el aspecto referente al desarrollo diferencial del tipo y entidad de depósitos terrígenos, será posible hacer referencia a las relaciones dinámicas que guardaban las áreas de sedimentación lacustre predominantemente carbonatada con aquellas en las que se desarrollaba la sedimentación terrígena.

Tal como se ha indicado, en aquellos casos en los que tiene lugar una relación directa entre una red fluvial de entidad media a pequeña y una zona lacustre marginal, se establece por lo general una serie de dispositivos deltáicos que tenderán a progradar sobre las zonas más internas en las que se sedimentan carbonatos o depósitos organógenos (Fig. 48). La dinámica de esta progradación aparece muy claramente reflejada en las secuencias más completas que se han reconocido. En un episodio completo de este tipo de procesos, sería posible observar (Fig. 2, m 20-26; Fig. 4, m 16-25).

- 1) La implantación de un nivel o tramo lutítico atribuible a los depósitos de prodelta.
- 2) La sedimentación más o menos rápida de pequeñas barras de desembocadura, que puede ser única (Fig. 2, m 25) o reiterada (Fig. 2, m 22). Alternativamente podrían formarse depósitos de crevasse-splay.
- 3) La sedimentación, de manera directa o muy levemente diferida, de los sedimentos de canal distributivo
- 4) A partir de este punto, pueden seguir pautas diferenciables en torno a la mayor o menor influencia relativa de

las láminas de agua (desarrollo de Lg o Lm) pero es evidente que las condiciones de sedimentación, bajo las cuales se desarrolla el depósito de lutitas y arenitas de canales laxos, son claramente más someras que las reinantes al inicio de la progradación.

Las diversas variantes observables en torno a esta secuencia de progradación, reflejadas en la ausencia de algunos de los términos indicados, vendría condicionada por la mayor o menor rapidez e instantaneidad relativa con la que se producía el avance de los canales hacia las áreas lacustres, así como la persistencia de su estabilidad y tendencia al abandono y la avulsión (ver apartado de descripción e interpretación de la sedimentación deltaica).

Es evidente que la expansión de los cauces hacia las áreas lacustres iba estrechamente condicionada a su necesidad de adecuar su trazado a la vía más rápida para alcanzar aquéllas, así como por las posibles variaciones del nivel de base. Es significativo que a las tendencias secuenciales interpretadas como de somerización general de los lagos carbonatados (Fig. 2, m 20-24; Fig. 4, m 16-20) siga un episodio de progradación deltaica. Es probable que pueda existir una relación directa entre un descenso del nivel del agua en las áreas lacustres y la progradación de la red fluvial. Sin embargo no es posible establecer más precisiones.

La reimplantación de la sedimentación lacustre carbonatada, puede verse precedida de secuencias granodecrecientes, pero por lo general siempre implica una retracción de los aportes terrígenos. Esta retracción puede ser más o menos rápida y verse sujeta a recurrencias, tal como lo indican las sucesiones reconocidas (ver Figs. 2 y 4). La deducción a extraer es que la sedimentación carbonatada siempre tiende a expandirse transgresivamente sobre aquellas zonas marginales en las que la sedimentación terrígena se ha detenido.

Por otra parte es posible considerar la influencia ejercida por los aportes terrígenos que se reciben en las áreas marginales sobre las zonas más internas de las áreas lacustres. Estos aportes son predominantemente lutíticos y alcanzan los sectores más internos posiblemente gracias a la actuación de flujos de naturaleza diversa (Fig. 47). Estos aportan a las zonas más internas elementos exóticos (fitoclastos, fragmentos de huesos) y posiblemente remobilizan los elementos bioclásticos generados en los lagos (gasterópodos, carófitas, ostrácodos, mallas algales, etc.). Este tipo de procesos, serían prácticamente los únicos que tendrían lugar de manera frecuente en áreas lacustres que se desarrollaron asociadas a las zonas más distales de los sistemas aluviales, lejos de la influencia frecuente de las redes fluviales.

Considerando los distintos aspectos esbozados, justificados en los capítulos precedentes, cabe concluir que la inter-relación entre la sedimentación lacustre terrígena producida por los aportes aluviales y la sedimentación carbonatada responde a dos esquemas básicos. El primero consistiría en los procesos de progradación-retracción de los pequeños aparatos deltaicos desarrollados en las zonas marginales lacustres, que pueden ir asociados a la generación de flujos que aportarían materiales terrígenos más finos a las zonas lacustres más internas. El segundo se reduciría al desarrollo exclusivo de flujos que tendría lugar en aquellas áreas lacustres cuyos márgenes no fuesen alcanzados por las redes fluviales. En ambos casos, puede hablarse de una tendencia hacia la colmatación de los lagos someros. Tendencia que, en aquellas áreas en las que la influencia terrígena se hacía sentir de un modo especial, podía culminar con la implantación de áreas palustres terrígenas e, incluso, con la de llanuras lutíticas o fluviales distales subaéreas, sometidas a veces a un régimen evaporítico. Sin embargo, en el caso de las sucesiones predominantemente carbonatadas, el aislamiento más o menos permanente de las áreas lacustres en las que se depositaron

(con respecto a los influjos terrígenos) permitió el desarrollo dominante de los procesos de sedimentación carbonatada, con las distintas variantes que se han indicado en este apartado y en otros anteriores.

### III) LAS SUCESIONES LACUSTRE-PALUSTRES DOMINANTEMENTE TERRÍGENAS

#### a) Introducción

Sólo en un perfil ha sido posible reconocer la presencia de un desarrollo realmente considerable y reiterado de niveles de arenitas y lutitas (perfil de Mina del Pilar, m 0 a 85, fig. 7 y 8) relacionados en un grado diverso con las áreas lacustre-palustres. Esta escasa ocurrencia de sucesiones terrígenas lacustres, puede estar en parte motivada por el hecho de que sólo en condiciones muy concretas (por causas estructurales muy posiblemente) los cinturones fluviales de los sistemas aluviales alcanzaban con un desarrollo apreciable las áreas en las que se desarrollaban las zonas lacustres. Al menos en lo que hace referencia a los afloramientos actualmente accesibles. Conocemos muy poco en torno a las sucesiones situadas por debajo de la base de la unidad de Mequinenza en el sector estudiado (ver sondeo 7 en panel II).

#### b) Tipos de sucesiones

La influencia de las láminas de agua sobre las sucesiones terrígenas fue evidentemente variable, tal como lo demuestran los diferentes desarrollos de niveles y tramos carbonatados, así como las acentuadas diferencias de coloración observadas (perfil de Mina del Pilar, m 0-85). Desde este punto de vista se pueden diferenciar dos tipos de sucesiones:

- a) Sometidas a condiciones subacuáticas y de emersión, alternadamente o, al menos, a oscilaciones del nivel freático.
- b) Sometidas predominantemente a condiciones subacuáticas.

1) Sucesiones sometidas a condiciones subacuáticas y subaéreas

Este tipo de sucesión aparece integrado (Figs. 7 y 28) de manera casi exclusiva por cuerpos arenosos de potencia métrica a decimétrica, que alternan con niveles de lutitas y potencia decimétrica, y con niveles poco potentes de calizas lenticulares. Las arenitas corresponden fundamentalmente a cuerpos de los tipos II y III, aunque con relativa frecuencia y con un desarrollo apreciable, aparecen otros de los tipos IV y V. Se trata por lo general de arenitas medias a muy finas, si bien también se encuentran representadas las fracciones más gruesas. Los materiales aparecen bien seleccionados y presentan una coloración abigarrada, con tonos ocres, rojizos y rosáceos moteados en ocre. Con frecuencia muestran una intensa bioturbación y no raramente una intensa deformación reotrópica. Caso de no ser masivas muestran un predominio de las litofacies Ar, Ah y Ac.

Los litosomas de tipo III son muy frecuentes y bien desarrollados. Se observan cuerpos de hasta dos metros de potencia y extensión lateral de algo más de 150 m. Estos litosomas aparecen lateralmente relacionados con depósitos lutíticos e incluso, de manera menos frecuente, con niveles lenticulares de calizas lacustres. Verticalmente se ven sucedidos de modo gradual o brusco por lutitas que aparecen a menudo rellenando canales abandonados. En los materiales lutíticos se observan con frecuencia niveles milimétricos de lignitos o arcillas grises y carbonosas. En estos niveles se reconoce la presencia de restos vegetales, huesos y dientes de mamíferos y conchas de organismos límnicos (gasterópodos en especial).

Los litosomas de tipo IV, alcanzan potencias considerables (3-5 m) pero sus características geométricas sólo son apreciables cuando los afloramientos son de una calidad excepcional (Fig. 28). Con frecuencia muestran también fases finales de abandono, en las que la sedimentación se vió reducida a la colmatación por lutitas de canales parasitarios desarrollados en el techo de los depósitos. La extensión lateral de estos depósitos es considerable.

Los litosomas de tipo II son también frecuentes alcanzando potencias decimétricas y extensiones laterales decamétricas. Muy a menudo su encajamiento ya es muy leve de tal manera que prácticamente, a escala de afloramiento, se muestran como niveles tabulares.

Los litosomas de tipo V se caracterizan por su potencia raramente superior a un metro y su caracter lenticular muy laxo. Pueden aparecer aislados o sucedidos verticalmente por un cuerpo acanalado.

Los materiales lutíticos son predominantemente niveles de las facies Lr, Lm y subordinadamente Lg. Son dominante-mente masivas, pero a menudo se ha observado una fina estratificación, remarcada por cambios de coloración.

Los niveles de calizas presentan raramente un espesor superior a un metro y son lenticulares, acuñándose a veces con gran rapidez (Fig. 7, m 5). Estos niveles se encuentran estrechamente relacionados con las facies lutíticas. Por lo general se trata de niveles de las facies C-Cb y Co-Cob.

El conjunto de materiales que constituyen la sucesión aparecen integrando secuencias individuales predominantemente granodecipientes en su mayoría, correspondientes a depósitos de canales fluviales por lo general de escasa entidad y con tendencia a rellenarse por acreción lateral o vertical. Los depósitos lutíticos moteados rojizos culminarían los términos areníticos. Ocasionalmente la secuencia parecería coronada por niveles lenticulares de calizas o bien por niveles de lignito y/o arcillas carbonosas.

Dentro de esta sucesión secuencial, los niveles lenticulares de tipo V aparecerían de un modo un tanto aleatorio y siempre asociados a términos lutíticos, estando recubiertos erosivamente, en algunos casos, por cuerpos acanalados.

## 2) Sucesiones sometidas a condiciones subacuáticas

Este tipo de sucesión aparece integrado (Fig. 8), de manera dominante, por cuerpos arenosos de potencia decimétrica a métrica, alternando con niveles lutíticos. Este conjunto de materiales integra tramos que alternan con otros predominantemente lutíticos y carbonatados a los cuales suceden y por los que se ven recubiertos (perfil de Mina del Pilar, m 25 a 90). Las arenitas son predominantemente cuerpos de los tipos III (de escasa entidad), II (muy frecuentes) y V (presentes aunque no muy desarrollados). Los tramos de lutitas están integrados por las facies Lg y Lm, dominando netamente la primera y apareciendo la segunda con un desarrollo muy incipiente. Los tramos carbonatados, corresponden en los casos observados a sucesiones caracterizadas por un desarrollo frecuente de niveles de lignito. No es improbable que en otros tramos (no aflorantes) se reconozcan otro tipo de sucesión predominantemente carbonatada.

Las sucesiones secuenciales reconocidas en los tramos predominantemente arenosos, son las generales indicadas en el apartado de descripción general de la sedimentación lacustre terrígena gruesa. En este caso particular, la superposición y amalgamamiento de niveles arenosos, alternando con otros lutíticos, es mucho más reiterada que la observable en las sucesiones predominantemente carbonatadas. Sin embargo las pautas secuenciales son las mismas: Es posible observar que sobre un tramo lutítico con desarrollo muy incipiente de sedimentación carbonatada somera, se deposita un nivel arenoso de tipo V, intensamente afectado por deformación reotrópica, el cual a su vez es recubierto por un cuerpo acanalado de tipo II (Fig. 8, m 31-34).

La potencia de estas secuencias es poco importante, indicando que los procesos actuantes eran de poca envergadura y el contexto generalmente somero.

Raramente se observa completa con toda claridad la secuencia descrita (prácticamente la ideal). Frecuentemente los tramos predominantemente arenosos aparecen constituidos por la superposición de los términos lutíticos y de los areníticos depositados en un canal confinado, faltando muy a menudo los materiales arenosos del tipo V, o apareciendo muy poco desarrollados. Este hecho indica la frecuencia con que los canales que generaban los depósitos de tipo II y III alcanzaban de manera expansiva y brusca los contextos lacustres.

De manera general puede afirmarse que las relaciones secuenciales observables en las sucesiones lacustres predominantemente terrígenas, son esencialmente idénticas a las ya indicadas en las predominantemente carbonatadas, hecha la salvedad del mayor desarrollo que alcanzan los tramos terrígenos. Así pues, es posible reconocer el desarrollo sucesivo, más reiterado e importante, de secuencias granocrecientes que se implantan sobre el techo de los tramos carbonatados. La transición puede ser inmediata (Fig. 8, m 15) o ligeramente recurrente (Fig. 8, m 30).

Las relaciones secuenciales indicadas aparecen resumidas en el diagrama secuencial (e).

### c) Interpretación de las sucesiones

Tanto por la comparación de sus características (colocación, depósitos y facies litológicas predominantes, ordenación secuencial, etc.) como por su relación estratigráfica, es evidente que ambos tipos de sucesiones aparecen relacionadas genéticamente entre sí. Este hecho plantea la necesidad de efectuar una interpretación integrada de ambas, sujeta a los datos proporcionados por sus analogías y diferencias.

La litología y ordenación secuencial de los tramos terrígenos sometidos alternativamente a condiciones subacuáticas y subaéreas o a fuertes oscilaciones del nivel freático, permitirían sugerir que estos materiales fueron depositados en una llanura aluvial surcada por canales de entidad y morfología variables. La zona en que se desarrolló esta sedimentación fluvial debió caracterizarse por un gradiente topográfico bajo, que favorecía el desarrollo de procesos de avulsión y abandono de los cursos. Por otra parte, dentro del contexto aluvial indicado, se desarrollaron con relativa frecuencia pequeñas lagunas en las que tenía lugar la sedimentación carbonatada.

Las características hasta aquí enunciadas podrían corresponder a una llanura aluvial común, usualmente desarrollada en un contexto general como el que nos viene ocupando. Deben tenerse en cuenta sin embargo los hechos esbozados en la descripción: Relacionados con la sucesión se han observado depósitos de tipo V, indicadores de expansiones de corrientes acuosas bajo lámina de agua. Además esta sucesión se ve sucedida superiormente por otra que presenta fuertes analogías y en la que es indudable el desarrollo de procesos de sedimentación terrígena subacuática.

Todos estos hechos inducirían a pensar que la sucesión descrita podría corresponder esencialmente, en sentido amplio, a una zona de llanura deltaica subaérea, en transición hacia zonas más influidas por las láminas superficiales de agua (Fig. 48).

En cuanto a las características de las sucesiones dominadas por la influencia de las láminas superficiales de agua, sus características permiten concluir que fueron depositadas en zonas lacustres marginales en las que la instalación algo persistente de aparatos deltaicos de pequeña entidad, alternaba con la expansión reiterada de la sedimentación carbonatada u organógena, estrechamente asociadas.

En la primera situación se habrían formado los tramos predominantemente arenosos, en los que se han reconocido las pequeñas secuencias de progradación. En ellas, a grandes rasgos, podrían diferenciarse los depósitos de prodelta, barra de desembocadura y canales distributarios, todos ellos de dimensiones muy modestas. En el contexto de las zonas marginales, todavía sometidas a los influjos terrígenos, se inscriben los tramos lutíticos incipientemente moteados y con indicios de raíces, que intercalan niveles poco potentes de arenitas.

Los tramos predominantemente carbonatados y con desarrollo de niveles de carbón, indican claramente que sobre las zonas marginales en las que se detenía la sedimentación terrígena, tenía lugar la expansión de las áreas lacustres carbonatadas y someras que, con frecuencia, evolucionaban a zonas cenagosas con acumulación de restos vegetales. Estas áreas lacustres debieron ser esencialmente someras, necesariamente protegidas o alejadas de los influjos terrígenos y sometidas a oscilaciones de su nivel a consecuencia de las variaciones de los aportes acuáticos. El hecho de que, por lo general, la ocurrencia de carbonatos suela ir precedida de tramos predominantemente lutíticos, sugiere un desplazamiento o retracción de la sedimentación terrígena gruesa.

Tal como puede verse, las pautas de evolución secuencial reconocidas en estas sucesiones son las ya descritas en las sucesiones predominantemente carbonatadas, con la variante de que aquí son predominantes los procesos deposicionales terrígenos.

#### IV) SUCESIONES DE LLANURAS LUTITICAS CON INFLUENCIA LACUSTRE Y EVAPORITICA VARIABLES

##### a) Introducción

Estos tipos de sucesiones están bien representados en las unidades de las lutitas y arenitas de Fraga, lutitas de la cuesta de Fraga, lutitas y calizas de Granja d'Escarp y formación Flix, aflorando de modo apreciable en los perfiles de Ballobar, Velilla de Cinca, Torrente de Cinca, Fraga, Mina del Pilar, Mequinenza, El Montmeneu, Granja d'Escarp, Corbera d'Ebre y Bot (ver perfiles 1/500 y paneles de correlación). Aparecen desarrollados, fundamentalmente, a partir de los tránsitos laterales de las sucesiones predominantemente carbonatadas y hacia aquéllas en las que predomina la sedimentación aluvial subaérea de llanuras lutíticas, distales o marginales. Las sucesiones, se configuran como una resultante de la interacción constante entre las tendencias expansivas y retractivas de las áreas lacustres respecto a las aluviales subaéreas. Es evidente que podrán encontrarse todos los términos entre una situación de influencia muy acusada de las láminas superficiales de agua, y otra en la que ésta sea mínima o inexistente. Observando los paneles de correlación (I a III en especial) se reconoce la existencia de tendencias bien definidas en este sentido, con el desarrollo variable en determinadas direcciones de los tipos de coloración (relacionados fundamentalmente con el grado de oxidación de los sedimentos), contenido paleofaunístico (ligado al desarrollo más o menos frecuente de zonas límnicas estables) y desarrollo de litologías indicativas (lignito y litofacies evaporíticas). Este desarrollo transicionalmente variable de litofacies, indica otro correlativo de las condiciones paleoambientales más frecuentemente dominantes a lo largo de la sedimentación de las sucesiones.

b) Tipos de sucesiones

Dependiendo del desarrollo relativo de las diversas litofacies lutíticas, la frecuencia con que aparecen niveles de carbonatos y la presencia o ausencia de litofacies evaporíticas (Ce-Do, Cs-Do, Le-Yn) y organógenas (Lig) es posible diferenciar dos grandes tipos de sucesiones:

- Sucesiones con fuerte influencia lacustre y escaso desarrollo de evaporitas.
- Sucesiones con desarrollo de evaporitas y escasa influencia lacustre.

1) Sucesiones con fuerte influencia lacustre y escaso desarrollo de evaporitas

Este tipo de sucesión está bien desarrollado en las unidades de lutitas de la Cuesta de Fraga y lutitas y calizas de Granja d'Escarp. Sus características se reconocen bien en los perfiles de Ballobar, Velilla de Cinca, Torrente de Cinca, Fraga, Mina del Pilar, El Montmeneu y Granja d'Escarp. (ver paneles de correlación, perfiles 1/500 y Figs. 9 a 14).

El grueso de estas sucesiones aparece constituido por acumulaciones de tramos lutíticos en los que predominan las facies Lg, Lm, Lp y Lo, apareciendo muy subordinada la facies Lr. Dentro de las facies lutíticas más frecuentes, predominan algunas de ellas en determinadas sucesiones, dependiendo este hecho de su situación dentro del contexto deposicional. Así en algunos perfiles o tramos predomina netamente la litofacies Lg, en detrimento de Lm. El caso contrario puede darse, con la particularidad de que un incremento de los niveles de Lm, va paralelamente asociado en general a un incremento de los depósitos aluviales rojos (Lr).

Intercalados en los tramos lutíticos, aparecen nive-

les de arenitas. Dominan los depósitos de tipo I, aunque también aparecen con frecuencia variable, según el sector considerado, cuerpos lenticulares de los tipos II (Figs. 9 a 14), III (Figs. 10 y 11) y IV (Fig. 9). La potencia de estos depósitos suele ser poco importante, rebasando muy raramente los 2 m. Sin embargo en ocasiones se ha observado la ocurrencia de cuerpos de canales del tipo III de cierta entidad, considerando el contexto en el que aparecen desarrollados (perfil de El Montmeneu, m 61-66).

También intercalados en los tramos lutíticos pueden aparecer, con relativa frecuencia, niveles carbonatados de poco espesor (generalmente menor de 3 m). Alternando con estos tramos lutíticos, aparecen otros en los que la sedimentación carbonatada se hace claramente dominante (perfiles de Ballobar, Velilla de Cinca, Granca d'Escarp). En estos tramos y niveles carbonatados se observan las pautas de evolución secuencial ya descritas para las sucesiones carbonatadas, excepción hecha de aquellas que involucran términos evaporíticos, muy poco frecuentes en estas sucesiones.

A la escasa o nula ocurrencia de niveles de facies evaporíticas (Ce-Do, Le-Yn) estas sucesiones añaden el hecho de que con relativa frecuencia se desarrollan en ellas niveles de lignito, si bien de potencia muy reducida (Fig. 9; Fig. 14, m 44).

La ordenación secuencia usual de estos términos (diagrama sec. f) consiste en una sucesión iniciada con un término arenoso y culminada con otro carbonatado u organógeno. Las pautas de relación entre los distintos términos indicados en el diagrama secuencial (a) siguen cumpliéndose. Sólo de manera ocasional se ha observado un tránsito directo entre términos arenosos y carbonatados (Fig. 14, m 1 y 14). Con mayor frecuencia que en otro tipo de sucesiones, se ha observado el desarrollo de nivelillos de lignito asociados a facies lutíticas (Fig. 9 y Fig. 14, m 44).

La sucesión secuencial más completa consistiría (diagrama secuencial f) en la acumulación sucesiva de un término arenoso acanalado (A: II, III, o IV) sobre el cual se depositarían materiales lutíticos (B) que se verían recubiertos por niveles carbonatados (C) u organógenos (D). Este tipo de sucesión secuencial se encuentra desarrollada de manera más o menos importante en algunos tramos, pero lo más usual (dado el contexto deposicional) es la falta del término arenoso acanalado, desarrollándose sucesiones en las que aparecen fundamentalmente relacionados los niveles arenosos de tipo I y los términos carbonatados y lutíticos.

Dentro de los tramos predominantemente lutíticos, la ordenación de las litofacies suele ir acorde con la variación vertical del grado de influencia de las láminas superficiales de agua. Las litofacies Lg y Lm casi siempre suelen anteceder o suceder la ocurrencia de un término carbonatado. Las ocurrencias de Lr tienen lugar sobre todo en tramos con escasos niveles de calizas.

El desarrollo relativo de las facies lutíticas, varía tanto en frecuencia como en potencia, dependiendo de las condiciones predominantes, y su persistencia. En ocasiones predomina muy claramente Lg (Fig. 9; Fig. 10, m 0-25; Fig. 14, m 32-45). En otros casos es Lm junto con Lp la litofacies más desarrollada (Fig. 11 a 14), observándose correlativamente un mayor desarrollo de Lr (ver diagrama secuencial f).

## 2) Sucesiones con desarrollo de evaporitas y escasa influencia lacustre

Este tipo de sucesión está bien desarrollado en las unidades de lutitas de la cuesta de Fraga, lutitas y areniscas de Fraga y formación Flix. Aflora de modo apreciable en los perfiles de Ballobar, Velilla de Cinca, Fraga W, Fraga, Torrente de Cinca, Mequinzenza y El Montmeneu

(fundamentalmente unidad de lutitas de la cuenca de Fraga), así como en los de Corbera d'Ebre y Bot (formación Flix).

La mayor parte de estas sucesiones aparecen integradas fundamentalmente por una sucesión de tramos lutíticos en los que predomina por encima de todo el desarrollo de las litofacies lutíticas Lr y Le-Yn, apareciendo subordinadamente las litofacies Lm-Lp y Lg. Intercalados en los niveles lutíticos se encuentran el mismo tipo de cuerpos arenosos lenticulares que en la sucesión anterior.

En las lutitas de la Cuesta de Fraga las sucesiones observables en los perfiles de Fraga W (m 150-262 , fig. 15), Torrente de Cinca (m 170-270), Mequinenza (m 178-245, Fig. 17) y El Montmeneu (m 160-250), muestran una escasa ocurrencia de niveles arenosos lenticulares de los tipos II, III y IV. Sin embargo, hacia áreas meridionales se incrementa gradualmente la presencia de este tipo de depósitos, tal como se aprecia en los sectores situados al sur del Ebro. En la formación Flix, dentro de las sucesiones estudiadas, alternan tramos en los que aparecen bien desarrollados los depósitos arenosos del tipo indicado con otros en los que aparecen muy subordinados o ausentes (perfil de Bot, perfil de Corbera m 0-50, fig. 22). En ambos casos, la mayor o menor frecuencia del desarrollo de estos cuerpos está estrechamente relacionada con la influencia de los cinturones fluviales del sistema Matarranya-Guadalope.

Con frecuencia relativamente variable, aparecen intercalados en los tramos lutíticos predominantemente rojos (Lr-Le) niveles de rocas carbonatadas, en torno a cuyos techos y bases suelen aparecer los escasos niveles de Lm y Lg. Muchos de estos niveles presentan desarrollos intersticiales displacivos de evaporitas. Predominan en la mayoría las litofacies Ce-Do y en algunos se ha observado el desarrollo de Cs-Do (Figs. 15 a 17)

La muy frecuente aparición de litofacies evaporíticas (Le-Yn, Ce-Do y Cs-Do) junto al prácticamente nulo desarro-

llo de niveles de lignito constituyen los rasgos diferenciales más indicativos de este tipo de sucesiones.

La ordenación secuencial de las sucesiones es idéntica a la indicada para las anteriores, con la salvedad del neto predominio de las litofacies Lr y Le y la casi exclusiva restricción de Lm y Lg a los tramos en que aparecen niveles carbonatados. Por otra parte en los tramos carbonatados aparecen las secuencias elementales que involucran litofacies diagenéticas evaporíticas. (ver diagrama secuencial g).

### c) Interpretación de las sucesiones

De modo general, ambos tipos de sucesiones presentan profundas semejanzas en torno a los procesos de sedimentación terrígena dominantes, si bien, análogamente a lo observado en el caso de las series lacustres carbonatadas, las pautas de evolución paleoambiental diagenética difieren de modo sensible.

Todas las diferencias existentes entre ambas asociaciones, reflejan importantes variaciones en las condiciones ambientales de oxidación-reducción, las cuales vendrían a su vez controladas por el grado de desarrollo de encharcamiento y formación de láminas de aguas superficiales. Las sucesiones de facies sometidas a fuerte influencia lacustre se caracterizan por haber sido depositadas en un contexto deposicional en el que aquel desarrollo fue más frecuente y estable. Este hecho justifica la presencia en ellas de niveles de carbón. Las condiciones oxidantes y predominantemente subaéreas de la asociación de llanura lutítica con influencia evaporítica impidieron un desarrollo análogo.

Como causas que podrían haber motivado la diferenciación de ambos tipos de sucesiones podrían citarse:

- 1) La mayor o menor proximidad de las zonas de llanura lutítica a las áreas marginales lacustres.

- 2) La existencia de diferencias en el volumen de aportes de agua a las distintas zonas de las llanuras lutíticas.
- 3) La configuración de zonas con subsidencia diferencial.
- 4) La combinación de dos o la totalidad de los factores indicados.

Las sucesiones caracterizadas por una relativamente escasa influencia lacustre (denotada por un menor o nulo desarrollo de niveles de carbonatos) y una variable influencia evaporítica, aparecen por lo general en los extremos más alejados de los tránsitos laterales observables entre las sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas y las terrígenas lutíticas aluviales. Por otra parte, también pueden constituir sucesiones genéticamente no relacionadas en apariencia con grandes unidades lacustres carbonatadas. En ambos casos las sucesiones resultantes son similares.

Las características iniciales de los depósitos lutíticos los configurarían como lutitas laminadas más o menos bioturbadas (Fraga W, m 200-210). Esta laminación se vería destruida por bioturbación y procesos de desecación y humidificación alternantes (Lr). En el contexto relativamente deprimido de las áreas de llanura lutítica, en condiciones de alimentación hídrica favorable se desarrollarían lagunas semiperennes o efímeras. En éstas se depositarían niveles de Lg (con fauna límnic y restos vegetales y de vertebrados) o bien materiales carbonatados. La implantación de este tipo de sedimentación requeriría una cierta estabilidad (lagos someros perennes) y la ausencia de aportes terrígenos importantes.

La evolución de estos lagos someros, o bien de las áreas lacustres más marginales que estarían relacionadas con las extensas zonas lacustres, sería variable. Sin embargo, podría reducirse en la mayor parte de los casos a una tendencia a la somerización (por descenso del nivel

del agua o por gradual colmatación) y su completa colmatación (Figs. 15 a 17), siguiendo las pautas secuenciales generales ya descritas.

Si la alimentación de las zonas lacustres no era regular, o bien se interrumpía y, en suma, el balance hídrico no era positivo, la lámina superficial tendería a evaporarse antes de su colmatación o a lo largo de la misma. La formación de salmueras y la retracción de las áreas lacustres serían las consecuencias más inmediatas, dando lugar a la implantación de un régimen evaporítico conforme a lo ya descrito anteriormente. En este contexto se inscribiría la formación de las litofacies carbonatadas evaporíticas y los procesos de dolomitización. Todos ellos se habrían producido en pequeños lagos desecados o bien en los márgenes de las áreas lacustres más extensas sometidas a retracción. El hecho de que la concentración de la salmuera y la correlativa precipitación de evaporitas era mayor en la proximidad de la superficie del sedimento, aparece reflejado en los incrementos del contenido en yeso que se observa de base a techo en los niveles carbonatados (Figs. 15 a 17).

La retracción de las áreas lacustres, sea cual fuere su envergadura, motivó sin lugar a duda el desarrollo de cinturones evaporíticos implantados en los sedimentos lutíticos circundantes. Sin embargo, este régimen evaporítico podría haberse desarrollado sin la necesidad de la existencia de láminas de agua superficiales en proceso de retracción. La simple actuación del proceso de bombeo evaporítico sobre niveles freáticos oscilantes próximos a la superficie, habrían podido dar lugar igualmente a la formación de áreas con desarrollo de Le y Yn.

Considerando lo anterior, el contexto deposicional descrito se configuraba como un mosaico deposicional, en el que no serían infrecuentes los cambios relativos a la distribución y extensión de los distintos ambientes y subambientes.

Las sucesiones de llanuras lutíticas fuertemente influenciadas por las láminas superficiales de agua, difieren esencialmente de las anteriores por un desarrollo más importante (a veces totalmente dominante) de las litofacies lutíticas Lg, Lm, Lo y Lp, motivado por la proximidad de importantes áreas lacustres o bien por un desarrollo frecuente de pequeños lagos carbonatados someros. Estas láminas superficiales de agua no desaparecían por desecación, sino por colmatación. La sedimentación final solía ser terrígena y con frecuencia perduraban condiciones de encharcamiento que daban lugar al desarrollo de suelos hidromorfos (gleys y pseudogleys). Con relativa frecuencia se observa la existencia de etapas finales de colmatación dominadas por procesos edáficos.

El desarrollo de depósitos de carbón (Lig), de escasa entidad en esta asociación de facies, indica la tendencia general a que el nivel freático se mantuviera elevado o equilibrado con la interfase de sedimentación. Las condiciones físicas para la formación de depósitos carbonosos aparecen de forma recurrente a lo largo de las sucesiones, pero su escasa potencia indica poca persistencia en el mantenimiento de la acumulación organógena.

Tanto en un contexto como en otro, (llanuras lutíticas sometidas a diversos grados de influencia lacustre y evaporítica) es posible observar una influencia variable de los aportes terrígenos gruesos, que alcanzaban la zona, como se ha descrito, en forma de pequeños canales y como flujos acuosos en manto. La ocurrencia de estos depósitos indicaría una tendencia a la expansión hacia zonas muy distales de las redes fluviales de los sistemas aluviales. Su distinto grado de desarrollo y entidad estarían en función de la proximidad más o menos acusada de las terminaciones de los cinturones fluviales a las distintas áreas de llanuras lutíticas.

## V) SUCESIONES DE LLANURAS ALUVIALES MEDIAS Y DISTALES-MARGINALES

### a) Introducción

Estas sucesiones aparecen extensamente desarrolladas en las unidades de Fraga y Granja d'Escarp, así como en las formaciones de Caspe y Flix. Sus características pueden reconocerse en los perfiles de Fraga, Almatret, Pobla de Masaluca, Les Camposines, Corbera (tramos superiores), Val de Valdecanelles, Coll d'en Grau, Les Cendroses y Bot Superior-Sierra de Pesells (ver perfiles a escala 1/500 y paneles de correlación, Figs. 18 a 21 y 23 y 24).

Este tipo de sucesiones se desarrollan de manera extensiva y con características variables entre las zonas fluviales proximales de los sistemas aluviales y las llanuras lutíticas distales-marginales cuyas características se han descrito.

En este apartado se incluyen sucesiones fluviales cuyo significado y contexto son variables. Sin embargo, el principal interés en ellas radica en la observación de los tipos de relación que muestran con los depósitos lacustres a fin de establecer una comparación con las sucesiones secuenciales reconocidas en las áreas lacustre-palustres.

El desarrollo de tramos y niveles lacustres en las llanuras aluviales, puede acaecer dentro de contextos diferenciados: zonas medias y distales de sedimentación activa en canales fluviales (ejes de expansión de los cinturones fluviales) y áreas marginales situadas entre los posibles ejes de expansión (zonas interaxiales). Dentro de cada uno de ellos las características de las sucesiones variarán en grado diverso, pero siempre manteniendo ciertas pautas constantes que se observan reiteradamente.

b) Características de las sucesiones

Las sucesiones propias de zonas aluviales medias con sedimentación activa en canales fluviales, muestran depósitos arenosos relativamente potentes y frecuentes (Fig. 24). Estos dominan claramente, apareciendo con poca frecuencia los niveles lacustres, ya lutíticos, ya carbonatados. Los niveles de lutitas pueden mostrar claros indicios de edafización bajo condiciones hidromorfas (Fig. 24, m 0-5), aunque en determinados sectores es más frecuente el desarrollo de evaporitas y lutitas rojas masivas (Lr, Le).

Las sucesiones propias de zonas aluviales distales se caracterizan por una mayor diversidad en torno a las condiciones de sedimentación y diagénesis temprana. En algunos tipos de llanura aluvial distal, predominan netamente los depósitos arenosos con acreción lateral del tipo IV, los cuales muestran potencias variables (perfil de Fraga, m 0-70; Lam. 7a y c; perfil de Les Cendroses m 25 a 100, Fig. 23). La frecuencia con que se desarrollan en estas sucesiones los procesos de sedimentación lacustre y de diagenización evaporítica son diversos. En los casos que se ha indicado, la sedimentación lacustre se reduce a la ocurrencia esporádica de niveles terrígenos o carbonatados de escasa importancia, de color gris y que contienen restos de organismos límnicos y de vertebrados (mamíferos, cocodrilos). Los procesos evaporíticos pueden alcanzar un grado de presencia muy extendida (perfil de Les Cendroses) o por el contrario aparecer muy restringidos. En ambos casos aparecen bien desarrolladas litofacies lutíticas indicadoras de procesos de hidromorfía restringida (Lm, Lp, Am).

Contrastando con las anteriores, coincidiendo con un decrecimiento de la importancia de los depósitos de canal, se observan sucesiones aluviales distales que muestran un frecuente desarrollo de niveles y tramos lacustres, constituidos a menudo por carbonatos (Fig. 18 y 21, Fig. 21 m 37-54). También en estos casos la frecuencia con que se

observa el desarrollo de evaporitas intersticiales es variable.

Finalmente, intercalados en las series integradas por sucesiones características de zonas distales y medias de llanura aluvial, aparecen tramos predominantemente lutíticos, en los que las arenitas aparecen claramente subordinadas y que con frecuencia intercalan niveles y tramos potentes de depósitos lacustres carbonatados (Fig. 19, m 12-29; Fig. 21, m 31-50). Estos tramos son muy semejantes por su composición litológica y caracteres a las sucesiones de llanura aluvial lutítica distal, pero a veces por su contexto y el bajo espesor de sus depósitos deben ser considerados más bien depósitos propios de áreas marginales (interaxiales) comprendidas dentro del sistema aluvial.

A pesar de sus distintas composiciones litológicas, en referencia al desarrollo más o menos frecuente de niveles de arenitas, lutitas y calizas, estas sucesiones presentan una ordenación secuencial común extensible a la práctica totalidad de ellas (diagrama secuencial h).

Las secuencias se iniciarían con una superficie erosiva excavada en la práctica totalidad de los casos sobre un término lutítico (B). El grado de excavación de esta superficie es variable. Los cuerpos arenosos de tipo III muestran una base netamente más excavada que los de tipo II y IV. Este último usualmente muestra bases planas y sólo localmente encajadas.

Dentro de los cuerpos arenosos (A) suele observarse una tendencia general a la granodecrecencia en cada uno de los posibles episodios de excavación y relleno que puedan reconocerse. Los cuerpos de tipo IV, pueden mostrar diastemas lutíticos bien desarrollados en las cicatrices indicadoras de acreción lateral.

La transición al término lutítico se realiza gradualmente en la mayor parte de los casos, aunque en algunos

se han reconocido episodios de relleno lutítico por abandono brusco del curso. En ocasiones, los cuerpos arenosos muestran un moteado abigarrado de tonos grises y ocre pálidos que puede ir asociado al desarrollo de evaporitas intersticiales o cementación por yeso. Estos hechos indican que los depósitos de canal se vieron sometidos a procesos de bombeo evaporítico, quizá previos al inicio de la sedimentación lutítica que los recubriría.

Los términos lutíticos superpuestos a los arenosos muestran un desarrollo generalizado de las facies lutíticas más usuales en los contextos aluviales descritos: Le, Lr, Lm, Lp y Lg. Por lo general muestran un aspecto masivo, a causa de la bioturbación, pero no es infrecuente la observación de niveles de Ll. Estos depósitos corresponden a grandes rasgos a depósitos predominantemente muy finos de llanuras de inundación, a las que sólo ocasionalmente llegarían aportes arenosos finos (niveles de tipo I).

Las variables condiciones de drenaje de las llanuras de inundación, aparecen indicadas por las distintas proporciones de las litofacies lutíticas dominantes (Lr, Le y Lm predominantemente) y su contenido paleobiológico. La facies Lr sugiere la configuración de llanuras de inundación muy bien drenadas y sometidas a condiciones oxidantes: Lm y Lp se habrían desarrollado en áreas de llanura de inundación encharcadas pero con cierto grado de drenaje que permitía una alternancia de condiciones. La facies Le implicaría la implantación de un régimen de desecación y bombeo evaporítico.

En contraposición a los casos anteriores, la aparición de la facies Lg con presencia de organismos límnicos, denota el desarrollo de áreas encharcadas mal drenadas y con cierta estabilidad de la lámina superficial de agua. Si esta estabilidad era lo suficientemente prolongada, se producía la implantación de un lago carbonatado cuya entidad sería variable dependiendo del contexto en que tendrían lugar los procesos sedimentarios.

Dentro de los tramos lutíticos (B), la ordenación relativa de los distintos tipos de litofacies no parece sujeta a una pauta secuencial estricta. El paso de una facies a otra puede realizarse de modo directo, dependiendo este hecho de la mayor o menor gradualidad de los procesos. Las indicaciones realizadas en la descripción de las llanuras lutíticas distales son extensibles aquí.

### c) Interpretación

Las distintas características y desarrollo que presentan los niveles lacustres en los diversos tipos de sucesiones, son indicativos de las condiciones dinámicas dominantes en los distintos contextos deposicionales indicados.

Dentro de las zonas medias y distales en las cuales la sedimentación en cursos canalizados alcanza un notable desarrollo, no es posible el desarrollo de sucesiones lacustres de cierta entidad. La propia dinámica de la red fluvial y los condicionamientos fisiográficos (gradiente topográfico en especial) impiden el desarrollo de lagos importantes, pudiendo sólo formarse pequeñas lagunas en las llanuras de inundación de los cinturones fluviales. En estas condiciones las relaciones entre los depósitos de canal y las facies lacustres responden simplemente a las variaciones de posición de las llanuras de inundación y de las zonas de canales activos dentro de los ejes de expansión del sistema fluvial que se considere (Fig. 23 y 24; perfil de Fraga y Les Cendroses).

Cuando la entidad de los cursos de las áreas distales disminuye y la sedimentación fluvial tiene lugar en las inmediaciones de las zonas lacustres, la forma de relacionarse los tramos aluviales con los lacustres indica el desarrollo de procesos de expansión y retracción de las áreas lacustres y fluviales. En estas transiciones no se observan sucesiones secuenciales de tipo deltaico y en

muchos casos, siquiera de forma incipiente, la sedimentación terrígena pasa a ser netamente subaérea. Este hecho indica una cierta tendencia de las llanuras aluviales distales a obliterar con mayor persistencia los procesos de sedimentación lacustre, progradando sobre las láminas superficiales de agua (Figs. 18 y 20).

Por último, el desarrollo apreciable de depósitos lacustres carbonatados en tramos lutíticos intercalados en sucesiones predominantemente fluviales, puede ser interpretado bien como el resultado de una retracción generalizada de la sedimentación fluvial, bien como consecuencia de la implantación de un área lacustre estable en una zona marginal o interlobular de los cinturones fluviales del sistema aluvial. En estos casos las transiciones entre los depósitos aluviales y lacustres suelen realizarse de manera análoga a la descrita en el caso anterior, dada la propia entidad de los depósitos lacustres (Figs. 19 y 21; lám. 8).

#### VI) RELACIONES ENTRE LOS DISTINTOS TIPOS DE SUCESIONES: CONSECUENCIAS

En este apartado se desarrollan de forma sucinta aquellos aspectos que de manera general aparecen ya contenidos en las anteriores descripciones sedimentológicas y secuenciales de los distintos tipos de sucesiones, así como en el capítulo de litoestratigrafía en el cual se basan las indicaciones que se realizan a continuación. Gráficamente estos aspectos aparecen indicados en los gráficos y esquemas de correlación, en especial en los paneles en los que se representan los perfiles a escala 1/2000.

Atendiendo a lo observable en los distintos esquemas litostratigráficos (esquemas C, C', E y H) y a las características de la distribución de las distintas clases de sucesiones en los perfiles estratigráficos (paneles I a

IV), es posible reconocer los tipos de relación que muestran aquellas. Los distintos tipos de relación aportarán información en torno a la evolución y distribución sectorial a lo largo del tiempo de los distintos ambientes y subambientes que se han diferenciado.

En la unidad carbonatada de Mequinenza distintos tipos de sucesiones predominantemente carbonatadas se relacionan entre sí, tanto lateral como verticalmente. Las sucesiones con presencia y desarrollo apreciable de carbón (sectores de Mequinenza, Granja d'Escarp y, en menor grado, Almatret) se ven sucedidas hacia el sur por otras en las que sólo esporádicamente es posible reconocer el desarrollo de algún nivel de carbón de cierto espesor (Faió y Nonaspe) y en las que aparecen indicios de evaporitas. Igualmente, se observan tránsitos verticales hacia sucesiones en las que no se observan niveles de carbón, presentando en cambio frecuentes indicios de emersión (Paneles I y III).

También en la unidad carbonatada de Torrente de Cinca se reconocen tránsitos laterales y verticales, entre sucesiones carbonatadas con escaso desarrollo de carbón y desarrollos incipientes de evaporitas, y otras en las que las evaporitas alcanzan un desarrollo notable (panel I)

Tanto las sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas de la unidad de Mequinenza como las de la de Torrente de Cinca, pasan lateral y verticalmente hacia sucesiones de llanura aluvial de tipos diversos. En el Valle del Cinca las series carbonatadas de Mequinenza pasan lateralmente a las predominantemente lutíticas de la unidad de Granja d'Escarp. En las zonas más inmediatas al paso lateral de carbonatos a lutitas, la coloración y litología de las sucesiones implican una fuerte influencia lacustre sobre los depósitos terrígenos de llanura lutítica. Los transitos laterales pueden ser graduales (ver panel I hacia el norte) o muy rápidos (ver panel III, hacia el E).

En el mismo sector del valle del Cinca, las sucesiones lacustres carbonatadas de la unidad de Mequinenza se ven sucedidas verticalmente, después de un tránsito relativamente rápido, por las sucesiones de llanura lutítica sometida a influencia evaporítica y lacustre que integran predominantemente la unidad de las Lutitas de la Cuesta de Fraga (perfiles de Mequinenza, Torrente de Cinca, Fraga y Velilla de Cinca).

Hacia el sur y el este, las series carbonatadas de la misma unidad, se ven relacionadas lateral y verticalmente con sucesiones lacustre-palustres predominantemente arenosas (perfil de Mina del Pilar), así como con las características de zonas de interacción entre llanuras aluviales distales y áreas lacustres carbonatadas (perfil de Poble de Massaluca).

También las sucesiones carbonatadas de la unidad de Torrente de Cinca se relacionan lateralmente con otras en las que muestran un buen desarrollo los niveles arcillosos, depósitos característicos de llanuras lutíticas distales en las que el grado de influencia lacustre sería variable y no se ajustaría a una tendencia lineal (panel I).

Dentro de aquellas unidades litológicas que integran sucesiones propias de llanuras aluviales lutíticas, es posible observar asimismo una estrecha relación entre los tipos extremos de sucesiones (sometidas a variable influencia lacustre y/o sometidas a influencia evaporítica). Dentro de las unidades de Granja d'Escarp y Lutitas de la Cuesta de Fraga (esquema C) la comparación entre los perfiles levantados en diversos sectores en estas unidades, demuestra a menudo una estrecha relación entre ambos tipos. En las dos unidades, se aprecian tránsitos laterales y verticales de sucesiones de llanura lutítica muy influenciada por las áreas lacustres hacia otras en las que predominan las litofacies que indican un mayor predominio de condiciones subaéreas (Paneles I y III).

Por otra parte, las sucesiones de llanuras aluviales lutíticas, aparecen relacionadas con las características de los cinturones fluviales desarrollados en torno a las áreas lacustre-palustres, tal como se puede observar en distintos sectores y contextos (perfiles de Bot, Les Cendroses, Corbera d'Ebre y Fraga).

A la vista de todo lo anteriormente expuesto cabe concluir a modo de resumen que:

- Existen con frecuencia variable tránsitos laterales y verticales entre prácticamente la totalidad de las sucesiones de facies descritas. Este hecho se comprueba cartográficamente y analizando las distribuciones de las sucesiones de facies en los perfiles levantados.
- Los tránsitos pueden realizarse de manera rápida o gradual.

Las estrechas relaciones a veces observables entre los distintos tipos de sucesiones reflejan que dentro del sector de la cuenca que se considera, la dinámica del contexto deposicional permitió o forzó una redistribución más o menos frecuente de los distintos ambientes y subambientes. La expansión y retracción de las redes fluviales y llanuras aluviales lutíticas, el desarrollo superficial variable y la dinámica diferenciada de las áreas lacustres, contribuyeron en la configuración de un contexto paleoambiental con una cierta tendencia a experimentar una compleja evolución, debido a la multiplicidad de los factores condicionantes.

A partir de las distribuciones observadas de los distintos tipos de sucesiones, se establece que sólo en algunos casos es posible reconocer la existencia de una tendencia de variación única, extensible a todo el área y reconocible de manera simultánea en los diversos perfiles levantados. La mayor parte de las veces las tendencias aparecen diversificadas de un modo acusadamente sectorial, hecho condicionado por la configuración del contexto como

un mosaico de ambientes cuya distribución y evolución se interferían o modificaban mutuamente. En otros casos, es posible reconocer que algunos procesos sedimentarios (formación frecuente de niveles de carbón, de cierta potencia en especial) aparecen muy restringidos tanto vertical como lateralmente a determinados tramos y sectores dentro del área estudiada. Este hecho implica que en determinadas fases de la evolución de los sistemas deposicionales y en determinados sectores, se daban condiciones especiales que apenas concurrían en otras zonas del área considerada.

De todo lo anterior cabe deducir que los contextos ambientales en los que se desarrollaron las distintas asociaciones de facies pudieron desarrollarse simultáneamente en un marco geográfico relativamente restringido, en zonas anejas y con unos límites oscilantes. Todo ello aparece registrado en las series estudiadas. Dentro de cada contexto ambiental (fluvial, de llanura lutítica, lacustre-palustre) los distintos subambientes gradarían entre sí de manera gradual o brusca, según el funcionamiento y distribución dinámica del contexto. La descripción de este conjunto de elementos como un auténtico mosaico paleoambiental, aparece plenamente justificada.

(V) LA EVOLUCION DE LA SEDIMENTACION LACUSTRE: SINTESIS PALEOGEOGRAFICA

A) INTRODUCCION

El contenido de este apartado se basa en todo lo anteriormente expuesto sobre la sedimentología de los depósitos lacustres y aluviales, así como en los datos indicados en el capítulo de lito y cronoestratigrafía del sector SE de la cuenca del Ebro. A partir de los resultados obtenidos del estudio sedimentológico de las sucesiones de facies se han deducido el tipo de procesos, las diversas posibilidades de evolución de los episodios lacustres y los posibles factores que las controlaron. A partir del estudio litostratigráfico, combinado con el anterior, es posible establecer una sucesión temporal y espacial de los procesos que presidieron la sedimentación lacustre, en un lapso de tiempo que se prolonga desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior.

Si consideramos las sucesiones lacustres estudiadas es preciso, para establecer su evolución general, definir grandes divisiones en el tiempo, basadas esencialmente en:

- 1) Las relaciones estratigráficas existentes entre las distintas unidades lacustres y aluviales.
- 2) La existencia de unidades de referencia cuyo desarrollo introdujo cambios generales mayores y cerró, en cierto modo, etapas en la evolución sedimentaria del área.
- 3) Las diferencias de la dinámica dominante en las áreas lacustres, que dieron lugar a las distintas unidades, reflejadas en sus litofacies y sucesiones secuenciales.

Es evidente que para comprender la evolución de la sedimentación lacustre, no es posible desligar de las unidades estrictamente lacustres aquellas que, siendo de origen aluvial, aparecen más o menos próximamente relacionadas con ellas. Este hecho es tanto más aparente en cuanto, la inter-

acción entre los procesos lacustres y aluviales, es una constante a lo largo de toda la evolución de los sistemas sedimentarios en el lapso de tiempo considerado.

Basándose en estos criterios, es posible dividir la evolución de la sedimentación lacustre y aluvial en el sector estudiado y a lo largo del periodo indicado en cuatro grandes etapas:

- I) Sedimentación aluvial desarrollada previamente al inicio de la sedimentación de la unidad lacustre de Mequinenza.
- II) Sedimentación de la unidad lacustre de Mequinenza y de las unidades aluviales con ella relacionadas.
- III) Sedimentación de las unidades aluvial y lacustre de las lutitas de la Cuesta de Fraga.
- IV) Sedimentación de la unidad lacustre de Torrente de Cinca y de las unidades aluviales con ella relacionadas.

La consideración de los aspectos indicados, rebasa el marco areal restringido en el que se ha desarrollado este estudio. Sin embargo, la amplitud del ámbito en el que se desarrollaron las distintas partes de los sistemas deposicionales, que convergen y se interfieren en el área, obliga a adoptar una visión globalizada. De no considerar los hechos de este modo, las grandes variaciones reconocidas en las sucesiones carecerían de una clara significación.

Los grandes accidentes estructurales que delimitaron y condicionaron la evolución de los sistemas sedimentarios, jugaron un papel muy importante en la distribución y evolución de las zonas lacustres. Sin embargo, el escaso conocimiento que en algunos casos se tiene del funcionamiento de aquéllos implica que, en numerosos casos, las propuestas realizadas queden claramente inscritas en el campo de la hipótesis de trabajo.

B) PALEOGEOGRAFIA PREVIA AL INICIO DE LA SEDIMENTACION DE LA UNIDAD DE MEQUINENZA

Durante el tránsito Oligoceno inferior-Oligoceno superior, la evolución estructural de los Ibéridos y el Pirineo habría conducido a la configuración de un entorno fisiográfico similar al que posteriormente presidiría la evolución tectonosedimentaria de la zona.

Las alineaciones catalánide e ibérica, aparecen claramente constituídas como importantes elementos meridionales del relieve. De ellas procedían buena parte de los aportes terrígenos que eran depositados en las áreas deprimidas que configuraban la cuenca del Ebro. La alineación pirenaica también constituía por aquel entonces una importante fuente de sedimentos terrígenos. En todos los casos, la generación de los aportes, con sus diversas alternativas, iba estrechamente relacionada con la intensa actividad tectónica desplegada en los márgenes de la cuenca. En la región pirenaica las diversas fases de emplazamiento durante el Oligoceno del manto gravitacional de Gavarnie y, en la región ibérica-catalánide, la formación de importantes estructuras de corrimiento, combinadas con la actuación de importantes fracturas de zócalo, fueron los factores tectónicos más importantes (ANADON et al. 1979-82; VIALARD, 1978, 1979, 1980; CANEROT, 1981; GUIMERA, com. oral.).

Es posible que en momentos muy tempranos de la fase evolutiva considerada, todavía quedaran elementos residuales de antiguos altos estructurales (sin manifestación muy aparente de relieve) situados al W de la falla del Segre. RIBA (en ANADON et al. 1979) considera estos altos como posibles relictos del antiguo Macizo del Ebro.

Estructuralmente estos altos serían consecuencia de la actuación de fracturas alineadas según una orientación "ibérica". Se desconoce cual fué su influencia exacta en la evolución de los sistemas sedimentarios durante las fases aquí consideradas. Es evidente sin embargo, su actuación, en al-

gunos casos, como umbrales que diferenciarían zonas de intensa sedimentación de otras en las que la potencia de las sucesiones sería menor.

Contrastando con lo anterior, entre el accidente del Segre y el de Cavalls-Pandols (Requena-Mora) se habría diferenciado un importante surco sedimentario (esquema B), cuya actuación se remontaría a un momento muy inicial de la fase evolutiva considerada (RIBA y REGUANT, 1981).

Durante este estadio de la evolución regional, el sistema Scala Dei (diferenciado en el Eoceno superior), seguía funcionando activamente, distribuyéndose los distintos conjuntos de abanicos aluviales a lo largo del margen catalánide. La unidad deposicional del Montsant mostraba una clara expansión de los cinturones fluviales hacia el interior de la cuenca. Las restantes unidades deposicionales (abanicos de La Picososa, Corbera, Puig Cavaller, La Ermita, Valdeobles...) quizá mostrasen en algún momento un carácter análogo, pero en las fases más tardías de su evolución se configuran con sus áreas proximales y medias fuertemente adosadas a los márgenes de la cuenca, de tal modo que el desarrollo de llanuras lutíticas tenía lugar muy próximamente a los márgenes de la cuenca. El estudio sedimentológico y secuencial de estas unidades, revela la superposición de varios sistemas de conos de deyección sujetos a procesos de progradación y retracción alternativas y que muestran un neto desarrollo de discordancias progresivas (COLOMBO, 1980; COLOMBO y ROBLES, estudios en curso).

Posiblemente ya en esta fase de la evolución regional, el sistema aluvial Matarranya-Guadalope aparecía claramente constituido y la implantación de sus cinturones fluviales distributivos era posiblemente tan extendida como lo sería en fases posteriores. Es indudable que, al menos inmediatamente antes del inicio de la siguiente distribución paleogeográfica, las facies fluviales del sistema se expandieron hacia las zonas de llanura lutítica de las unidades deposicionales suroccidentales del Sistema Scala-Dei, en es-

pecial durante las fases de retracción de los conos de deyección.

Por otra parte, no debe descartarse que en los sectores marginales de la cadena Ibérica, situados al W del accidente del Segre, estuvieran ya diferenciados dispositivos deposicionales aluviales que aportasen materiales a las zonas deprimidas. Faltan sin embargo datos precisos en torno a esta cuestión.

Los datos disponibles indican que los aportes aluviales procedentes del Norte, también jugaban en aquel momento un importante papel, si bien no existen evidencias en torno a su distribución y tendencias generales.

Las áreas lacustres, no aparecerían representadas en esta fase, al menos con el desarrollo y estabilidad que las caracterizaría con posterioridad. No es improbable que en sectores centrales de la cuenca, se hubiera implantado en fases muy iniciales de la evolución de los dispositivos deposicionales, extensas zonas lacustres endorreicas, caracterizadas por la presencia, al menos esporádica, de láminas semipermanentes de agua. De hecho los datos de sondeos indican la clara presencia de unidades carbonatadas en esas zonas. Es sin embargo difícil precisar su posible relación con las unidades del SE de la cuenca (Esquema E).

### C) PALEOGEOGRAFIA Y DINAMICA AMBIENTAL DURANTE LA SEDIMENTACION DE LA UNIDAD DE MEQUINENZA

A partir de la anterior disposición, una serie de hechos encadenados habrían modificado sustancialmente la situación. Durante el Oligoceno superior se asiste a una modificación de la actividad tectónica de los márgenes meridionales de la cuenca, en especial del catalánide suroccidental (COLOMBO, 1980). Esta modificación podría haber consistido bien en una disminución de la intensidad de los

procesos, bien en un cambio de la tasa de subsidencia relativa en los márgenes. Este hecho, habría permitido la implantación relativamente rápida de lagos someros semipermanentes que se habrían estabilizado en áreas más bien centrales de la cuenca en una fase inicial. Posteriormente, se habría producido una expansión hacia el sur, gracias a la retracción de los aportes terrígenos del margen catalánide comprendido entre la fractura del Pla de Burgar y el engarce ibérica-catalánides (esquema I-B).

La influencia de la unidad deposicional del Montsant (sistema Scala-Dei) fué extremadamente importante, restringiendo la expansión de las facies lacustres carbonatadas hacia el SE. Es posible que este hecho tenga alguna relación con la actividad de la fractura del Pla de Burgar.

Tanto los cinturones fluviales del sistema Matarranya-Guadalope (Fm. Caspe), como los de procedencia pirenaica (Fm. Peraltilla) influyeron en la evolución de las áreas lacustres. Durante esta época el sistema de procedencia ibérica aparece claramente expandido hacia los cuadrantes septentrionales, relacionándose con aquéllas. Es posible que hacia el SW, estuviera ya relacionado con otros complejos deposicionales terrígenos, pero este punto permanece pendiente de comprobación.

La expansión meridional de las áreas lacustres dió lugar al establecimiento de relaciones entre sus áreas marginales y una extensa variedad de ambientes aluviales: llanuras aluviales lutíticas, áreas distales de los cinturones fluviales... Como consecuencia de ello se habrían formado áreas lacustre-palustres en las que podría dominar la sedimentación terrígena, desarrollada en dispositivos deltaicos o bien a partir de aportes por flujos acuosos en manto. En las zonas más protegidas, tendría lugar el desarrollo de procesos de sedimentación carbonatada y organógena. La penetración más o menos profunda de los procesos deposicionales terrígenos en las áreas lacustres y la expansión centrí-

fuga de la sedimentación carbonatada, debieron experimentar una amplia variedad de situaciones y cambios. Todos ellos estarían estrechamente relacionados con la expansión variable de las redes fluviales y las zonas de llanura lutítica, condicionada por la evolución de los sistemas aluviales, a su vez controlada por la evolución estructural (y quizá también en menor medida climática) a que se vió sometida la región. No es improbable que en determinados momentos se establecieran relaciones de retro-interacción, al menos a pequeña escala, entre las áreas lacustres y los procesos desarrollados en los cinturones fluviales.

La sedimentación carbonatada, aparecería concentrada de manera preferente en algunos depocentros (Bujaraloz, Candanos, Mequinenza, Almatret...) en los cuales la estabilidad relativa de las láminas de agua y la escasa aportación de terrígenos lo habrían permitido.

La dinámica deposicional y diagenética desarrollada en las áreas lacustres, no fue homogénea a lo largo de la etapa evolutiva en la cual se formaron los depósitos de la unidad de Mequinenza. El reconocimiento de sectores y tramos en los cuales aparecen bien desarrollados niveles de carbón, (Mequinenza, Granja d'Escarp) contrasta con otros en los que éstos no se observan con frecuencia y en los que incluso se reconoce la presencia de evaporitas. El hecho de que ambos tipos de situaciones se pudieran dar sincrónicamente, sugieren claramente que la evolución de las áreas lacustres no estuvo sujeta a una pauta generalizable a todos los sectores, sino que pudo haber una importante compartimentación.

Las causas que motivaron estas diferencias son difíciles de precisar. Es probable que una ligera diferenciación de las tasas de subsidencia en las distintas áreas pudiera motivar este hecho. Acaso las diferencias en las cantidades de agua aportadas a los distintos sectores pudieron también influir, combinadas con la causa anterior. A este respecto cabría plantear la cuestión sobre posibles tendencias de los sistemas

aluviales a la alimentación preferencial de determinadas zonas, o bien si la situación relativa de una zona lacustre con respecto a los ejes de expansión de los sistemas aluviales (pirenaicos, Scala-Dei y Matarranya-Guadalope) tuvo importancia decisoria. Con todo, parecería poder apuntarse que la mayor parte del tiempo, las condiciones favorables para la formación de carbón se dieron en las áreas lacustres más "centrales", situadas hacia el interior de la cuenca. Lo cierto es que la implantación de zonas cenagosas con formación de acúmulos de vegetales en esas zonas se inscribió en un contexto general no especialmente favorable para la formación de este tipo de depósitos, considerados normalmente como depósitos zonales, propios de climas húmedos. Los lignitos de Mequinenza se formaron en cambio en un régimen de clima más bien árido (formación de evaporitas) en la que sólo la formación de zonas pantanosas endorreicas en lugares y momentos concretos de la evolución de la región, permitieron la implantación de turberas. Este hecho justificaría en cierto modo la escasa importancia relativa, comparada con otras cuencas carboníferas, de la cuenca de Mequinenza.

Así pues, las distintas formas de dinámica ambiental (balance positivo o negativo de los aportes hídricos en relación a la superficie deposicional) y las consiguientes diferenciaciones paleoambientales (áreas de ciénagas con formación de turberas, lagos sometidos a condiciones de diagénesis palustre, zonas lacustres marginales desecadas con formación de evaporitas) se desarrollaron a veces de forma paralela en los distintos sectores de las áreas lacustres. Sin embargo, también se observan tendencias verticales de cambios de las condiciones paleoambientales ligadas a la evolución general de las áreas lacustres. En este sentido cabe insistir en que los tramos que presentan niveles de carbón bien desarrollados, se ven sucedidos en la vertical por otros en los que no se aprecia un desarrollo similar. Este hecho demuestra que la evolución de las áreas lacustres más estables, tendía progresivamente a la implantación de una dinámica ambiental en la que el balance hídrico no era lo

suficientemente elevado como para mantener las condiciones precisas para la formación de carbón.

Puede concluirse que, la evolución de la sedimentación en esta fase, puede ser resumida considerando que gravitó en torno a la implantación persistente de lagos carbonatados someros en sectores determinados. Estos lagos experimentaron expansiones y retracciones alternativas, dependiendo de las tendencias de los sistemas aluviales con los que se relacionaban, al mismo tiempo que evolucionaban de forma relativamente autónoma en los distintos sectores. Este hecho viene demostrado por las diferencias claramente observables en torno a la dinámica que predominaba en los lagos de cada sector.

#### D) PALEOGEOGRAFIA Y DINAMICA AMBIENTAL DURANTE LA SEDIMENTACION DE LA UNIDAD DE LA CUESTA DE FRAGA

Una fuerte expansión hacia el norte de los cinturones fluviales del sistema Matarranya-Guadalope, coincidió en esta fase con el hecho de que las antiguas áreas lacustres estables se vieran obliteradas de modo generalizado. La mayor cantidad y frecuencia de aportes terrígenos pudo haber sido uno de los principales motivos, pero no hay que descartar el posible descenso de una hipotética tendencia a la subsistencia diferencial de los sectores en los que se asentaban las áreas lacustres más estables. Es posible que la expansión de las facies terrígenas se viera favorecida por la reactivación póstuma de las zonas marginales de la alineación ibérica, en la cual se situaba el área de drenaje del sistema Matarranya-Guadalope (Esquema I-C).

Con relativa frecuencia, se reconocen depósitos carbonatados lacustres en los tramos predominantemente lutíticos. El notable desarrollo que alcanzan algunos de ellos indica que, a pesar de todo, la sedimentación lacustre-palustre siguió desarrollándose en estos sectores, si bien con un mayor pre-

dominio de los lagos someros con tendencia a la desecación con formación de evaporitas. De todos modos, los depósitos lacustres no serían esencialmente diferentes, excepción hecha de que la influencia terrígena sería más intensa y la sedimentación organógena casi totalmente ausente.

Es posible que en sectores más septentrionales, existieran zonas lacustres estables, instaladas persistentemente en determinadas zonas. Pero debe tenerse en cuenta que la actividad del sistema aluvial pirenaico debió constreñir fuertemente este desarrollo. En cuanto a los sectores situados al Este de los antiguos depocentros carbonatados, no existe información por falta de registro. Sin embargo es muy probable que en ellas dominasen los ambientes de llanura lutítica distal subaérea

La dinámica ambiental que presidía la evolución de las áreas lacustres y las llanuras lutíticas no era en la mayor parte de los casos la propia de un contexto paleoambiental siquiera localmente estabilizado. Por el contrario, la situación general era la inestabilidad del emplazamiento de los distintos ambientes, sometidos a constantes redistribuciones. Por otra parte las relaciones entre los distintos tipos de sucesiones demuestran claramente que el conjunto de la sedimentación se desarrolló en un mosaico de ambientes deposicionales, estrechamente relacionados entre sí y sujetos a variaciones locales a veces muy aparentes.

Es evidente que los cambios acontecidos en la región fueron lo suficientemente importantes como para producir esta transformación del contexto sedimentario. No es probable que la naturaleza de este cambio fuera climática, debido a que de hecho se observan unos productos sedimentarios que en poco difieren de los reconocibles en las unidades inferiores. Parece más probable una variación en el contexto estructural, condicionado por la actividad en los márgenes tectónicos de la cuenca, así como por la posible amortiguación de posibles procesos de subsidencia diferencial que habrían podido estar

actuando hasta entonces. Este último aspecto es difícilmente demostrable.

E) PALEOGEOGRAFIA Y DINAMICA AMBIENTAL DURANTE LA SEDIMENTACION DE LA UNIDAD DE TORRENTE DE CINCA

Sucediendo a la anterior expansión de los ambientes de llanura lutítica con influencia lacustre y evaporítica, en esta fase de la evolución del sector se produjo la reimplantación de áreas lacustres someras relativamente estables (Esquema I-D).

Durante este episodio, se habían producido sensibles cambios en el contexto regional en el que se desarrollaba la sedimentación. Es muy probable que el sistema aluvial de Matarranya-Guadalupe ya no ejerciera una influencia tan acusada como la reconocida en el episodio anterior. Por otra parte, en la zona pirenaica se estaba produciendo el emplazamiento final o póstumo del Manto de Gavarnie, el cual daría lugar en otros sectores septentrionales a la formación de discordancias angulares (CRUSAFONT et al. 1966). Coincidiendo con estos hechos, los cinturones fluviales pirenaicos muestran un desarrollo considerable, comparándolo con el observable en otros sectores.

A partir del registro sedimentario conocido, sólo es posible establecer que las áreas lacustres parecen haberse centrado de forma estable en la zona de Mequinenza, a partir de la cual se habrían expandido con mayor o menor extensión hacia otros sectores. Hacia el norte es posible observar una transición más o menos regular hacia ambientes de llanuras lutíticas y aluviales muy distales. Este tipo de relaciones también serían las observables en la mayor parte de los casos en otros sentidos.

La dinámica ambiental deducible en este caso, revela la concurrencia más o menos generalizada de un balance hí-

drico por lo general negativo en el conjunto de las áreas lacustres, en las que nunca se encuentran desarrollos tan importantes de carbón como los reconocidos en la unidad de Mequinenza. En cambio, los datos de superficie y sondeo revelan la presencia extensiva de facies evaporíticas.

Las características de la dinámica ambiental que se implantó en esta unidad, inician una nueva etapa en la evolución sedimentaria de la región, presidida por un neto predominio de las condiciones evaporíticas y una tendencia al desarrollo de áreas lacustres cuya extensión y persistencia no alcanzarán más que raramente las observadas en la unidad de Mequinenza. Sólo en las fases finales de la evolución sedimentaria de la cuenca se volverán a reconocer episodios lacustres de importancia en los que no predominarán los depósitos evaporíticos (QUIRANTES, 1978; BIRNBAUM, 1976).

#### F) CONSECUENCIAS GENERALES

De manera general, puede concluirse que la evolución dinámica y paleogeográfica de la sedimentación lacustre en el sector SE de la cuenca del Ebro, fué durante el lapso de tiempo considerado, una constante relación de balance más o menos favorable entre dos puntos extremos:

- 1) La estabilización de los ambientes lacustres en sectores concretos, en torno a los cuales podrían producirse múltiples cambios y transformaciones en la distribución de detalle de los ambientes y el tipo de sedimentación. Esta situación se dió en diverso grado de desarrollo durante la sedimentación de las unidades de Mequinenza y Torrente de Cinca.
- 2) La inexistencia de zonas preferencialmente lacustres, en las cuales los lagos se mantuvieran con persistencia a lo largo de un período apreciable. Esta fué la situación que se desarrolló durante la sedimentación de la unidad de la

Cuesta de Fraga y que, posteriormente sería dominante durante la sedimentación de las unidades de Llano de Cardiel y Bujaraloz.

Desde un punto de vista general puede afirmarse que las condiciones del contexto regional controlaban un balance favorable a uno y otro tipo de situación. La actividad tectónica de los márgenes de la cuenca, los procesos de subsidencia diferencial, difíciles de demostrar, y otros factores convergían y daban como resultante una u otra forma de estructuración de los dispositivos deposicionales.

Cabe plantear aquí, cuales pudieron ser los factores que controlaron la sedimentación y permitieron que, en el lapso de tiempo comprendido entre el Oligoceno superior bajo y el Mioceno más inferior se desarrollasen con tanta persistencia y en unos sectores muy determinados procesos de sedimentación carbonatada lacustre somera.

Es evidente la necesidad de una tasa de subsidencia apreciable, pero no deja de ser llamativo el hecho de que el carácter somero de la sedimentación no se viera modificado apreciablemente. Los lagos fueron someros desde el inicio de su historia hasta la primera obliteración importante que experimentaron cuando se expandió hacia el norte la red fluvial del sistema Matarranya-Guadalope.

A partir de las estrechas relaciones existentes entre los sedimentos clásticos y terrígenos en las sucesiones estudiadas, es posible sugerir que la razón última de la distribución observada de las series predominantemente carbonatadas pudo ser esencialmente su desarrollo en aquellas zonas a las que por su carácter muy distal o muy marginal sólo raramente llegaban los aportes de los sistemas aluviales. Este hecho vendría apoyado por la restricción experimentada por la sedimentación carbonatada durante las fases expansivas de los sistemas terrígenos y su expansión centrífuga observable en la situación opuesta.



(D) R E S U M E N   Y   C O N C L U S I O N E S

(I) INTRODUCCION

A lo largo de los distintos apartados de la Memoria, se ha indicado una serie de conclusiones parciales. Estas iban referidas a la estructuración de las unidades, la interpretación y ordenación secuencial de las litofacies lacustres y asociadas, etc.

Este apartado, será un recordatorio de esas conclusiones, estructurado en orden a remarcar los aspectos fundamentales del estudio.

En un primer apartado se hará alusión a las implicaciones de orden stratigráfico y regional derivadas de los datos recopilados. Sucesivamente se indicarán los aspectos más importantes en torno de los datos sedimentológicos y paleoambientales, referidos a las áreas lacustres y a las zonas aluviales con ellas relacionadas. Estos aspectos, nos llevarán a la consideración de los aspectos evolutivos y dinámicos de la sedimentación continental en el sector SE de la cuenca del Ebro, en el Oligoceno superior y Mioceno inferior.

(II) CONTEXTO GENERAL Y ESTRUCTURAL

La cuenca del Ebro es un claro ejemplo de cuenca intracratónica, desarrollada en la placa Ibérica durante el Terciario y sometida a los requerimientos compresivos de los márgenes activos pirenaico y bético. La influencia del primero fue directa y motivada por los movimientos relativos de la placa de Iberia respecto a la de Eurasia. Estos, causaron la elevación de la zona axial y el emplazamiento sucesivo de mantos gravitacionales. El más importante (Gavarnie) tendió a solapar parcialmente, durante el Oligoceno, los antiguos márgenes septentrionales (centrales y orientales) de la cuenca.

La influencia del margen bético fue indirecta y se combinó estrechamente con la del pirenaico. Los requerimientos compresivos de ambos márgenes motivaron el plegamiento y deformación frágil del antiguo aulacógeno celtibérico y del extremo nororiental de la Plataforma Prebética. En el primer caso se formó una cadena de tipo intermedio (Celtibérica o Ibérica) que limitaba la cuenca por el SE. En el segundo se configuró una zona de fracturación activa (Catalánides), que limitaba la cuenca por el SE y en la que, la variación de la orientación del campo de esfuerzos, dió lugar a una situación transpresiva.

La tendencia evolutiva general de la cuenca del Ebro fue la retracción de su zona septentrional. Finalmente, durante el Oligoceno, se configuró como una depresión cerrada, rodeada de cadenas relativamente elevadas.

La cuenca es netamente asimétrica, con las zonas de máxima subsidencia situadas al N, por debajo en muchos casos de los mantos gravitacionales.

En el sector suroriental aquí considerado, fue de gran importancia la influencia en la sedimentación de importantes fracturas de zócalo, tardihercínicas heredadas, o generadas durante la compresión alpídica. La falla del Segre limita hacia el W un sector de altos estructurales relativos. Este sector se vio afectado a su vez por un sistema de fracturas paralelas a la Ibérica, que definen una serie de surcos predominantemente subparalelos (Esquema B).

Entre la falla del Segre y la de Requena-Mora, existe un importante surco sedimentario. La fractura del Pla de Burgar, separa la unidad deposicional del abanico del Montsant de una serie de unidades menores, caracterizadas por un carácter menos expansivo, hacia el interior de la cuenca, de sus facies proximales (Esquema B y C).

Hacia sectores más centrales, la actuación de fracturas de orientación esencialmente longitudinal o ligeramente

oblicua, respecto al eje de la cuenca, controló la subsidencia.

La presencia de tres márgenes diversamente activos, a lo largo de la evolución de la cuenca (Esquema B), dió lugar a una sedimentación fuertemente polarizada. En los márgenes se formaban depósitos terrígenos gruesos que se hacían más finos hacia el centro de la cuenca, donde podían desarrollarse facies carbonatadas y evaporíticas.

Los sedimentos acumulados en las zonas marginales, se vieron afectados por la tectónica compresiva, e involucrados en la configuración de pliegues y discordancias progresivas. Hacia el centro de la cuenca, la influencia estructural sólo se reflejaría en los cambios de predominancia de la sedimentación terrígena fina y de la carbonatada.

Estas características generales son claramente observables en el sector estudiado. Los depósitos conglomeráticos (Fm. Montsant, Unidad de conglomerados del Tastavins) muestran en condiciones de afloramiento favorables un notable desarrollo de discordancias progresivas. Por el contrario, los depósitos lutíticos arenosos y lutíticos carbonatados del centro de la cuenca, no muestran deformaciones importantes a nivel macroestructural. Las únicas deformaciones apreciables de los materiales deben asimilarse a la actividad (posiblemente tardía) de fracturas asociadas al accidente del Puig Moreno (esquemas B y C). En torno a este accidente, en el propio sector del Puig Moreno, es posible observar el desarrollo de una discordancia que QUIRANTES (1969, 1978) relacionó con la de Sta. Cilia (Huesca), datada como Aquitaniense (CRUSAFONT et al. 1966). Los datos aquí aportados parecen aconsejar que se descarte la isocronía de ambas discordancias siendo más antigua la del Puig Moreno, atribuible al Oligoceno superior. La génesis de una y otra, estaría relacionada por otra parte con procesos diferenciados. En Sta. Cilia se registra, po-

siblemente, la fase de emplazamiento póstumo del Manto de Gavarrie. En el Puig Moreno se registraría más bien la actuación de la fractura del mismo nombre.

Por otra parte, los accidentes de orientación E-W de la zona de enlace entre la cadena Ibérica y los Catalánides (arco de Beceite-Portalrubio) afectan en el sector de Ráfales materiales de la unidad de conglomerados del Tastavins. Estas se correlacionan con tramos de la Fm. Caspe datados como Oligoceno superior bajo (sector de Torre del Comte). Ello limita inferiormente la edad de la fase de deformación que originó las estructuras indicadas. Por otro lado, a raíz de las relaciones estratigráficas observables, entre la Fm. Caspe y la unidad de Lutitas de la Cuesta de Fraga, la deformación compresiva no debe rebasar el techo del Oligoceno superior.

### (III) CRONOSTRATIGRAFIA

Las unidades estudiadas han librado un contenido paleontológico significativo (cuadros 2 a 5) para establecer sus edades entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior más bajos. La proposición de estos límites se basa en el establecimiento de equivalencias (con todas las incertidumbres de detalle propias de estos casos) con la escala cronostratigráfica general. Esta misma escala, como se ha indicado, está sujeta a discusión (cuadro 5).

Dado que estas edades van referidas esencialmente a los afloramientos superficiales, es posible ampliar ligeramente hacia el Oligoceno inferior la extensión cronológica de algunas unidades (esquema C').

### (IV) CONDICIONES PALEOCLIMATICAS Y PALEOBIOLOGICAS GENERALES

Los datos disponibles en torno al contenido paleobiológico de las unidades estudiadas, han aportado algunas precisiones sobre las condiciones paleoambientales existentes.

La presencia de quelonios y cocodrilos, así como la de elementos vegetales megatermos (Sapotaceae) y mesotermos termófilos (Engelhardtia) indican que la temperatura media anual de la cuenca, durante la sedimentación de las series lacustres fue más elevada que en la actualidad. La existencia de evaporitas, así como la presencia de roedores a los que se atribuye un habitat estepario o semiestepario, (Issiodoromyinae), junto a un buen número de formas vegetales xerófilas (cuadro 3) indican unas condiciones de aridez generalizada, sin alcanzar las propias de una zona desértica.

Las diversas faunas de roedores que se han hallado escalonadas a lo largo de las sucesiones, no aportan ningún dato paleoecológico contrastable, dado que se conoce muy poco sobre las formas registradas. Las distintas asociaciones tafocénóticas de micromamíferos quizá correspondan, en parte, a asociaciones paleo-biocénóticas propias de habitats vecinos a las zonas lacustre-palustres.

Los datos de la macrofauna mastológica, no aportan excesivas precisiones. Elomeryx parece ser una forma adaptada esencialmente a un habitat pantanoso, de zonas encharcadas o lacustres marginales. Anthracootherium sería en cambio una forma corredora, propia de zonas con un sustrato firme.

La composición de las asociaciones de esporomorfos, y las relaciones laterales reconocibles entre los diversos tipos de sucesiones, indican los biotopos que existían en la zona: áreas lacustres internas, lacustres marginales y pantanosas, llanuras aluviales más o menos encharcadas, llanuras lutíticas evaporíticas o sometidas a influencia lacustre... Estos medios estructuraban un variado mosaico paleoambiental. Los distintos tipos de vegetación reconocidos (higrófila, hidrófila, halófila, propia de praderas abiertas o zonas boscosas poco densas) debieron distribuirse de manera análoga. Esta distribución de las comunidades vegetales estaría estrechamente ligada a la formación de zonas húmedas, en los sectores más deprimidos de la cuenca.

El registro fósil de los organismos límnicos es pobre y su conocimiento, excepción hecha del grupo de las carófitas (cuadro 2) escaso. Los gasterópodos aparecen representados por diversos grupos, entre los cuales por el momento sólo han sido reconocidas con certeza las familias Planorbidae y Limneidae. Poco puede decirse del grupo de los Ostrácodos, aparte de su extendida frecuencia. En cuanto a los organismos unicelulares, su registro fósil conocido, es prácticamente nulo, excepción hecha de filamentos carbonatados de origen algal y frústulas de diatomeas. Para llegar a un conocimiento más ajustado de la paleobiota de las áreas lacustres, sería preciso realizar un intensivo estudio, aplicando la metodología de muestreo y tratamiento de muestras más adecuados.

#### (V) LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES

Los sedimentos terrígenos y carbonatados están estrechamente relacionados entre sí. Los primeros aparecen predominantemente integrados en sistemas aluviales. Los depósitos carbonatados alcanzan su máximo desarrollo en zonas distales o marginales respecto a los sistemas aluviales situadas al abrigo de los influjos terrígenos (esquema I, Fig. 51).

En el sector suroriental de la cuenca del Ebro (estrechamente relacionado con las cadenas Ibérica y Catalánide) y en el lapso de tiempo en el cual se sedimentaron potentes series lacustres carbonatadas, se diferencian dos grandes sistemas aluviales (Scala-Dei y Matarranya-Guadalope) y uno lacustre (de Los Monegros). Hacia el norte, se hace patente el desarrollo de uno o varios sistemas aluviales (unidades fluviales de Peraltilla y Sariñena) cuya exacta significación y relaciones dinámicas son desconocidas por el momento (cuadro I, esquemas C y E).

A partir de los datos lito y cronostratigráficos disponibles (capítulo B, esquemas C y C', cuadros 2 a 5), se establece que el sistema Scala Dei fue activo desde el Eoceno me-

dio-superior, hasta el Oligoceno superior. El sistema Matarra-nya-Guadalupe debió iniciar y finalizar su actividad con posterioridad (Oligoceno inferior (?) - Aquitaniense inferior). La sedimentación lacustre carbonatada dentro del sistema de Los Monegros se distribuyó entre el Oligoceno superior muy bajo (quizá incluso el techo del Oligoceno inferior) y el Mioceno. No es posible precisar cual sería el límite superior dentro de esta edad. En la zona considerada los materiales lacustres alcanzan el Aquitaniense inferior (esquema C').

#### (VI) LOS SISTEMAS ALUVIALES

Los sistemas aluviales se estructuraron en forma de conos de deyección de ámbito restringido o bien como redes fluviales distributivas. Se conoce todavía muy poco sobre la arquitectura de estos sistemas. No se debe tender a globalizar las observaciones realizadas en sectores concretos a la totalidad de los sistemas. Hasta la fecha se había sugerido (SLATER, 1977) que en las redes fluviales de procedencia pirenaica dominaban los cursos de tipo meandriforme y, en las de procedencia ibérica y catalánide, lo hacían los cursos excavados de tipo "ribbon". Con los datos aportados, se establece que existe un desarrollo apreciable de depósitos de cursos meandriformes en las formaciones fluviales meridionales, en especial en la formación Caspe (Fig. 37).

Dentro de cada sistema aluvial, las relaciones entre los distintos tipos de depósitos de canales fluviales son complejas. Estas relaciones (laterales y verticales) denotan cambios en las condiciones de sedimentación. Estos consistirían en variaciones de las propiedades texturales de los materiales terrígenos transportados, de la regularidad de las corrientes o del nivel de base local.

En un contexto como el que nos ocupa, la complejidad de la arquitectura de los sistemas fluviales puede ser muy acentuada. La persistencia del juego diferencial de fracturas em-

plazadas en el interior de la cuenca y en sus márgenes, causarían la formación de sucesiones en las que, los tránsitos laterales y verticales entre los distintos tipos de depósitos de canales, serían frecuentes (Fig. 40).

(VII) LA SEDIMENTACION LACUSTRE-PALUSTRE Y ALUVIAL

LOS PROCESOS DE SEDIMENTACION Y LA DINAMICA AMBIENTAL

En las áreas lacustres, podían desarrollarse, procesos de sedimentación terrígena, carbonatada y organógena, además de otros diagenéticos de tipo palustre y evaporítico, relacionados con emersiones de los depósitos límnicos.

La sedimentación terrígena podía realizarse a consecuencia de la influencia directa de las redes fluviales distributivas sobre las áreas marginales lacustres. De este modo se generaban aparatos deltaicos de entidad reducida y persistencia variable (Fig. 48). Las secuencias deltaicas suelen ser de escasa potencia, si bien en algunos casos su acumulación sucesiva puede dar lugar a espesores de cierta importancia.

En caso de que la inter-relación de las zonas aluviales y lacustres marginales se realizase en un contexto de llanuras lutíticas, los depósitos terrígenos en los lagos se restringirían esencialmente a las lutitas aportadas por flujos acuosos no confinados. En estas condiciones, las relaciones entre la influencia aluvial subaérea y la lacustre subacuática, se resolverían en las sucesiones de modo variable. El desarrollo de las distintas litofacies variaría, según fueran las condiciones reinantes (subacuáticas, subaéreas o ambas alternativamente).

Frecuentemente un incremento de la influencia terrígena en las zonas lacustres (siempre presente en mayor o menor grado) tendería a su colmatación que, de producirse, daría lugar a zonas palustres con un régimen hídrico oscilante.

La sedimentación carbonatada tendría lugar fundamentalmente en las zonas lacustres más abrigadas de la influencia de los aportes terrígenos. Los procesos de generación del carbonato y su importancia relativa, son difíciles de valorar a partir de los datos disponibles. En muchos casos, la riqueza de bioclastos sugiere que dominó el aporte de carbonato de origen bioquímico.

Las distintas litofacies carbonatadas y organógenas reconocidas, permiten establecer que la sedimentación lacustre se realizó en una serie de subambientes diferenciados. Estas diferencias se reflejarían en el diverso contenido de materia orgánica, bioclastos, intraclastos, fitoclastos y elementos terrígenos que se introducían en el sedimento que en ellos se depositaba. Las variaciones en el porcentaje de materia orgánica y bioclastos, reflejarían esencialmente los cambios físicos, químicos y biológicos propios de los sistemas lacustres, y están ligadas a cambios en la distribución de los subambientes y a la evolución ontogénica de los lagos. Las restantes variaciones estarían más bien relacionadas con el grado de influencia externa que recibían las láminas superficiales de agua (Figs. 43 a 46).

La formación de depósitos de carbón, aparece estrechamente relacionada con la sedimentación carbonatada, (esquema G). Sólo en contadas ocasiones, se ha observado un desarrollo apreciable de niveles de carbón relacionados con facies terrígenas. Estos depósitos se habrían desarrollado en zonas pantanosas, en las que el equilibrio entre el ascenso de la interfase sedimentaria y el nivel freático se hubiera mantenido dentro de márgenes favorables a la acumulación y preservación de restos vegetales.

Relacionando este hecho con otros de signo opuesto, reconocidos en aquellas sucesiones en las que se observa el desarrollo de litofacies diagenéticas evaporíticas o palustres, se han podido diferenciar tres grandes tipos de dinámica ambiental dentro de las áreas lacustres carbonatadas:

- 1) Tendencia al mantenimiento relativo del equilibrio entre la superficie deposicional y el ascenso del nivel freático, lo cual conlleva por lo general la existencia de un balance hídrico positivo y ajustado a la subsidencia y la tasa de sedimentación (Fig. 44).
- 2) Tendencia al desequilibrio entre la superficie deposicional y el nivel freático, bien con un balance positivo (que implica la prosecución de la sedimentación carbonatada, ver Fig. 44), bien con un balance negativo que puede implicar la emersión, con la consiguiente diagenización palustre y subaérea (Fig. 45).
- 3) Tendencia al desequilibrio entre la superficie deposicional y el nivel freático, con un claro balance negativo que implica, además, la retracción de la lámina de agua y la formación de salmueras que darán lugar a evaporitas intersticiales (fig. 46).

Según fuera la dinámica paleoambiental dominante, se desarrollarían distintos tipos de sucesiones carbonatadas, en las que dominarían unos depósitos u otros (diagramas secuenciales b, c y d). La potencia de estas sucesiones carbonatadas variaría en orden a la mayor o menor influencia aluvial sobre las áreas lacustres. Esta diversa influencia queda reflejada en los distintos tipos de sucesiones reconocibles, en los que se mantienen unas pautas de evolución secuencial a grandes rasgos similares (diagramas secuenciales e, f y g). El reconocimiento de los distintos conjuntos ambientales (áreas lacustres estables con sedimentación carbonatada o terrígena, llanuras aluviales lutíticas sometidas a influencias lacustres y evaporíticas variables, llanuras aluviales distales o marginales) se basa en el análisis de estas sucesiones.

(VIII) CARACTERÍSTICAS DE LOS LAGOS

El contexto general de los lagos desarrollados en el sector SE de la cuenca del Ebro es el propio de una depresión intramontañosa, de carácter endorreico, sometida a subsidencia respecto a las alineaciones montañosas que la rodeaban.

En este contexto, la recarga de las áreas lacustres debió realizarse superficialmente y a través de mantos freáticos. En lo que hace referencia a la unidad de Mequinenza, es indudable que la recarga fluvial debió desempeñar un papel apreciable, al menos en ciertas fases de su desarrollo. Los cinturones de facies fluviales reconocidos y el desarrollo de pequeños aparatos deltaicos en áreas lacustres marginales, confirmarían este hecho (Figs. 48 y 51). En cuanto a las unidades de Torrente de Cinca, la recarga fluvial debió estar bien desarrollada por el norte, pero no hay claros indicios de sus características por el sur. En ambos casos (unidad de Mequinenza y Torrente de Cinca) es indudable que también debió existir una considerable recarga freática, tal como lo indican los procesos de diagénesis (cementación) reconocidos en las rocas carbonatadas y aluviales marginales.

Los lagos eran someros a muy someros. Su profundidad raramente rebasaría los 2 a 3 m y con frecuencia debió ser mucho menor, de acuerdo con los indicios de diagenización evaporítica y palustre que han sido reconocidos. Otros argumentos coinciden en señalar en la misma dirección: presencia generalizada de depósitos carbonatados y, localmente, organógenos; dominio, en multitud de niveles, de restos de organismos propios de zonas lacustres someras (carófitas, ostrácos, gasterópodos, algas filamentosas, ciprínidos (Leuciscinae) de pequeña talla; indicios frecuentes de aportes exóticos procedentes de áreas marginales (restos vegetales, huesos y dientes de mamíferos). Finalmente hay que tener presente la escasa potencia de las secuencias deltaicas y la geometría lateralmente expandida que muestran sus depósitos.

La escasa profundidad de los lagos, se combinaba con su posibilidad de expandirse y retraerse de manera muy importante con pequeñas variaciones del nivel del agua. Ello sería debido esencialmente al bajo gradiente topográfico que caracterizaba el entorno de las áreas lacustres. Se trataba en esencia de lagos de márgenes difusos, poco definidos y muy variables.

La propia evidencia aportada por los depósitos predominantemente carbonatados, señala que las aguas que alcanzaban las áreas lacustres eran muy ricas en iones bicarbonato y calcio. En estudios preexistentes (BIRNBAUM, 1976), se indica que también eran igualmente abundantes los aniones de sulfato y en general los cationes de alcalinotérreos. Los iones de cloruro y los elementos alcalinos serían menos dominantes inicialmente. Estos aspectos (no desarrollados en el presente trabajo) aparecen por el momento carentes de una mayor precisión y deberán ser objeto de futuras investigaciones.

Cabe plantearse cuales fueron las posibilidades reales de que se produjera en estas áreas lacustres una estratificación hipolimnética permanente o semipermanente de tipo estacional. Valga primero indicar que sabemos poco del régimen climático que regía en estas zonas durante el Oligoceno. Los datos aportados por el estudio de los esporomorfos fósiles (Cuadro 3) y los vertebrados fósiles recogidos (quelonis, cocodrilos, Theridomyidae de la subfaminia de los Issiodoromyinae) así como la existencia generalizada de evaporitas intersticiales, señalan un clima más cálido que el actual y condiciones de aridez, pero sin poder postular en firme una ciclicidad estacional.

Al margen de estos aspectos, es evidente que el propio carácter somero de los lagos impediría de manera general el desarrollo de la estratificación hipolimnética de las aguas. Sin embargo debe tenerse en cuenta que en algunos casos podría haberse producido una estratificación permanente estable, con formación de un monimolimnion, a causa de procesos

de mezcla de aguas de distinta salinidad (meromixis ectogénica). Ello sin olvidar los procesos de microestratificación que puede darse en lagos someros con escasa agitación de sus aguas.

Por las características litológicas y secuenciales de sus depósitos, así como por el tipo de relaciones mostradas con las facies aluviales, las áreas lacustres que originaron las sucesiones estudiadas no se caracterizaban por una estructuración neta en áreas internas, externas y litorales. Es más probable que se tratase de zonas pantanosas someras, configurando un mosaico de subambientes en el que las distintas condiciones de sedimentación apareciesen reiteradamente repetidas en un ámbito espacial reducido (Fig. 51). En este sentido, merece destacarse que no se han encontrado claros indicios de facies típicamente litorales de elevada energía, similares a las reconocidas en otras formaciones lacustres antiguas (oncolitos, ooides, etc.). Tampoco se ha reconocido una distribución bien definida y zonada de las geometrías deposicionales (montículos lenticulares de carbonatos), que aquí se han atribuido a zonas especialmente someras en las que la sedimentación se veía fuertemente controlada por la producción de fango con influencia orgánica. Los niveles de removilización clástica e intraclástica que a menudo coronan las secuencias, se configuran en la mayor parte de los casos como episodios aislados, producto de la actuación de flujos esporádicos.

En conclusión los lagos, por su carácter somero, el tipo de los sedimentos, o bien porque sus zonas marginales podían verse protegidas de la acción del viento y del oleaje (cinturones marginales de vegetación) no presentan desarrollos bien definidos de facies litorales de elevada energía.

(IX) LAS RELACIONES ENTRE LOS DISTINTOS AMBIENTES: EVOLUCION DINAMICA Y PALEOGEOGRAFIA

En las sucesiones aluviales-lacustres estudiadas, es posible distinguir cuatro fases bien diferenciadas en las que la estructuración, distribución y dinámica de las áreas lacustres variaron de modo sustancial. Estos estadios coinciden con importantes cambios en la distribución y expansión de los cinturones fluviales, relacionados muy directamente con la evolución estructural de la región (esquema I).

- (I) La actividad tectónica del margen catalánide sur-occidental de la cuenca se habría iniciado ya durante el Eoceno medio superior, contribuyendo a la configuración de un sistema aluvial cuya evolución se prologaría hasta el Oligoceno superior (sistema Scala-Dei).

Las deformaciones tectónicas que controlaron su desarrollo fueron originadas bajo unas condiciones iniciales de compresión NW-SE que posteriormente evolucionarían a otras NNW-SSE y, muy tardíamente, NE-SW.

Posteriormente se inició la actividad del sistema aluvial Matarranya-Guadalope, debido a la actividad tectónica en la cadena Ibérica y en su zona de enlace con los Catalánides (arco de Beceite-Portalrubio). Esta actividad fué controlada a lo largo del Oligoceno inferior y superior más bajo, por la implantación de una dirección de compresión (NE-SW).

Desde el Norte, el sector considerado también debió recibir la influencia de los cinturones fluviales septentrionales, que dieron lugar a los depósitos de la formación Peraltilla. Estos cinturones debieron ver controlada su expansión hacia el Sur por la actividad en el orógeno pirenaico, pero se conoce poco sobre su configuración.

(II) Es probable que, durante la etapa anterior, ya se hubieran diferenciado, en los sectores más centrales y septentrionales de la cuenca, áreas lacustres con sedimentación carbonatada. Sin embargo una disminución de la actividad tectónica de las zonas situadas en torno al área de engarce de las cadenas ibérica y catalánide, habría favorecido su implantación estable en sectores centrales-meridionales de la cuenca, y su posterior expansión ocasional a sectores muy próximos al margen catalánide suroccidental. En estas zonas lacustres, bajo condiciones favorables de aislamiento, se habría desarrollado una sedimentación predominantemente carbonatada.

Durante la sedimentación de las calizas lacustres de la unidad de Mequinenza (Esquema I-B), se definieron, a grandes rasgos varios depocentros carbonatados (Candasnos, Bujaraloz, Mequinenza, Almatret, Ermita del Berrús) los cuales experimentaron una evolución relativamente independiente, a la luz de las características de sus sucesiones. Las áreas lacustres protegidas, en las que se sedimentaban carbonatos y restos vegetales, se veían rodeadas por otras marginales en las que se desarrollaba la sedimentación terrígena. Esta se daba bien en sistemas deltaicos, bien en zonas de llanura lutítica y aluvial más o menos influenciada por los lagos (unidades de Granja d'Escarp, Flix y Fraga). A medida que la distancia a sus orillas aumentaba, había un incremento del desarrollo de depósitos subaéreos. Estos depósitos podían corresponder a los propios de llanuras lutíticas o a llanuras aluviales muy distales, sometidas a condiciones variables de hidromorfía e influencias evaporíticas (Fig. 51).

El principal hecho a destacar en esta etapa, es el desarrollo diferencial de las litofacies organógenas, las cuales aparecen muy restringidas por lo general a determinados tramos y sectores dentro del conjunto de la unidad de Mequinenza. Por lo general, allí donde el de-

sarrollo de carbón es escaso o nulo, se observa alternativamente la aparición de procesos diagenéticos propios de zonas de oscilación del nivel freático: evaporitas, moteados abigarrados, microkarstificación asociada a diagénesis palustre...

El desarrollo de evaporitas fue contemporáneo al de los niveles de carbón. Este hecho implica diferencias en la dinámica evolutiva de las distintas áreas lacustres, diferencias que estarían relacionadas con distintas causas: variaciones en el volumen de aportes hídricos, recibidos en cada sector, subsidencia diferencial...

Las condiciones de aridez eran dominantes en el entorno que rodeaba las zonas donde se depositaba el carbón, necesariamente más húmedas. Las zonas lacustre-palustres y pantanosas estaban aisladas en el contexto general de la cuenca y su desarrollo debió ser un hecho relativamente excepcional. Hacia el oeste del área considerada, la unidad de Mequinenza pasa lateralmente a la Formación Yesos de Zaragoza, confirmando lo indicado.

El paso de la sedimentación carbonatada a la organógena se ajustaba a una dinámica en la que los procesos biológicos debieron jugar un importante papel. Debe remarcar-se que posiblemente sólo en las zonas pantanosas endorreicas, la vegetación podía alcanzar un desarrollo lo suficientemente importante como para general depósitos apreciables. Esta vegetación sería fundamentalmente azonal (vegetación higrófila, ver cuadro 3), al igual que debía serlo la desarrollada en los medios evaporíticos (vegetación halófila, ver cuadro 3).

(III) Después de una fase de sedimentación en las áreas lacustre-palustres con desarrollo de niveles de carbón prácticamente nulo (tramos superiores de la unidad de Mequinenza), se produjo una amplia expansión de los ambientes de llanuras lutíticas distales sometidas a condiciones subaéreas y, frecuentemente, evaporíticas. En

ellas sólo ocasionalmente se formaron lagos con sedimentación carbonatada (Lutitas de la Cuesta de Fraga. Esquema I-C). La sedimentación carbonatada lacustre se vió limitada.

Es plausible que esta expansión de las facies terrígenas estuviera relacionada con la activación, durante el Oligoceno superior más alto, de los accidentes E-W y NW-SE situados en la zona de enlace entre los Catalánides y la Ibérica. Se carece de registro sedimentario en lo que hace referencia al Sistema Scala-Dei, pero es probable que fuera poco o nada activo durante esta fase. De la actividad de los cinturones fluviales septentrionales, ciertamente existente, no se cuenta con datos en torno a su precisa importancia.

- (IV) Una nueva disminución de la actividad tectónica, pudo motivar la reimplantación de un desarrollo apreciable y estabilizado de áreas lacustres carbonatadas durante la sedimentación de la Unidad de Torrente de Cinca.

El principal depocentro carbonatado reconocible, se situó en el sector de Mequinenza, desde el cual, en todas las direcciones con que se cuenta con registro estratigráfico observable, se asiste a un incremento gradual de materiales terrígenos, predominantemente lutíticos. Estos se habrían depositado en llanuras lutíticas sometidas en grado diverso a la influencia lacustre.

No se ha reconocido en ningún caso el desarrollo de dispositivos deltaicos equivalentes a los observados en las transiciones entre los sistemas Matarranya-Guadalope y Scala-Dei y el de Los Monegros. Se desconoce su existencia bien desarrollada en los tránsitos de los cinturones fluviales de la molasa de Sariñena a las áreas lacustres.

A diferencia de la unidad de Mequinenza, enlazando con lo ya observable en sus tramos superiores, el desarrollo

de carbón en esta unidad lacustre es mínimo, en contraposición a la frecuente presencia de niveles de facies evaporíticas. Este hecho marca el inicio de la dominancia de los procesos evaporíticos en el conjunto del sector, hecho acorde con lo observable en otros sectores más occidentales de la cuenca. Desde este punto de vista cabe hablar de una homogeneización, lo cual plantea de nuevo el hecho de que los anteriores episodios lacustres, de la Unidad de Mequinenza, se habían desarrollado bajo unas condiciones especiales y ciertamente diferenciadas.

Como conclusión general, la sedimentación lacustre desarrollada en este sector suroriental de la cuenca del Ebro fué evolucionando (desde el Oligoceno superior bajo al Mioceno inferior) hacia una homogeneización de sus características con las dominantes en el resto de la cuenca, en especial los sectores occidentales. Se asiste en suma a una etapa inicial de compartimentación de los procesos lacustres y de evolución sectorial. Esta da paso a otra en la que los procesos evaporíticos, siempre existentes con mayor o menor desarrollo en el área considerada y dominantes en el resto de la cuenca, pasan a extenderse netamente. Este cambio, a la vista de los datos disponibles en la actualidad, sería más bien debido a variaciones relativamente leves en la evolución estructural de las zonas en que se emplazaban las áreas lacustres, que a cambios climáticos acusados.



(E) B I B L I O G R A F I A

- AGUILAR, J.P. (1982): Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des Rongeurs et correlations avec l'échelle stratigraphique marine. C.R.Acad.Sc.Paris. t.294 sér II, pp. 49-54
- ALBERDI, M.T., AGUIRRE, E. (edit.), (1977): Round-Table on mastostratigraphy of the W. Mediterranean Neogene. (Madrid, 28 Sept., 1 Oct. 1976). Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana. 7.12 m, C.S.I.C. Madrid.
- >ALLEN, Ph., CABRERA, Ll., COLOMBO, F., MATTER, A. (1983): Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. J.Geol.Soc.London, v. 140, part. 1: 133-146.
- >ALLEN, Ph., MANGE-RAJETZKY, M. (1982): Sediment dispersal and paleohydraulics of Oligocene rivers in the eastern Ebro Basin. Sedimentology, 29:705-715.
- ALVARADO, A., ALMELA, A. (1951): Estudio de las reservas de lignito de la cuenca de Mequinenza. Not. y Com. IGME, nº 23:3-30. Madrid.
- ALVAREZ, W. (1976): A former continuation of the Alps. Geol. Soc.Am.Bull., v. 87:891-896.
- ALVARO, M., CAPOTE, R., VEGAS, R. (1979): Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica. Acta Geol. Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís, t. 14: 172-177. Barcelona.
- ALVINERIE, J., ANGLADA, R., CARALP, M. y CATZIGRAS, F. (1977): Stratotype et parastratotype de l'Aquitanién. Edit. C.N.R.S., París, nº 4, 105 p.
- ANADON, P. (1978 a): El Paleógeno continental anterior a la transgresión Biarritziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona. Tesis doctoral del Departamento de Estratigrafía y Geol. Històrica Univ. Barcelona. In lit.
- ANADON, P. (1978 b): El Paleógeno continental anterior a la transgresión Biarritziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (provincias de Tarragona y Barcelona) Est.Geol., 34:431-440.
- ANADON, P., CABRERA, Ll. (en prensa): Características de los depósitos lacustres y facies asociadas del Burdigaliense (Mioceno inferior) de la cuenca del Vallès-Penedès. Comunicaciones del IX Congreso Nac. de Sed. Salamanca.

- ANADON, P., FEIST, M. (1981): Charophytes et biostratigraphie du Paléogène inférieur du bassin de l'Ebre Oriental. Paleontographica Abt. B Bd. 178, Lfg. 4-6:143-168 Stuttgart.
- ANADON, P., CABRERA, Ll., COLOMBO, F., MARZO, M., RIBA, O., (1979): Estudio Estratigráfico y Sedimentológico del borde meridional de la Depresión del Ebro entre Alcañiz y Borjas Blancas (Provincias de Teruel, Zaragoza, Lérida y Tarragona). Junta de Energía Nuclear. Inédito.
- ANADON, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P., SOLE SUGRAÑES, Ll. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. Acta Geol.Hisp. t. 14, Homenatge a Lluís Solé i Sabarís, 242-270. Barcelona.
- ARBÉY, F. (1980): Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull.Centr.Rech.Expl.Prod Elf Aquitaine, v. 4:309-365.
- ASHAUER, H., TEICHMÜLLER, R. (1935): Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. Abh.Gesells.Wiss. Göttingen, Mat.Phys., Kl, III, Folge Heft 16, 78 pp.
- BEAUMONT, E.A. (1979): Depositional Environments of Fort Union Sediments (Tertiary, Northwest Colorado) and their relation to coal. A.A.P.G. Bull. 63(2):194-217
- BERGGREN, W.A. COUVERING, J.A. van (1974): The late Neogene. Biostratigraphy, Geochronology and Paleoclimatology of the last 15 million of years in marine and continental sequences. Development in Paleontology and Stratigraphy, 2. Elsevier Scientific publishing company. Reprinted from Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 16 nº 1/2.
- BESSEDIK, M., GUINET, Ph., SUC, J.P. (1981): Données paleophloristiques en Méditerranée Nord-Occidentale depuis l'Aquitainien. Symp. A.P.L.F., "Palynologie et Paléobotanique". Archive des Sci., 10 p. Genève.
- BIJU DUVAL, B., DERCOURT, J., LE PICHON, X. (1977): From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Mediterranean. In: Biju Duval y Montadert (eds.): International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins. pp. 143-164. Eds. Technip. (Paris).
- BIRNBAUM, S.J. (1976): Non Marine evaporite and carbonate deposition. Ebro Basin, Spain. Tesis doctoral Universidad de Cambridge. 149 p. In lit.
- BIZON, G., MULLER, C. (1977): Problèmes biostratigraphiques dans le Néogène Méditerranéen. App.Comm.int.Mer Médit. 24, 7a.

- BIZON, G., MULLER, C (1977 b): Remarks on some biostratigraphic problems in the Mediterranean Neogene. In: BIJU DUVAL y MONTADER eds. International Symposium on the structural history of the Mediterranean Basins: 381-390. Eds. Technip. Paris.
- BORSETTI, A.M., CATI, F., CALALONGO, M.L., SARTONI, S. (1979): Biostratigraphy and absolute ages of the Italian Neogene. Ann.Géol.Pays Hellén. Tome hors série 1979, fasc. 1:183-197. VII th. Int.Congress on Med. Neogene.Athens.
- BOYER, B.W. (1981): Tertiary lacustrine sediments from Sentinel Butte, North Dakota and the sedimentary record of ectogenic meromixis. J.Sed.Petrol., 51(2):429-440.
- BREWER, R. (1964): Fabric and Mineral Analysis of Soils, 470 p., John Wiley & Sons, Inc.New York, London, Sydney.
- BRUIJN, H. de (1966): Some miocene new Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Calatayud area (Prov. Zaragoza, Spain). Proc.Kon.Ned.Akad., Wet. B69:58-78. Amsterdam.
- BRUIJN, H. de & VAN MEURS (1967): A biometrical study of the third premolar of Lagopsis and Prolagus (Ochotonidae, Lagomorpha, Mammalia) from the Neogene of the Calatayud-Teruel basin. (Prov. Zaragoza, Spain). Proc.Kon.Ned.Akad.Wet, B70:113-143. Amsterdam.
- BRUNET, M., HUGUENEY, M., y JEHENNE, Y. (1981): Cournon-Les Soumèroux: Un nouveau site à vertébrés d'Auvergne; sa place parmi les faunes de l'Oligocène Supérieur d'Europe. Geobios nº 14, fasc. 3:323-359. Lyon.
- BURNE, R.V., BAULD, J., & DE DEKKER, P. (1980): Saline lake charophytes and their geological significance. J. Sedim.Petrol., 50:281-293.
- BUURMAN, P. (1975): Possibilities of palaeopedology. Sedimentology (1975), v 22:289-298.
- BUURMAN, P. (1980): Paleosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. Sedimentology, 27(5): 593-606.
- CABRERA, L., (1979): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos continentales basales de la depresión del Vallès-Penedès. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Barcelona. Inédito.
- CABRERA, L., (1981): Estratigrafía y características sedimentológicas generales de las formaciones continentales del Mioceno inferior de la cuenca del Vallès-Penedès (Provincia de Barcelona, España). Estudios Geol., 37:35-43. Madrid.

- CADILLAC, H. (1979): Teledeteccion et geologie. Essai d'utilisation des images Landsat dans les Pyrenées. Le Bassin de l'Ebre et la Catalogne. Tome II. Etude geologique dans les Ports de Horta de Sant Juan et Alfara (prov. de Tarragona et Teruel, Espagne): Correlations avec les tectoligneaments de Tarragone a l'articulation entre Iberides et Catalanides, 188 pg. These Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- CANEROT, J. (1969): Observations géologiques dans la région de Montalbán, Aliaga et Alcorisa (Province de Teruel, Espagne). Bull.Soc.Géol.France, (7), 11:854-861.
- CANEROT, J. (1974): Recherches géologiques aux confins des Chaines Ibériques et Catalanes (Espagne). ENADIMSA, serie 5, Trab., de Tesis, 4. 516 p. Madrid.
- CANEROT, J., LEYVA, F., et al. (1978): Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. Memoria y Hoja nº 520 "PEÑA-ROYA DE TESTAVINS". MAGNA. IGME. Madrid.
- CARATINI, C., SIVAK, J. (1974): Etude palynologique des stratotypes de l'Aquitanién et du Burdigalien. Mem.B.R.G.M. nº 78, t. 2 (V.Congr.Neog.Medit.Lyon Sepbre. 1971) 489-495.
- CASTEL, M. (1968): Zones de Charophytes pour l'Oligocène d'Europe occidentale. C.R.Sommaire des Séances de la Soc.Géol. de France. fasc. 4, séance du 1er. avril, 1968, p. 121.
- CAVELIER, C. (1979): La limite Eocène-Oligocène en Europe Occidentale. Thèse de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg. Institut de Géologie. Memoire nº 54, 280 p.
- CAVELIER, C., POMEROL, Ch. (1977): Proposition d'une échelle stratigraphique standard pour le Paléogène. Newsl. Stratigr., 6(1):56-65. Berlin.
- CLOSAS, J. (1947): Los carbonos minerales de Cataluña. Publ. Inst.Geol.Dip.Prov. de Barcelona, VII.Misc.Almera, 2ª parte, pp. 61-193.
- COLEMAN, J.M., PRIOR, D.B. (1980): Deltaic sand bodies. A.A.P.G. Continuing Education Course Note Series nº 15. 171 p. Tulsa, Oklahoma.
- COLOMBO, F. (1980): Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. Tesis doctoral Depto. Estrat.y Geol. Univ. Barcelona. Vol. I, 291 p. Barcelona.
- COMBES, P.J. (1969): Recherches sur gèneses des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et Ariège, France. These Doct. és, Sc.Nat.Univ.Montpellier. Mém.Cent.Etud. Rech.Géol.Hydr., III-IV:375 p.

- COMBES, P.J. (1980): Afloramientos del pantano de la Pena y Horta de S.Juan; en Canerot y Villena: Le Cretacé du Maestrazgo (Espagne). Excursión 1980. Livret Guide.
- COVERING, J.A. van., BERGGREN, W.A. (1977): Biostratigraphical basis of the Neogene Time Scale. In Kauffman, E.G. y Hazel, J.E. (eds.): Concepts and Methods of biostratigraphy. pp. 427-442. Dowden Hutchinson and Ross Inc. Stroudsburg (Pennsylvania).
- CROCHET, J.Y., HARTENBERGER, J.L., SIGLE, B., SUDRE, J., VIANEY-LIAUD, M. (1975): Les nouveaux gisements du Quercy et la biocronologie du Paléogène d'Europe. Essai de corrélation. 3e. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Montpellier. 23-25 Avril, 1975.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O., VILLENA, J., (1966): Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (rio Formiga, provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. Not y Com. I.G.M.E., 83:7-13.
- CHILINGAR, G.V., BISELL, H.J., WOLF, K.H. (1967): Diagenesis of carbonate rocks. In Larse y Chilingar (eds.): Diagenesis in sediments. Developments in Sedimentology, v.8: 179-322. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York.
- DAAMS, R., FREUDENTHAL, M. (1981): Aragonian: the Stage concept versus Neogene Mammal Zones. Scripta Geol., 62/1-17.
- DAAMS, R., FREUDENTHAL, M., DE WEERD, A. van (1977): Aragonian, a new stage for continental deposits of Miocene Age. Newsl. Stratigr. 6(1): 42-55 (5 figs). Berlin-Stutt. 30-3-1977.
- DEAN, W.E. (1981): Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. In Ethridge y Flores (eds.): Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. SEPM Special Publication, nº 31:213-232. Tulsa, Oklahoma.
- DEPÀPE, G., BRICE, D. (1965): La Flore Oligocène de Cervera (Catalogne) Données complémentaires. Annales de la Société Géologique du Nord. T.85:111-117. Lille.
- DIJK, D.E. van., HOBDAV, D.K., TANKARD, A.J. (1978): Permo-Triassic lacustrine deposits in the Eastern Karoo Basin, Natal, Sout Africa. In Matter y Tucker (eds.): Modern and ancient Lake Sediments. I.A.S., Spec.Public. nº 2: 223-238.
- DONALDSON, A.C., MARTIN, R.H., KANES, W.H. (1970): Holocene Guadalupe Delta of Texas Gulf Coast. In Morgan y Shaver (eds.): Deltaic Sedimentation. Modern and ancient. SEPM Special publication nº 15: 107-137

- DONOSO, J.M.G., MOLINA, E. (1979): Correlation of the late Oligocene and Early Miocene in the Tethys area. Spain: Central sector of the Betic Cordilleres. Ann.Géol.Pays Hellén. Tome hors de série. Fasc. 1:329-332. VII th. Int.Congr. on Mediterranean Neogene, Athens.
- DONOVAN, R.N. (1975): Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin. Scotland. Q.Jl geol.Soc. Lon., 131:489-510.
- DOYLE, J.A. (1977): Spores and Pollen: The Potomac Group (Cretaceous). Angiosperm Sequence; en Kauffman y Hazel (eds.): Concepts and Methods of Biostratigraphy. pp. 339-364. Dowden, Hutchinson & Ross Inc. Stroudsburg (Pennsylvania).
- DUCHAUFOR, Ph. (1968): L'evolution des Sols (essai sur la dynamique des profils). Masson & Cie. Paris.
- DUVAL, B., MARIN, Ph., FERNANDEZ, M.P. et al. (1977): Mapa Geológico de España a E: 1/50.000. Memoria y Hoja nº 495. MAGNA. I.G.M.E. Madrid.
- EAMES, F.E., BANNER, F.T., BLOW, W.H., CLARKE, W.J. (1962): Fundamentals of mid-Tertiary Stratigraphical Correlation. Cambridge University Press. 163 p. Cambridge.
- ELREDGE, N., GOULD, S.J. (1977): Evolutionary Models and Biostratigraphic Strategies; en Kauffman y Hazel (eds.): Concepts and Methods of Biostratigraphy. pp. 25-40. Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg, (Pennsylvania).
- ENADIMSA (1975-1976): Area lignitífera y uranífera de Mequinenza. III volúmenes. Inédito.
- ETHRIDGE, F.G., JACKSON, T.J., YOUNBERG, A.D. (1981): Flood-basin Sequence of a fine-grained meander belt subsystem: The coal bearing Lower Wasatch and Upper Fort Union Formations. Southern Powder River Basin, Wyoming. In Ethridge y Flores (eds.): Recent and Ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration. SEPM, Special publication nº 31, pp. 191-212.
- EUGSTER, H.P., HARDIE, L.A. (1978): Saline Lakes. In: Lakes Chemistry, Geology, Physics. A. Lerman ed., pp. 237-293. Verlag.
- EUGSTER, H.P., SURDAN, R.C., (1973): Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: A preliminary report. Geol.Soc.America Bull., v. 84:1115-1120.
- FAHLBUSCH, V. (1976): Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. Newsl. Stratigr., 5(2-3): 160-167. Berlin-Stuttgart.

- FALINI, F. (1965): On the formation of coal deposits of lacustrine origin. Geol.Soc.of Am.Bull. 76:1317-1346.
- FARQUHARSON, G.W. (1982): Lacustrine deltas in a Mesozoic alluvial sequence from Camp Hill, Antarctica. Sedimentology. 29(5):717-725.
- FEIST-CASTEL, M. (1977): Etude floristique et biostratigraphique des Charophytes dans les séries du Paléogène de Provence. Geologie Méditerranéenne. 4(2):109-138.
- FEIST, M., RINGEADE, M. (1977): Etude biostratigraphique et paléobotanique (Charophytes) des formations continentales d'Aquitaine, de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur. Bull.Soc.Géol.France, 19(2):341-354.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1971): Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español. Publicaciones de la Facultad de Ciencias de la Universidad Complutense. Ser. A, nº 152, 177 p. Madrid.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1973 a): Nuevas aportaciones a la sistemática y paleoecología de la Flora oligocena de Sarreal (Tarragona). Estudios Geológicos. 29(2):157-170. Madrid.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1973 b): Reconstrucción del paleoclima del yacimiento oligocénico de Sarreal (Tarragona), a través del estudio morfológico de los restos foliares. Bol. R.Soc.Esp.Hist.Nat. (Geol.) 71:237-242. Madrid.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1979 a): Sur la macroflore de l'Oligocène de l'Espagne. Ressemblances avec celle de la France. 104<sup>e</sup> Congrès National des Sociétés Savantes, Bordeaux, sciences, fasc. I, pp. 313-322.
- FERNANDEZ MARRON, M.T. (1979 b): Essai de résolution de problèmes stratigraphiques de la limite Paléogène-Néogène par les études de macroflore. Ann.Géol.Pays Hellén. Tome hors série. f. I.: 403-412. VII th. Int.Congr. on Med. Neogene. Athens, 1979.
- FERRER, J. (1971): El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). Mém.Suisses de Paléont. 90, 70 p. Basel.
- FISHER, W.L., Mc GOWEN, J.H. (1967): Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationships to occurrence of oil and gas. Reprinted from Transact of Gulf Coast Ass. of Geol.Soc. VII, circular 67-4. Univ. of Texas at Austin.
- FISHER, W.L., MCGOWEN, J.H. (1969): Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. A.A.P.G. Bull., 53(1):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. In Ethridge y Flores: Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration. S.E.P.M. Special Publication nº 31:169-190. Tulsa, Oklahoma.
- FONTBOTE, J.M. (1954): Las relaciones tectónicas de la Depresión del Vallés-Penedés con la cordillera prelitoral catalana y con la Depresión del Ebro. Real Soc.Esp.Hª Nat. Tomo extr. Homenaje Dr. Ed. Hernández Pacheco, pp 281-310. Madrid.
- FRANZEN, J.L. (1968): Revision der Gattung *Paleotherium*, *Perissodactyla*, *Mammalia*, Thèse, Albert. Ludwig-Universität zu Freiburg.
- FREYTET, P. (1964): Le Vitrollien des Corbières Orientales: reflexions sur la sedimentation "lacustre" nord pyrenéenne, divagation fluviale, biorhexistase, pédogenèse. Revue.Geogr.Phys.Géol.dyn. 3(6):179-199.
- FREYTET, P. (1971): Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes associés and dépôts fluviaux dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal du Languedoc. Rev.Geogr. phys. Géol dynam., Paris 2<sup>e</sup> ser. v. 13, f. 3:245-268;
- 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.F. (1978): Distinctive features of some ancient river systems. In Miall (ed.): *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc.Petr.Geol.Memoir, 5:531-542.
- GARCIA, R. (1981): Depositional Systems and Their relation to Gas Accumulation in Sacramento Valley, California. AAPG Bull., 65(4):653-673.
- GARRIDO, A. (1973): Estudio Geológico, relación entre la Tectónica y Sedimentación del Secundario y Terciario de la Vertiente Meridional Pirenaica en su zona Central. Tesis doctoral. Granada.
- GLASS, S.W. & WILKINSON, B.M. (1980): The Peterson limestone: Early Cretaceous Lacustrine Carbonate deposition in western Wyoming and Southeastern Idaho. Sedimentary Geology, 27:143-160.
- GOULD, H.R. (1970): The Mississippi Delta Complex. In Morgan y Shaver (eds). *Deltaic sedimentation*. SEPM, Special Publication, 15:3-30. Tulsa, Oklahoma.
- GROSS, G. (1968): Das Tertiär in südwestlichen Ebro-Becken. N.Jb.Paläont.Abh., 131, 1:23-32.

- GROSS, G. (1974): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Tertiären Sedimentgesteine in Ebro Becken (NE Spain). H.Jb.Geol.Paläont., Abh 145, 3:243-278.
- GUIMERA, J.J., SANTANACH, P.F. (1978): Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. Acta Geol.Hisp. 13(2):33-42.
- HACQUEBARD, P.A., DONALDSON, J.R. (1969): Carboniferous coal deposition associated with flood-plain and limnic environments in Nova Scotia. In Dappels, E.C. y Hopkins, M.E. (eds) Environments of coal deposition. Geol.Soc.Amer.Spec.Paper nº 114:143-191.
- HARDENBOL, J., BERGGREN, A. (1978): A new Paleogene Numerical Time Scale, in: Contributions to the Geologic Time Scale Ed. by Cohee G.V.; Glaessner, M.F.; Hedberg, H.D., AAPG Stud in Geol. 6:213-234.
- HARDIE, L.A., SMOOT, J.E., EUGSTER, H.P., 1978: Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: Modern and Ancient Lake Sediments. Matter & Tucker eds.
- HARTENBERGER, J.L. (1969): Les Pseudosciuridae (Mammalia, Rodentia) de l'Eocène moyen de Bouxwiller, Egerkingen et Lissieu Paleovertebrata, t. 3(2):27-61. Montpellier.
- HSÜ, K.J., SIEGENTHALER, C. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology (12):11-25.
- HUGUENEY, M., y TRUC, G. (1976): Découvertes récentes de mammifères et de mollusques dans des formations d'âge Oligocène terminal et Aquitanien du SE de la France: Comparaison avec les gisements déjà connus dans la même région. Correlations stratigraphiques et paleogéographie des formations marines et continentales de la limite Oligocène-Miocène dans le SE de la France. Geobios, nº 9(3):359-362.
- HUGUENEY, M., TRUC, G. (1976): Correlations stratigraphiques et paleogéographie des formations marines et continentales de la limite Oligocène-Miocène dans le SE de la France. Geobios, 9(3):363-365.
- HOCHULI, P.A. (1979): The paleoclimatic evolution in the late Paleogene and the Early Neogene. Ann.Géol.Pays Hellén t. hors de série fasc. II:515-523. VII th. Int.Cong. on Med.Neogene. Athens, 1979.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M. RIBEIRO, A. CONDE, L. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Esc. 1/1.000.000. Contribución al Mapa Tectónico de Europa. IGME. Madrid.
- KAUFFMAN, E.G. (1977): Evolutionary rates and Biostratigraphy. en Kauffman y Hazel (eds.): Concepts and Methods of Biostratigraphy/ 109-142. Dowden. Hutchinson & Ross Inc. Stroudsburg (Pennsylvania).

- KAUFFMAN, E.G., McCULLOCH, D.S. (1965): Biota of a Late Glacial Rocky Mountain Pond. Geol.Soc.Am.Bull. 76: 1203-1232.
- KELTS, K., HSÜ, K.J. (1978): Freshwater Carbonate. In: Lakes, Chemistry, Geology, Physics. A. Lerman. ed., pp. 295-323. Springer Verlag. chapter 9.
- LINDSAY (1972): Citado en Savage 1977.
- LINK, M.H., OSBORNE, R.H. (1978): Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California. In: Mätter y Tucker: Modern and ancient lake sediments Spec.Publ.int.Ass.Sediment. (1978) 2:169-187. Blackwell Scientific Publications. Oxford, London, Melbourne.
- LONGMAN, Mark W. (1980): Carbonate Diagenetic Textures from Nearsurface Diagenetic Environments. AAPG Bull. 64(4): 461-487.
- LLOPIS, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C. 372 p. Barcelona.
- MANGIN, J.Ph. (1962): Traces de pattes d'oiseaux et flutecasts associés dans un "Facies flysch" du Tertiaire Pyrénéen. Sedimentology, 1:163-166.
- MARIN, Ph., PALLARD, B., DUVAL, B. et al. (1977): Mapa geológico de España a esc. 1/50.000. Memoria y Hoja nº 494. MAGNA. IGME. Madrid.
- MEIN, P. (1974): Proposition de Biozonation du Néogène Méditerranéen à partir des Mammifères. Actas/Coloquio internacional sobre bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior, 112-119. Madrid.
- MIALL, Andrew, D. (1977 a): A Review of the Braided-River Depositional Environment. Earth Science Reviews, 13(1977) 1-62.
- MIALL, Andrew, D. (1977 b): Fluvial sedimentology. Notes to accompany a lecture series on fluvial Sedimentology, held at the Calgary Inn, 19th October, 1977. C.S.P.G. Calgary.
- MIALL, Andrew, D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall (ed.): Fluvial sedimentology. C.S.P.G. Memoir 5. pp. 597-604. Calgary, Alberta, Canadá.
- MONROE, S. (1981): Late Oligocene-Early Miocene Facies and lacustrine sedimentation, Upper Ruby River Basin. Southwestern Montana. J.Sed.Petrol. 51(3):939-951.
- MÜLLER, G. (1967): Diagenesis in argillaceous sediments. In: LARSEN y CHILLINGAR (eds): Diagenesis in sediments Developments in Sedimentology 8:127-178. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York.

- MURPHY, D.H., WILKINSON, B.H. (1980): Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. Sedimentology, 27:123-135.
- MUTTI, E., LUTERBACHER, H.P., FERRER, J., ROSELL, J. (1972): Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). Mem.Soc.Geol.Italiana XI, pp. 391-416.
- NICKEL, Enno (1982): Alluvial-fan-carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. Sedimentology, 29:761-796.
- PERTHUISSOT, J.P. (1980): Formation d'évaporites dans la nature actuelle. Bull. Cent.Rech.Expl.Prod Elf Aquitaine, 4:209-231.
- PINILLA, A. (1966): Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro. Mem.Doct.Fac. Farmacia de Madrid.330 p. In lit.
- PLAZIAT, J.C. (1973): Vidaliella gerundensis (VIDAL) et les autres bulimoides de l'Eocène du Nord de l'Espagne et du Sud de la France. Paléobiologie Continentale, IV/3. Montpellier.
- PLAZIAT, J.C., FREYTET, P. (1977): La Notion de Pseudo-microkarst et sa signification dans les formations "lacustres". Resume Communication orale à la 5ème Reunion Annuelle des Sciences de la Terre. Rennes. 19-22.
- PLAZIAT J.C., FREYTET, P., (1978): Le pseudomicrokarst pédogologique: un aspect particulier des paléo-pedogènes développés sur les dépôts calcaires lacustres dans le tertiaire du Languedoc. C.R.Acad.Sc.Paris, 286, Sér.D: 1661-1664.
- POIGNANT, A. PUJOL, C. (1979): Les stratotypes du Bordelais (Bassin d'Aquitaine, France): Aquitanien et Burdigalien le "Sallomacien". Leur microfaune et leur position biostratigraphique. Ann.Géol.Pays Hellén. Tohe hors série, f. II, pp. 993-1001. VII th Int.Cong. on Med. Neogene. Athens, 1979.
- POMEROL, Ch. (1973): Stratygraphie et Paléogéographie. Ère Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). 269 p. Doin ed. Paris.
- PUEYO, J.J. (1978-1979): La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área: Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (provincias de Zaragoza y Tarragona). Revista del Inst. de Inv.Geol. de la Diputación de Barcelona. 33:5-56.

- PUIGDEFABREGAS, C. (1975): La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, nº 104. Nº extraordinario de la Revista Pirineos. 188 p. Jaca.
- QUIRANTES, J. (1969): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. Tesis Doct. Univ. de Granada, 117 p. Edic. Depto. Sed. y Suelos, C.S.I.C., Zaragoza
- QUIRANTES, J. (1978): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario Continental de Los Monegros. Institución "Fernando el Católico", nº 681. 207 p. Zaragoza.
- REINECK, H.E., SINGH, I.B. (1973): Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag. 439 p. Berlin-Heidelberg.
- RIBA, O., VILLENA, J. & QUIRANTES, J. (1967): Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe Chiprana (provincia de Zaragoza). Anal. Edaf. y Agrob. 26:617-634.
- RIBA, O. et al. (1971): Mapa Geológico de España, a escala 1/200.000. Síntesis de la cartografía existente. Memoria y Hoja nº 33 "Lérida". I.G.M.E., 31 p. Madrid.
- RIBA, O., REGUANT, S. (1981): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro. Libro Homenaje a J.M. Ríos (en prensa).
- RICCI LUCCHI, Franco (1980): Sedimentología. V.III (2ª ed.) 545 p. Cooperativa Libreria Universitaria Editrice Bologna. Bologna.
- ROBLES, S. (1974): Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes. Tesis Univ. Autónoma de Barcelona. Bellaterra, 436 p.
- ROBLES, S. (1975): Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque del Cardó y sectores adyacentes (provincia de Tarragona). Acta Geol. Hisp., 10:59-66.
- ROSELL, J., OBRADOR, A., ROBLES OROZCO, S. et al. (1973): Sedimentología del Mioceno del Vallès Occidental. Acta Geol. Hisp. 8:25-29. Barcelona.
- RUST, B.R. (1978): Depositional models for braided alluvium. In: Miall (ed.): Fluvial sedimentology, C.S.P.G., Memoir 5:605-626, Calgary, Alberta, Canadá.
- RYDER, R.T. FOUCH, I.D. ELISON, J.H. (1976): Early Tertiary sedimentation in the western Uinta Basin, Utah. Geol. Soc. Am. Bull. 87/4:496-512.

- SAMPELAYO, P.H., y BATALLER; J.R. (1944): Trionyx marini. Tortuga nueva del Oligoceno leridano. Not.y Com. del I.G.M.E., nº 13:3-11.
- SAVAGE, D.E. (1977): Aspects of Vertebrate Paleontological Stratigraphy and Geochronology. en Kauffman y Hazel (eds): Concepts and Methods of Biostratigraphy. pp. 427-442. Dowden Hutchinson & Ross Inc. Stroudsburg (Pennsylvania).
- SCHAFER, A., STAPF; K.R. (1978): Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. In: Matter and Tucker (ed): Modern and ancient lake sediments. Spec.Publ.int.Ass. Sediment. (1978). 2:83-107. Blackwell Scientific Publications. Oxford, London, Melbourne.
- SCHÖTTLE, M., MÜLLER, G. (1968): Recent carbonate sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance) Germany. p.148-156. In: G.Müller and G. Friedmand (eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer Verlag. Berlin.
- SCHRIEL, W. (1929): Der Geologische Bau der Katalonischen Küstengebirge zwischen Ebromündung und Ampurdan. Abh. Gesell. Wiss.Göttingen.Math-Phys.Kl., 14:62-141.
- SCHUMM, S.A. (1981): Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. In: Ethridge y Flores (eds.): Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. SEPM Special Publication nº 31:19-30. Tulsa, Oklahoma.
- SEGURET, M.(1970): Etude tectonique des Nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Tesis Montpellier. Publications USTELA. 1972. Montpellier.
- SIMON, J.L. (1981): Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. Teruel, 65:195-109. Teruel.
- SLATER, M.J. (1977): The Oligo-Miocene fluvial molasse sediments of the northern Ebro Basin, Spain. Tesis universidad de Cambridge. (inérita) 199 + 38 p.
- SMITH, A.G., BRIDEN, J.C. (1977): Mesozoic and Cenozoic Paleogeographic Maps. University Press, Cambridge, Earth Sciences Series. London, New York. Melbourne.
- SOLE DE PORTA, N., DE PORTA, J. (1979): Contribución a la palinología del Oligoceno en la región de Calaf (Barcelona). Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís, t. 14 (1979); 351-353. Barcelona.

- SOLE SABARIS, L. (1980): Mapa geológico de España a escala 1/200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Memoria y Hoja nº 34. "Hospitalet". I.G.M.E. 38 p. (2ª ed.).
- SOLE SABARIS, L., RIBA, O., MALDONADO, A., QUIRANTES, J., VILLENA, J. & GARRIDO, A. (1972): Mapa Geológico de España a escala 1/200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Memoria y Hoja nº 41 "Tortosa". I.G.M.E. 45 p.
- SOLE SABARIS; L., SOLE SUGRAÑES, L., CALVET, J. & POCIVI, A. (1975): Mapa Geológico de España, a escala 1/50.000. Memoria y Hoja nº 417. "L'Esplugu de Francolí". MAGNA. I.G.M.E. Madrid.
- SPACKMAN, W., RIEGEL, W.L., DOLSEN, C.P. (1969): Geological and biological interactions in the swamp-marsh complex of Southern Florida. In Dapples y Hopkins (eds): Environments of coal deposition: Geol.Soc.Amer.Spec.Paper, 114:1-35.
- SRNIVASAN, M.S., KENNET; J.P. (1981): A review of Neogene Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy: Applications in the Equatorial and South Pacific. SEPM, Special Publication nº 32, pp. 395-432.
- STANLEY, K.O., SURDAN, R.C. (1978): Sedimentation on the front of Eocene Gilbert-type deltas, Washakie Basin, Wyoming. J.Sed.Petrol: 48(2):557-573.
- STANLEY (1973): Citado en SAVAGE, 1977.
- STAUB; J.R., COHEN, A.D. (1979): The Sunggedy Swamp of South Carolina: a backbarrier estuarine coal forming environment. J.Sed.Petrol., 49:133-144.
- STEININGER, F.F. (1983): Working Group on the Paleogene-Neogene Boundary. Viena, January, 1983.
- STURM, M., MATTER, A. (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: Matter y Tucker (eds.): Modern and Ancient Lake Sediments. I.A.S. Special Publication nº 2:147-168.
- SURDAM, R.C., STANLEY, K.O., (1979): Lacustrine sedimentation during the culminating phase of Eocene Lake Gosuete, Wyoming (Green river Formation). Geological Soc. of Am.Bull., Part I, 90:93-110.
- SURDAM, R.C., WOLFBAUER, C.A., (1975): Green River Formation, Wyoming: A Playa Lake Complex. Geol.Soc.Am.Bull., 86/3: 335-345.

- TAPONNIER, P. (1977): Evolution tectonique du système alpine en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull.Soc.Géol.Fr., 19:437-460.
- TERLECKY, P.M. (1974): The origin of a late Pleistocene and Holocene marl deposit. J.Sed.Petrol., 44:456-465.
- THALER, L. (1962): Premiers résultats d'une recherche systématique des dents de Rongeurs par lavage de marnes de l'Oligocène en Bas Languedoc. C.R.Som.Soc.Géol.Fr., 10: 315. Paris.
- THALER, L. (1966): Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. Mém.Mus.Nat.Hist. Nat. Paris (C), 27:1-284. Paris.
- TORRAS, A. (1975): Sedimentología de los limos yesíferos de la Depresión Media del Ebro. Tesis doctoral. 2 vols. Fac. de Geología. Univ. de Barcelona, 220 p.
- TREESE, K.L., WILKINSON, Br.H. (1982): Peat-marl deposition in a Holocene paludal-lacustrine basin-Sucker Lake, Michigan. Sedimentology, 29:375-390.
- TRUC, G. (1978): Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment the Ludian (Paléogène) of the Mormoiron basin, southeastern France. In: Matter y Tucker (ed.): Modern and ancient lake sediments. Spec.Publ.int.Ass. Sediment. (1978) 2:189.203. Blackwell Scientific Publications Oxford, London, Melbourne.
- TURMEL, R.J., SWANSON, R.G. (1976): The development of Rodríguez Bank, a Holocene mudbank in the Florida reef tract. J.Sed.Petrol. 46(3):487-518.
- VEGAS, R., FONTBOTE, J.M., BANDA, E. (1980): Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. Proc.Symp.: "Evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas". Europ Geophy.Soc.Viena, 1979, p. 109-128. Madrid.
- VIALARD, P., (1979): La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. C.R.Acad.Sc.Paris, Sér.D. 289:65-68. Paris.
- VIALARD, P. (1980): Les Ibérides (Chaînes Ibérique et Catalane): interpretation de la fracturation majeur finio-oligocène. C.R.Acad.Sc.Paris. sér. D. 291:873-876. Paris.
- VIANEY-LIAUD, M. (1979): Evolution des Rongeurs à l'Oligocène en Europe occidentale. Paleontographica, Abt.A 166:136-236. Stuttgart.

- VIANEY-LIAUD, M., HARTENBERGER, J.L. (1982): Biochronologie du Paleogene d'Europe. Essai de correlation. Coll.sur. l'evolution. Dijon.
- VIDAL, L.M., DEPERET, Ch. (1906): Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña. Mem.R.Acad.Cienc.Art.Barcelona, 3ª sér. 5(19):311-345.
- WEBB, J.E., WALLWORK, J.A. & ELGOOD, J.H.: Guide to living reptiles. McMillan, London, Crocodiles: pp. 64-75.
- WEIMER, R.J. (1978): Deltaic and Shallow marine sandstones: sedimentation, tectonics and petroleum occurrences. AAPG Continuing Education. Course note series 2:167. 5ª ed.
- WETZEL, R.G. (1970): Recent and postglacial production rates of a marl lake. Limnology and Oceanography, 15(4): 491-503.
- WETZEL, R.G. (1981): Limnología. 679 p. Ediciones Omega S.A. Barcelona.
- WHELAN, III, Th., ROBERTS, M. (1973): Carbon isotope composition of diagenetic carbonate nodules from freshwater swamp sediments. Journal of Sed.Petrol., 43(1):54-58.
- WILLIAMS, R.Ch. (1975 a): Fluvial deposits of Oligo-Miocene of the Southern Ebro Basin, Spain. Thesis University of Cambridge. 220 + 37 p.
- WILLIAMS, R.Ch. (1975 b): Channel deposits in the Southern Ebro Basin. In: RIBA et al.: Livret Guide de l'Excursion nº 20 du IXe. Congrès International de Séd. Nice. pp. 75-84.

## ADICION A LA BIBLIOGRAFIA

- MORGAN, J.P. (1970): Deltaic sedimentation. Modern and ancient. SEPM, Special Publication nº 15, 312 p. Tulsa (Oklahoma).



(F) A N E X O S



I) CONTENIDO PALEONTOLOGICO DE LAS MUESTRAS DE INTERES

PERFIL DE BALLOBAR (LB)

Bot-2

Ballobar-10

Chara microcera

Stephanochara ungeri

Nitellopsis (T.) meriani

Chara notata

--

--

Pinus tipo diploxylon

Bot-3

Chenopodiaceae-Amaranthaceae

Nitellopsis (T.) meriani

--

"Leuciscus" pachecoi

Chara microcera

Leuciscinae

BARRANCO DE EL CAMPILLO

Ballobar-12

Chara microcera

Stephanochara ungeri

Chara notata

Chara microcera

--

Rhodanomys nova sp.

Camposines-3

Miodyromys nova sp.

Chara microcera

Ballobar-21

Stephanochara sp. (indet.)

Miodyromys nova sp.

Camposines-9

Ballobar-22

Chara microcera (ab.)

Pinus sp.

Hornichara lagenalis

PERFIL DE BOT (LBo)

PERFIL DE LES CENDROSES (LLC)

Bot-1

Les Cendroses-1

Rhabdochara praelengeri

Nitellopsis (T.) meriani

Chara sp. (ornamentada)

Nitellopsis sp.

Nitellopsis (Tectochara) meriani

## PERFIL DE COLL D'EN GRAU

Coll d'en Grau 1 y 2Nitellopsis (T.) merianiLamprothamnium priscum

## PERFIL DE CORBERA

Corbera-1Lamprothamnium (?) sp.

--

"Leuciscus" sp.Corbera-2Chara cf. notataCorbera-4Nitellopsis (T.) meriani

## PERFIL DE ERMITA DE BERRUS (LEB)

LEB-1"Leuciscus" cf. papyraceusLEB-2Chara microceraLEB-3Nitellopsis (T.) merianiLEB-4Pinus tipo diploxylonOleaceae cf. PhillyreaLEB-5Nitellopsis (T.) merianiSphaerochara ulmensisLEB-6Nitellopsis (T.) merianiLEB-7

Leuciscinae

## PERFIL DE FRAGA (LF)

LF-1Nitellopsis (T.) meriani

--

"Leuciscinae"LF-2Nitellopsis (T.) meriani

--

Eucricetodon aff. dubiusEomys aff. majorLF-3"Leuciscus" cf. papyraceusLF-5Nitellopsis (T.) merianiHornichara lagenalisLF-6"Leuciscinae"

LF-7  
=====Lamprothamnium sp.Stephanochara ungeriNitellopsis (T.) merianiLF-8  
=====Pinus sp.

PERFIL DE LA CUESTA DE FRAGA (LFW)

LFW-2  
=====

Espora trilete con escultura psilada

Inaperturopollenites sp.

Palmae

Compositae

LFW-3  
=====

Polypodiaceae

Pinus tipo diploxylonBetulacf. Acer

Gramineae

Angiospermae

LFW-4  
=====Sphaerochara sp.Nitellopsis (T.) merianiHornichara lagenalis

--

Pinus tipo diploxyloncf. SalixTilia

cf. Sapotaceae

Rosaceae

Labiatae

Chenopodiaceae-Amaranthaceae

--

Eucricetodon huerzeleriEomys aff. majorIssiodoromys pseudanaemaLFW-5  
=====QuercusAlnuscf. SalixEngelhardtiaCeratonia cf. siliqua

Moraceae

Myrica

Ericaceae

Rubiaceae

CistusRhamnus tipo

Gramineae

Linum cf. sufruticosum

Umbelliferae

Compositae

TyphaLFW-6  
=====Rhodanomys nova sp.Peridyromys murinus

--

"Leuciscus" cf. pachecoiLFW-7  
=====Stephanochara berdotensisChara notata

--

Miodyromys nova sp.

--

Leuciscinae

FW-8Stephanochara berdotensisChara notataFW-9Stephanochara berdotensisSphaerochara sp. (indet)

--

"Leuciscus" cf. pachecoiFW-10Stephanochara berdotensisChara microcera

--

"Leuciscus" cf. pachecoiFW-11Rhodanomys nova sp.Miodyromys nova sp.FW-12LeuciscinaeFW-13Leuciscus sp.

SECTOR DE GANDESA

Gandesa-2Nitellopsis (T.) merianiRhabdochara cf. praelengeriGandesa-3Eucricetodon huberiPseudocricetodon montalbanensisEomys zitelliGliravus aff. tenuisArchaeomys (A.) majorIssiodoromys aff. minor

PERFIL DE GRANJA D'ESCARP

LGE-8"Leuciscus" aff. pachecoiLGE-10Chara microceraSphaerochara sp.

--

"Leuciscus" cf. papyraceus"Leuciscus" cf. pachecoi

PERFIL DE MEQUINENZA (LM)

LM-1Chara microceraStephanochara berdotensisSphaerochara sp.

PERFIL DE MINA DEL PILAR (LMP)

LMP-1Eucricetodon aff. huberiLMP-2Eucricetodon aff. huberi

--

Esporas trilete con escultura

psilada

Pinus sp.

LMP-3Eucricetodon aff. huberiEucricetodon aff. dubiusPseudocricetodon sp.Eomys aff. majorGliravus aff. tenuisMicrodyromys praemurinus

--

Esporas trilete con estultura psilada

Pinus tipo diploxyloSalicaceae: Cf. Populus

Angiospermae indet.

PERFIL DEL MONTMENEU (LMO)

LMO-6Stephanochara ungeri-berdotensisLMO-12Stephanochara ungeriChara microceraChara notata

PERFIL DE LA POBLA DE MASALUCA (LPM)

LPM-1Pinus tipo diploxylo

Gramineae

LPM-2cf. SphagnumPinus tipo diploxyloPinus tipo haploxyloPinus sp.cf. Quercuscf. PopulusLPM-3Pinus tipo diploxyloTiliaLPM-4Pinus tipo diploxylo

Angiosperma indet.

LPM-5Pinus tipo diploxyloLPM-6Pinus tipo diploxyloQuercusAcer

PERFIL DE RIBARROJA (FR)

FR-1Nitellopsis (T.) merianiRhabdochara praelengeriFR-3Nitellopsis (T.) merianiChara sp. indet.FR-6Lamprothamnium sp.Chara microcera

SECTOR DE TORRE DEL COMTETorre del ComteEucricetodon aff. huberiEucricetodon aff. dubiusPseudocricetodon aff. montalbanensisEomys majorPlesiosminthus aff. promyarionPERFIL DEL TORRENTE DE CINCA (FGR)FGR-1Nitellopsis (T.) merianiChara microceraFGR-4Eucricetodon nova sp.Eomys sp. (aff. major)FGR-7Nitellopsis (T.) merianiChara microcera

--

Eucricetodon nova sp.Eomys sp. (aff. major)FGR-18Eucricetodon praecursor-collatusFGR-19Sphaerochara sp.FGR-22Sphaerochara sp.Chara microceraFGR-23Nitellopsis (T.) merianiSphaerochara sp.Hornichara lagenalisFGR-43 aSphaerochara sp.FGR-43 bLamprothamnium sp.FGR-47Lamprothamnium sp.Chara microceraSphaerochara ulmensisFGR-48Chara microceraFGR-56Sphaerochara sp.FGR-63Chara sp.FGR-68Stephanochara berdotensisChara microceraNitellopsis (T.) merianiSphaerochara sp.

--

Rhodanomys schlosseri schlosseriPeridyromys murinusMiodyromys nova sp.

## PERFIL DE VAL DE VALDECANELLES (LVV)

LVV-11Nitellopsis (T.) merianiChara notataLVV-12"Leuciscus" aff. papyraceus

## PERFIL DE VELILLA DE CINCA (LVC)

LVC-1Sphaerochara sp.

-.-

LeuciscinaeLVC-3Stephanochara berdotensisChara microceraChara notataSphaerochara ulmensisLVC-5Nitellopsis (T.) merianiStephanochara berdotensisChara microcera

-.-

Peridyromys murinusMiodyromys nova sp.LVC-24, 31 y 39Stephanochara ungeri-berdotensisChara notataChara microcera

II) ELABORACION DE LOS GRAFICOS DE DISTRIBUCION DE LOS NIVELES DE LIGNITO EN EL AREA DE MEQUINENZA

Para la elaboración de estos gráficos se contó con la ayuda del Dr. J.J. PUEYO, el cual aplicó a los datos con que se contaba (ver cuadro al final de esta exposición) un programa ya previamente utilizado en sus estudios sobre la sedimentación actual en las lagunas salinas de Los Monegros.

Fué utilizado un microcomputador SINCLAIR Z X 81, programado con lenguaje "basic". Los datos fueron introducidos en una matriz B (22,32) mediante la utilización de coordenadas numéricas aproximadas, establecidas a partir de un sistema de referencia que se ajustaba a las dimensiones de la matriz. Una vez introducidos los datos, el microcomputador desarrolló el cálculo iterativo de los 22 x 32 valores de la matriz, ajustándose a las siguientes condiciones:

- 1) Los elementos de referencia (datos introducidos en cada punto en el que se emplazaba un sondeo) no fueron recalculados.
- 2) Se calcularon las distancias a los puntos de referencia y, de los ocho existentes, se seleccionaron los seis situados a distancias menores.
- 3) A partir de los valores de referencia seleccionados, se calcularon los valores asignables a cada punto, por tendencia basada en el cuadrado de la distancia.

A partir de los resultados obtenidos, el microordenador imprimía la matriz, a partir de la cual era posible establecer las isolíneas.

SONDEO DE ENADIMSA	COORDENADAS	NUMERO DE NIVELES DE LIGNITO	Nº DE NIVELES DE LIGNITO DE POTENCIA MAYOR O IGUAL A 20cm	PORCENTAJE DE CARBONATOS SOBRE EL TOTAL DEL ESPESOR DE LA COLUMNA
S - 1	(14-23)	72	8	88,5 %
S - 2	(13,2)	33	6	43 %
S - 3	(3, 26)	42	4	58,5 %
S - 4	(15, 9)	58	7	76,5 %
S - 5	(6, 3)	11	1	28,5 %
S - 6	(17, 16)	97	14	87 %
S - 7	(11-16)	70	9	58,5 %
S - 8	(2, 13)	20	5	20 %

III - I N D I C E D E G R A F I C O S

## ESQUEMAS

- A) Situación del área de estudio
- B) Esquema estructural de los sectores central y oriental de la Cuenca del Ebro. Configuración de la base del Terciario.
- C) Esquema geológico del Terciario del sureste de la Cuenca del Ebro.
- C') Esquema crono-litostratigráfico sintético-leyenda del esquema geológico del Terciario del sureste de la Cuenca del Ebro.
- D) Situación de perfiles, localidades puntuales y cortes geológicos.
- E) Ensayo de correlación litoestratigráfica de las formaciones lacustres carbonatadas del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro.
- F) Distribución de los vectores de paleocorrientes de las facies fluviales del sistema deposicional Matarranya-Guadalope.
- G) Distribución de los niveles de lignito en el área de Mequinenza y su relación con las facies carbonatadas.
- H) Cortes geológicos esquemáticos.
- I) Esquema de la evolución paleoambiental del área estudiada.

## CUADROS GENERALES:

- I) Equivalencias de las unidades definidas en el área de estudio.
- II) Biozonación mediante carófitas de las formaciones del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. Determinaciones sistemáticas de M. Feist.
- III) Esporomorfos: Distribución de los taxones reconocidos en las formaciones Oligo-miocénicas del SE de la Cuenca del Ebro. Clasificación de Núria Solé.
- IV) Biozonación mediante mamíferos del tránsito Oligo-Mioceno en el SE de la Cuenca del Ebro. Determinaciones sistemáticas de J. Agustí.
- V) Ensayo de correlación de las biozonas locales de micro-mamíferos con las escalas de biozonación de niveles de referencia paleomastológicos del Oligoceno europeo y las biozonaciones generales marinas.

## PANELES DE CORRELACION (ver esquema D para situación de perfiles de referencia)

- I) Correlación de perfiles según una orientación N-S desde Ballobar a Corbera-Gaeta.
- II) Correlación de perfiles según una orientación N-S desde el Sondeo-5 a Les Camposines.
- III) Correlación de perfiles según una orientación E-W desde el Sondeo-8 al Sondeo-6.
- IV) Correlación de perfiles según una orientación E-W desde Les Camposines a Bot-Les Cendroses.

PERFILES A ESCALA 1/500: Ordenación alfabética. Situación indicada en Esquema D.

- 1) Almatret
- 2) Ballobar
- 3) Bot
- 4) Camposines (Les)
- 5) Cendroses (Les)
- 6) Corbera
- 7) Ermita del Berrús
- 8) Ermita del Pilar
- 9) Fraga.
- 10) Fraga W
- 11) Granja d'Escarp (La)
- 12) Mequinenza
- 13) Mina del Pilar
- 14) Montmeneu
- 15) Pobla de Masaluca
- 16) Ribarroja
- 17) Torrente de Cinca
- 18) Val de Valdecanelles
- 19) Velilla de Cinca

## PERFILES DE DETALLE Y ESQUEMAS SEDIMENTOLOGICOS

Fig. 1 a 24: Perfiles de detalle de los distintos tipos de sucesiones diferenciadas.

Fig. 25: Relaciones de las facies reconocidas en una sucesión predominantemente carbonatada con desarrollo de niveles de carbón.

Fig. 26: Relaciones de las facies reconocidas en una sucesión predominantemente carbonatada con desarrollo de niveles de carbón.

Fig. 27: Relaciones de las facies reconocidas en una sucesión predominantemente carbonatada con desarrollo de niveles de litofacies evaporíticas.

Fig. 28: Geometría de los litosomas arenosos característicos de llanura aluvial deltaica (s.l.)

Fig. 29: Relación entre los depósitos de canales expansivos y los de zonas lacustre-palustres sometidas a la progradación o influencia de los dispositivos deposicionales terrígenos.

Fig. 30: Geometría y características sedimentológicas de un canal distributivo.

Fig. 31: Geometría y características sedimentológicas de una posible barra de desembocadura o crevasse.

Fig. 32: Geometría y características sedimentológicas de una posible sucesión de barra de desembocadura y canal distributivo.

Fig. 33: Geometría y características sedimentológicas de una sucesión de barra de desembocadura o depósitos de crevasse y canal distributivo.

Fig. 34: Geometría y características sedimentológicas de una sucesión de barra de desembocadura y canal distributivo.

- Fig. 35: Geometrías características de los depósitos deltaicos.
- Fig. 36: Cuerpo arenoso multiepisódico fuertemente excavado y con acreción vertical (tipo III).
- Fig. 37: Cuerpos arenosos con acreción lateral (tipo IV).  
a) Superposición erosiva de dos cuerpos de tipo IV.  
b) Cuerpo arenoso de tipo IV.  
c) Superposición de cuerpos arenosos de tipo IV.
- Fig. 38: Superposición de cuerpos arenosos fluviales de tipo III y IV.
- Fig. 39: Cuerpo arenoso fluvial de tipo III
- Fig. 40: Esquema interpretativo de la estructuración del Sistema aluvial Matarranya-Guadalope.
- Fig. 41: Secuencia ideal de colmatación de un lago carbonatado somero y distribución ambiental de facies.
- Fig. 42: Procesos de diagenización temprana (pedogénesis palustre).
- Fig. 43: Relaciones secuenciales e interpretación de las litofacies carbonatadas lacustres.
- Fig. 44: Esquema interpretativo de la distribución paleoambiental de litofacies en áreas lacustres con generación de sedimentos carbonosos.
- Fig. 45: Esquema interpretativo de la distribución paleoambiental de litofacies carbonatadas en áreas lacustres con fuerte influencia de la vegetación macrófita.
- Fig. 46: Esquema interpretativo de la distribución paleoambiental de litofacies carbonatadas en áreas de lagos-playa evaporíticos.
- Fig. 47: Mecanismos de distribución de aportes terrígenos en un lago.

- Fig. 48: Esquema interpretativo de la distribución de los ambientes sedimentarios en las zonas lacustres marginales sometidas a influencia fluvial.
- Fig. 49: Evolución de los procesos sedimentarios y diagenéticos durante la colmatación de un lago somero bajo condiciones de relativa estabilidad del nivel freático.
- Fig. 50: Evolución de los procesos sedimentarios y diagenéticos durante la colmatación de un lago somero bajo condiciones de oscilación del nivel freático.
- Fig. 51: Esquema interpretativo de la configuración de los dispositivos deposicionales en el área estudiada.

#### DIAGRAMAS SECUENCIALES

- (a) Relaciones generales entre los diversos términos secuenciales reconocidos.
- (b) Sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas con frecuente desarrollo de carbón.
- (c) Sucesiones lacustres predominantemente carbonatadas con escaso desarrollo de carbón.
- (d) Sucesiones predominantemente carbonatadas de origen lacustre evaporítico.
- (e) Sucesiones de áreas lacustres estables
  - a) Predominantemente carbonatadas
  - b) Predominantemente arenosas.
- (f) Sucesiones lacustre-palustres predominantemente lutíticas.
- (g) Sucesiones de llanura aluvial lutítica distal con influencias evaporíticas y lacustres.
- (h) Sucesiones de llanura aluvial distal con influencia lacustre o evaporítica.

## L A M I N A S

I a IV: Especies de roedores fósiles reconocidas

V a VIII: Sucesiones de origen fluvial

IX y X: Sucesiones de origen deltaico

XI a XII: Geometrías deposicionales de los depósitos carbonatados lacustres

XIV a XXIX: Secciones pulidas y láminas delgadas de las principales litofacies.

**BIBLIOTECA DE GEOLOGIA**  
**Universitat de Barcelona-CSIC**

## **BIBLIOTECA DE GEOLOGIA**

Demaneu el material acompanyant

al taulell de préstec.

