

SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS LACUSTRES NEÓGENOS DE CASTRILLO DEL VAL (BURGOS) ESPAÑA¹

F. J. SÁNCHEZ BENAVIDES, G. ALONSO GAVILÁN y C. J. DABRIO*

RESUMEN. — En los sedimentos neógenos continentales del noreste de la Cuenca del Duero pueden distinguirse dos unidades litoestratigráficas informales que incluyen diez asociaciones de facies representativas de ambientes lacustres, deltaicos, palustres y fluviales. La Unidad 1 comprende depósitos margosos y yesoareníticos de ambiente lacustre salino, coronados por carbonatos palustres de agua dulce con repetidas superficies de pseudomicrokarst, indicativas de repetidas exposiciones subaéreas, debidas a las variaciones de nivel del lago. La Unidad 2 consiste en materiales lacustres margosos y limoso-carbonatados fosilíferos, relacionados con barras de desembocadura de distributarios deltaicos y, a techo, carbonatos palustres. Los principales controles sedimentarios que se han reconocido son: (1) el quimismo de las aguas, (2) las oscilaciones del nivel lacustre y (3) el escaso aporte de sedimentos siliciclásticos, en una región tectónicamente tranquila y con un clima con estaciones muy marcadas. Durante la sedimentación de la Unidad 2 la cuenca lacustre presentaba características de lago estratificado en las estaciones más secas, mientras que en las lluviosas adquiría condiciones abiertas como consecuencia del influjo de las aguas dulces de esorrentía.

Palabras Clave. — Sedimentología, Controles sedimentarios, Fluvial, Palustre, Lacustre, Deltaico, Neógeno, Depresión del Duero, España.

ABSTRACT. — Two informal lithostratigraphic units are proposed in the terrestrial Neogene deposits of the northeastern Duero Basin, including ten associations of sedimentary facies considered to be representative of lacustrine, deltaic, paludal and fluvial sedimentary environments. Unit I (the lower one) consists of marls and gypsarenites deposited in saline lakes, topped by shallow lacustrine (paludal) fresh-water carbonates with pseudomicrokarst surfaces indicative of repeated subaerial exposure due to water-level oscillations. Unit 2 is made up of lacustrine fossiliferous marls and carbonate silts, deposited near the mouth bars of tributary deltaic channels, overlaid by paludal carbona-

* Departamento de Geología (Estratigrafía), Universidad. 37071-Salamanca (España).

¹ Trabajo financiado por el Proyecto CICYT PR 84-1113 en el que participan los autores.

tes. The major sedimentary controls recognized in this tectonically-quiet area with semiarid seasonal climate are: (1) chemistry of lake waters, (2) lake-level fluctuations and (3) low siliciclastic input. At the time of deposition of Unit 2, the lake acted as stratified during dry seasons (or longer periods of time) but large inflows of fresh waters during rainy seasons changed it into an open lake realm.

Key Words.— Sedimentology, Controls of sedimentation, Fluvial, Paludal, Lacustrine, Deltaic, Neogene, Duero Basin, Spain

INTRODUCCIÓN

Los materiales continentales neógenos del borde nororiental de la Cuenca del Duero que afloran en los alrededores de Castrillo del Val (Burgos) (Fig. 1) se apoyan en discordancia sobre un zócalo Paleozoico y Mesozoico y, al igual que él, están afectados por fracturas tardihercínicas, organizadas en sistemas casi perpendiculares (NW-SE y NE-SW) cuyos saltos son relativamente pequeños pero delimitando un conjunto de bloques hundidos hacia el interior de la depresión del Duero.

En esta región la composición litológica de los sedimentos neógenos es uniforme: hacia el oeste son fundamentales margas, arcillas y calizas (que desaparecen hacia el norte), mientras que al sur y al este alcanzan cierta importancia las areniscas y arcillas. Un rasgo muy notable es la gran abundancia de restos fósiles de moluscos continentales, ostrácodos y foraminíferos que contienen y que los convierten en uno de los mejores yacimientos paleontológicos de la Cuenca del Duero, ya conocido desde antiguo (LARRAZET, 1894, 1896; ROYO GÓMEZ, 1922, 1926, 1929; SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1946, 1947; VALLE & SALVADOR DE LUNA, 1985; GONZÁLEZ DELGADO *et al.*, 1986).

A pesar de ello no se ha llevado a cabo ningún estudio estratigráfico ni sedimentológico que permita conocer las características de estos sedimentos y su historia sedimentaria. Los únicos datos con los que se contaba eran citas (recogidas por SÁNCHEZ BENAVIDES, 1987) más o menos aisladas e intentos de correlación con los sedimentos del centro y este de la Cuenca del Duero, apoyados en las semejanzas litológicas y en la posición topográfica (PORTERO *et al.*, 1982; TRUYOLS & PORTA, 1982; MEDIAVILLA, 1985).

Para remediar estas deficiencias se ha planteado una investigación cuyos objetivos fueron: establecer la estratigrafía del Neógeno en este área y proponer una interpretación sedimentaria coherente. De este modo se contará con más criterios a la hora de correlacionar los datos de este sector con los del resto de la Cuenca del Duero.

DESCRIPCIÓN DE LAS FACIES Y SECUENCIAS SEDIMENTARIAS

Aunque los sedimentos aflorantes muestran gran variedad y complejidad litológica se pueden diferenciar varias facies teniendo en cuenta: la litología,

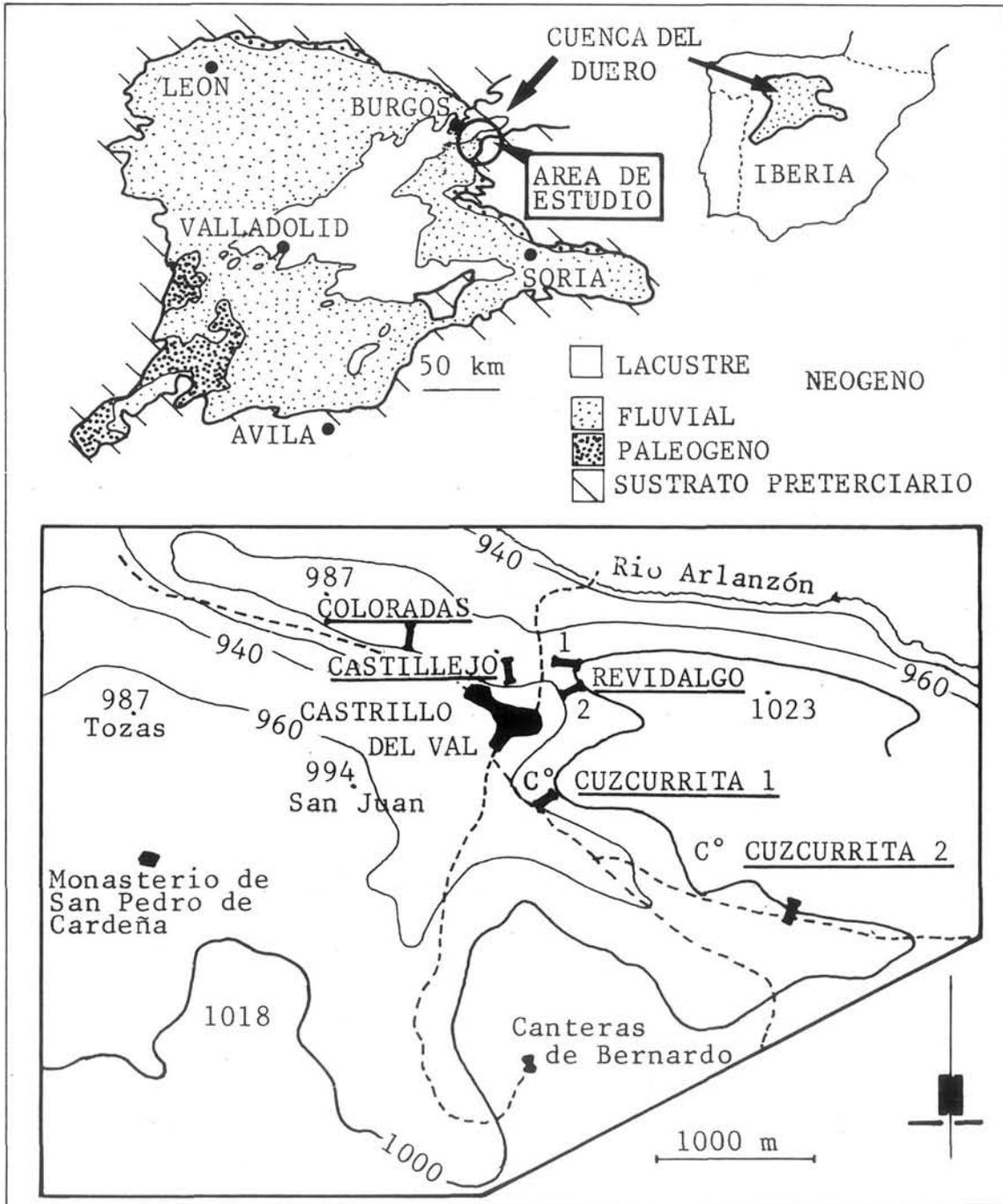


FIG. 1. Situación de la región estudiada en el conjunto de la Cuenca del Duero y detalle de los alrededores de Castrillo del Val para indicar la posición de las columnas levantadas.

FIG. 1. Location map of the study area in the Duero Basin and detail (below) of the sections measured near Castrillo del Val.

el color, la geometría, las secuencias de estructuras sedimentarias, las medidas de paleocorrientes, los restos fósiles y los rasgos postsedimentarios tempranos. En la descripción de los materiales siliciclásticos se ha seguido la nomenclatura y la interpretación de facies de MIALL (1977) mientras que para los carbonatados se adopta una modificación de las de MEDIAVILLA (1985) y ARMENTEROS (1986) recogiendo datos genéticos de FREYTET (1973 y 1984); ORDÓÑEZ & GARCÍA DEL

CURA (1977) y GARCÍA DEL CURA & ORDÓÑEZ (1982). Las características e interpretación de estas facies en las sucesiones estudiadas se resumen en la TABLA I.

TABLA I

FACIES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
Gt St Sp Sr Sm	gravas (G) o arenas (S) con estratificación cruzada en surco (t) o planar (p), laminación cruzada (r) o masivas (m)	Migración de <i>megaripples</i> de cresta curva (t) o recta (p), <i>ripples</i> de corriente (r) o depósito rápido en canales fluviales activos.
Fmr	lutitas masivas rojas	Depósito desde la suspensión en llanuras de inundación o en canales fluviales abandonados.
Fmn	lutitas masivas negruzcas	Decantación de terrígenos finos en ambiente salino o reductor, rico en materia orgánica.
Fly	lutitas laminadas yesíferas	Decantación en aguas lacustres con elevada concentración de sulfato cálcico
Y	yesoarenita laminada con granoselección	Redepósito de yeso por corrientes turbulentas en lagos someros (turbiditas diluidas).
Mb	margas blancas, poca fauna	Lacustre abierto, oxidante con variaciones de salinidad.
Mg	margas grises, ricas en fauna	Lacustre abierto, fondo reductor y poca energía.
Lc	limos «margoso-calcáreos» ricos en restos fósiles removidos	Sedimento carbonatado detrítico arrastrado por canales a la cuenca lacustre donde se depositó.
Mi	calizas micríticas	Lacustre subacuático (entre los límites de fluctuación del nivel lacustre) y rellenos de canales; sirven de sustrato para el desarrollo de Cr.
Bm	biomicritas y micritas con fósiles rellenando canales poco encajados	Canales que transportan sedimentos someros hacia zonas más profundas del lago.
Im	intramicritas y micritas con intraclastos	Redepósito de restos calcáreos disgregados por diversas causas (emersión, etc.).
Om ₁	oncomicritas en cuerpos canalizados	Precipitación de carbonato cálcico alrededor de restos esqueléticos en ambientes palustres
Om ₂	oncomicritas	y transporte por corrientes en los canales que los surcan.
Olc	oncolítico-«limoso calcáreas»	Depósitos residuales (<i>lags</i>) de canales fluviales carbonatados.
Cr	calizas con moldes de raíces	Edafización de calizas micríticas (Mi) en zonas vadosas palustres o de canales abandonados.
C	caliches y costras carbonatadas	Suelos palustres calcimorfos en clima semiárido

Estas facies sedimentarias suelen aparecer en grupos o asociaciones que se repiten con cierta constancia y que, en general, se reconocen con facilidad en los afloramientos lo cual permitió separar diez asociaciones características que registran la actuación de procesos en subambientes sedimentarios más definidos (Fig. 2) y TABLA II. Los diez tipos descritos pueden separarse en dos grandes grupos:

- a) Secuencias originadas en ambientes fluviales, y
- b) Secuencias originadas en ambientes en los que dominan las condiciones lacustres.

Los criterios empleados en la jerarquización de las facies son genéticos, ello implica que a veces, es necesario diferenciar dos subtipos con el fin de precisar los procesos generados de cada una de las facies.

TABLA II

TIPO	ASOCIACIÓN/SECUENCIA	INTERPRETACIÓN
SECUENCIAS FLUVIALES		
I	GT→St→Sm→C	Relleno canal activo con carga residual de gravas. Colonización posterior por vegetación y edafización o encostamiento.
II	Sp→Sr→Fmr	Relleno arenoso de canal activo con carga de arena.
III	Olc→Bm→Mi	Relleno de canal en ambiente carbonatado en áreas lacustres expuestas por descenso del nivel del agua.
IV	(a) Sm→Fmr (b) Sr→Fmr	Depósito rápido con baja energía: <i>crevasse-splay</i> . Depósito arenoso con corrientes débiles: diques (<i>levées</i>) y últimos episodios de relleno de canal abandonado.
SECUENCIAS LACUSTRES		
V	Mb→Mi(Cr)	Reducción periódica de la lámina de agua y progradación de ambientes palustres carbonatados que se edafizan.
VI	Mg/Mb→Fmn	Depósitos lacustres de aguas tranquilas, y oscilaciones del nivel lacustre pero sin emersión.
	(a) Mg/Mb→Om 1	Palustre a sublitoral de cierta energía con canalizaciones en las que se produce transporte de oncoides.
VII	(b) Mg/MMb→Olc (c) Mg/Mb→Bm	Idem, con transporte de restos fósiles en los canales.
VIII	Lc→Mg→Fmn	Aportes de carbonatos de grano fino, detríticos y fosilíferos (barras de desembocadura) al ambiente lacustre sublitoral de aguas no muy profundas.
IX	Om2→Im/Bm→Mi	Lacustre sublitoral a litoral energético, cercano a canales fluviales carbonatados que drenan áreas palustres.
X	→Fly	Lacustre salino abierto, no necesariamente muy profundos con corrientes turbulentas.

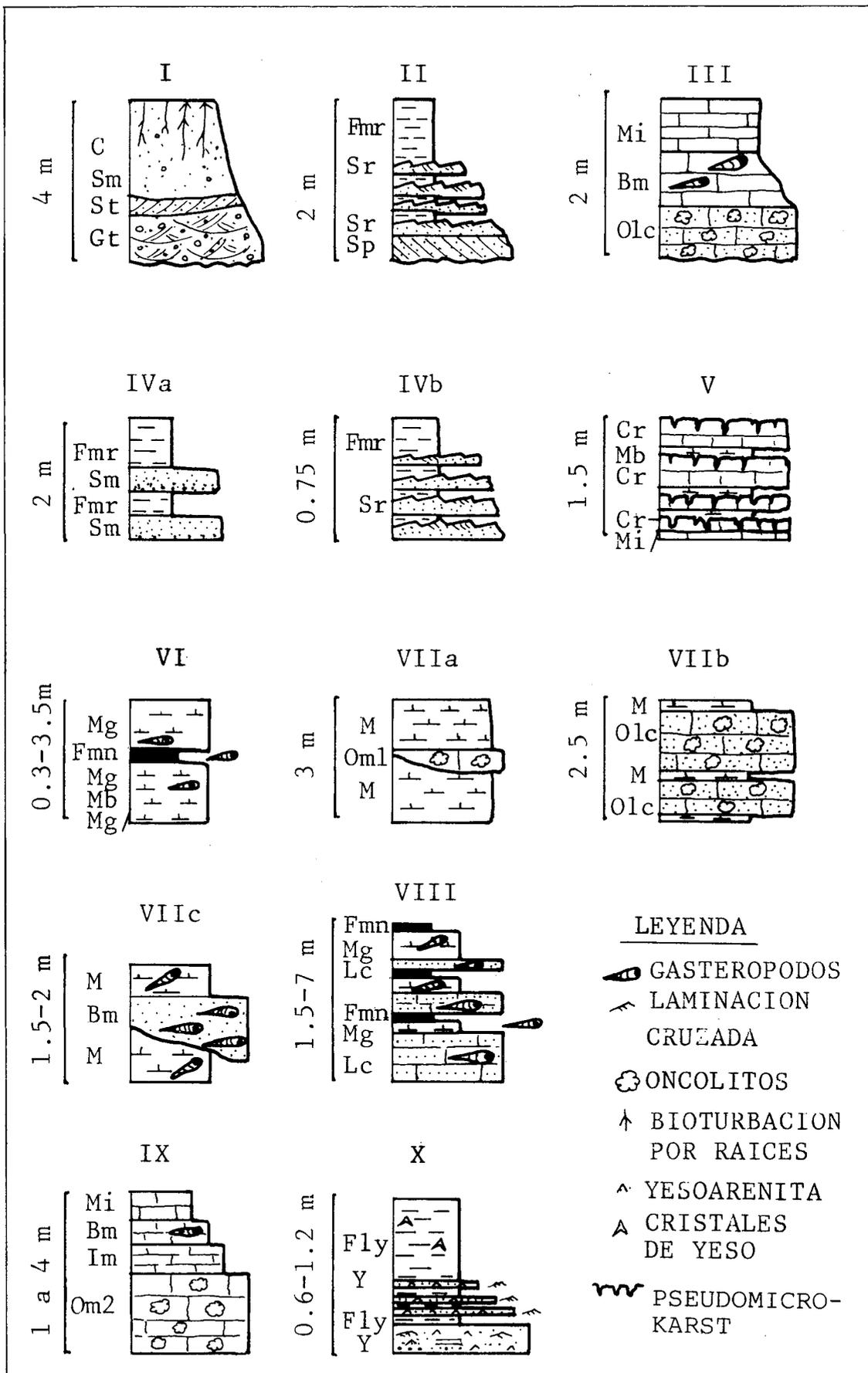


FIG. 2. Asociaciones características de facies. Explicación en el texto.

FIG. 2. Facies associations. See text for explanation.

UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS: RASGOS GENERALES E INTERPRETACIÓN GENÉTICA

El estudio de las asociaciones de facies en los diferentes afloramientos reveló que no se repetían en la vertical y que la curva de evolución ambiental y de nivel del agua, construida a partir de los datos interpretativos especificados en el apartado anterior, presentaba una tendencia regular con interrupciones apreciables (Fig. 3). Esto permitió establecer dos unidades litoestratigráficas informales. La Unidad 1 aflora sólo parcialmente en los alrededores de Castrillo del Val y por eso se ofrece sólo una interpretación general que deberá precisarse cuando se cuente con datos de una zona más extensa en la que analizar sus variaciones laterales. La Unidad 2, presente en toda la región, es la que constituye el objetivo central de este trabajo y a ella se dedica nuestra atención. Se exponen a continuación las características esenciales de ambas unidades:

Unidad 1

Constituye el muro de la columna estratigráfica general del área aunque sólo se localiza al norte. Se pueden diferenciar dos partes de distinta litología: la inferior, cuyo espesor visible es de 5 metros y que aflora siempre por debajo de la cota 935, sin que ello implique una rigurosa horizontalidad de las sucesiones, está formada por sedimentos margosos y yesíferos (Fig. 3).

Se presenta como una macrosecuencia estratodecreciente integrada por secuencias menores granodecrecientes constituidas predominantemente por la ordenación vertical de las facies Y y Fly en asociaciones del tipo X. Las capas de facies Y presentan secuencias de estructuras asimilables a secuencias incompletas de Bouma. En líneas generales, se interpreta como depósitos en la zona sublitoral de un lago poco profundo a lo largo de un talud con suave pendiente sedimentaria por la que fluían corrientes de turbidez de baja densidad desarrolladas en períodos de inundación ocasionados por grandes tormentas.

La parte superior de la Unidad 1 comprende entre 12 y 15 m. de sedimentos carbonatados, facies Cr y M, ordenadas en asociaciones del tipo V, que se sitúan en conformidad sobre los anteriores.

A techo de la macrosecuencia, y hacia el norte del área, se interdigitan sedimentos siliciclásticos de facies Gt, St, Sm, Fmr y C, organizados en secuencias del tipo I y IV.

Se interpreta como que la sedimentación tuvo lugar en zonas muy someras de las áreas marginales de un lago carbonatado de gradiente topográfico muy bajo, que quedaban expuestas periódicamente a causa de las oscilaciones del nivel del lago y que eran colonizadas por la vegetación. La propia naturaleza e inestabilidad del sistema palustre implica grandes variaciones locales de los subambientes sedimentarios. En estas áreas se encuentran canales fluviales rellenos por materiales siliciclásticos y, tras su abandono, también carbonáticos. Las paleocorrientes indican una dirección de aportes hacia el noroeste.

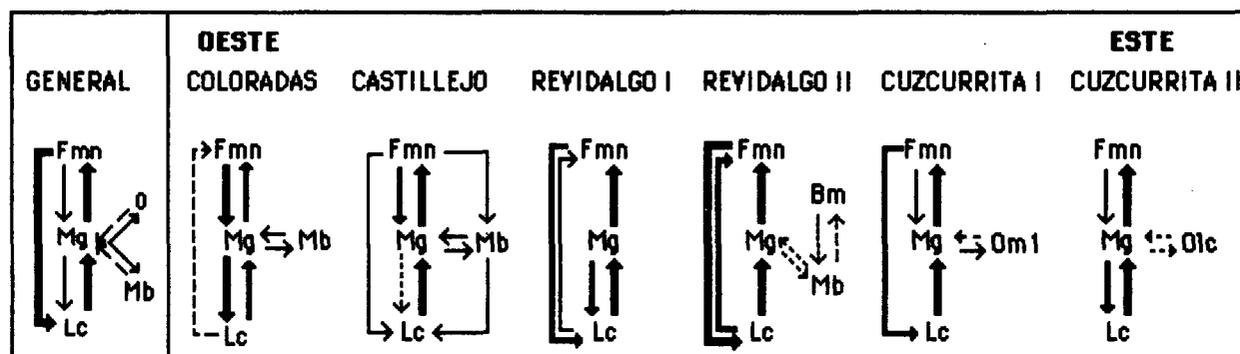


FIG. 4. Diagrama de frecuencias de asociaciones de facies deducidas del análisis de Markov para la parte baja de la Unidad 2 en las secciones levantadas y secuencias general resultante. El grosor de las líneas (gruesa a puntos) indica la disminución de la frecuencia relativa de las facies.

FIG. 4. Frequency diagram of facies associations as deduced from Markov's analysis for the lower part of Unit 2 in the measured sections, and resulting general sequence. Decreasing thickness of arrows (from thick lines to dots) indicates a diminution of the relative frequency of transitions.

Unidad 2

Aparece representada en las seis sucesiones levantadas (Fig. 5) fosilizando un pseudomicrokarst desarrollado sobre los sedimentos carbonatados de la Unidad 1. Presenta una gran variedad de litologías y contenido paleontológico que traducen diversos contextos paleoambientales. Se han diferenciado tres partes en las sucesiones. Las partes inferior y media incluyen, sobre todo, depósitos margo-arcillosos muy ricos en restos fósiles con abundantísimos individuos pertenecientes a unos pocos taxones (gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos). Hacia el este aparecen además materiales oncolíticos. Se disponen mayormente en asociaciones de tipo VI, VII y VIII. La parte superior, que constituye la coronación de la sucesión neógena por encima de la cota 975, es fundamentalmente calcárea, con facies Cr y Mb ordenadas en secuencias de tipo V que, hacia el sur, tienden a ser reemplazadas por las facies Om2, Im, Bm y Mi (integrando asociaciones del tipo IX) e intercalan, además, niveles de facies de origen fluvial (tipos II y VII b).

El estudio detallado de seis sucesiones ha revelado varios rasgos muy interesantes para la reconstrucción ambiental: los materiales se disponen en una megasecuencia estrato y granocreciente, integrada en realidad por macrosecuencias del mismo signo (Fig. 5), cuyo rasgo más llamativo es la ausencia o escasez de facies Lc (limos «margoso-calcáreos» ricos en restos esqueléticos transportados de organismos propios de aguas dulces) en la parte inferior de la sucesión y su espectacular aumento hacia la parte media sin que pueda concretarse un límite preciso entre ambas (Figs. 3 y 5). Pero estas dos partes muestran, además, otras diferencias.

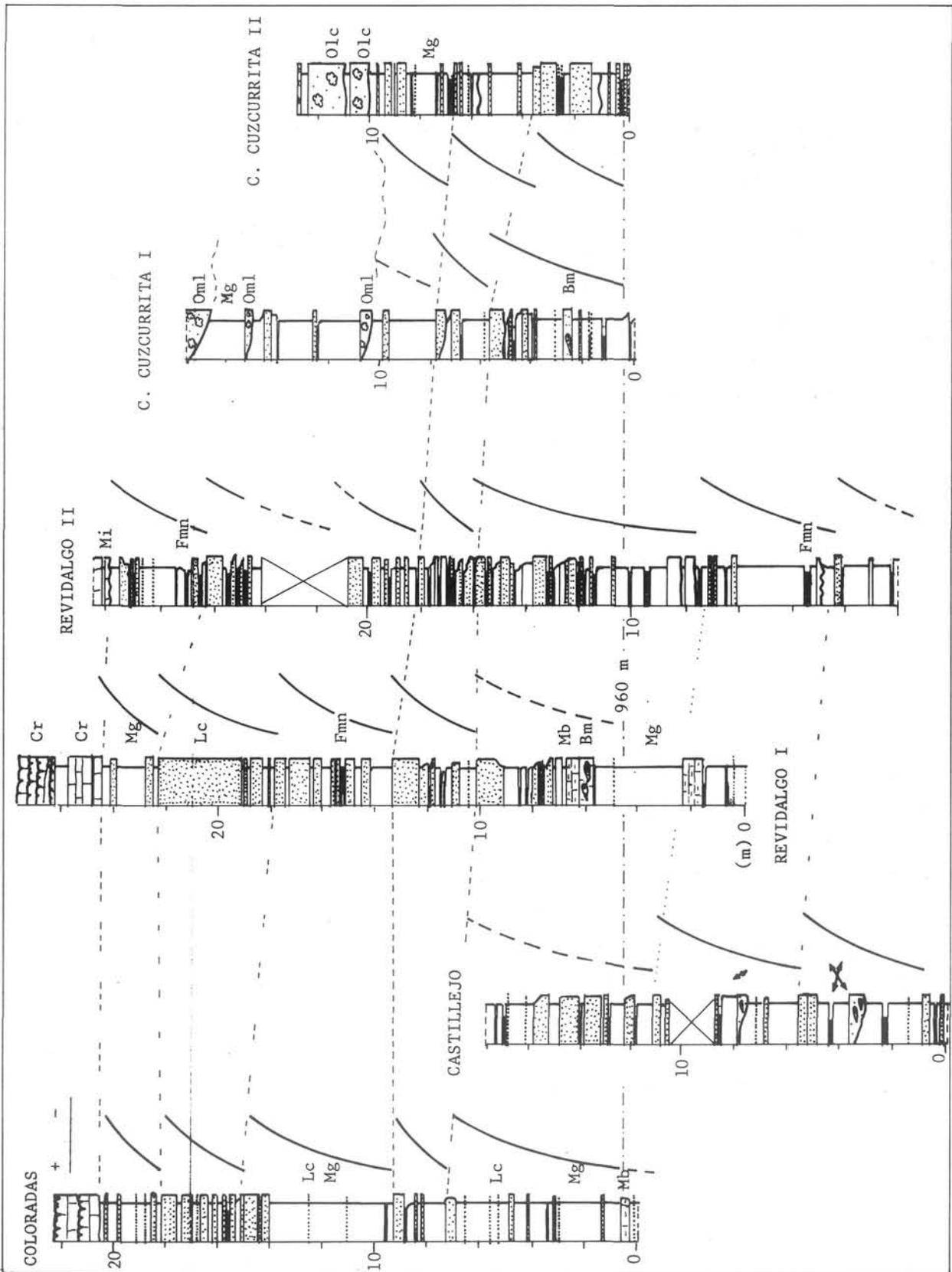


FIG. 5. Panel de correlación de las seis sucesiones levantadas en la Unidad 2, proyectadas sobre un plano vertical de dirección SE-NW, que muestra la secuencialidad general y las variaciones laterales de espesor y límites de las facies Lc.

FIG. 5. Correlation chart of the six sections measured in Unit 2, as projected on a vertical plane oriented SE-NW. Note the sequential character and the lateral changes of thickness and boundaries of facies Lc.

Tramo inferior

Se caracteriza por el predominio de las facies margosas, con transiciones dominantes [Mb→Mg→Fmn y Bm] dispuestas en asociaciones de tipos VI y VII c, y pasadas milimétricas o centimétricas de materiales de facies Lc que pueden pasar inadvertidas. Los análisis de Markov evidencian que la tendencia más frecuente es [Mg/Mb→Fmn/Bm] con la aparición local de las capas finas de Lc, como sucede, por ejemplo, en las columnas estratigráficas de Coloradas y Castillejo.

La fauna es muy abundante y está constituida por muchísimos individuos pertenecientes a taxones propios de aguas salinas o salobres (GONZÁLEZ DELGADO *et al.*, 1986; SÁNCHEZ BENAVIDES, 1987). En la macrofauna (gasterópodos) dominan los géneros *Potamides* e *Hydrobia*, relacionados con ambientes restringidos salobres, que se encuentran en niveles de acumulación lenticulares dentro de las facies margosas M. Entre estos niveles hay otros, relacionados con las finas pasadas de facies Lc y los sedimentos inmediatamente sobre ellas, cuya fauna es propia de aguas oligohalinas. Este carácter alternante de la salinidad no ha sido explicado satisfactoriamente en los trabajos anteriores.

Entre la microfauna predomina la asociación: *Cyprideis tuberculata*, *Quinqueloculina* sp. y *Nonion granosun*, propia de medios salinos o hipersalinos.

Tramo medio

Se accede a ella de un modo insensible pues no existe un límite definido, se caracteriza por asociaciones de facies de tipo VIII. Los análisis de Markov indican que la tendencia más frecuente es la [Lc→Mg→Fmn] con modificaciones locales (Fig. 4) que responden a cambios laterales en los ambientes sedimentarios. Así, hacia el sur y sureste se intercalan materiales oncolíticos (Om 1 y Olc) en asociaciones de tipo VII a y VII b.

Los materiales de facies Lc presentan límites erosivos en las sucesiones situadas al este de la zona estudiada y límites netos no erosivos o graduales en las del oeste.

El estudio paleontológico revela que, además de un número inferior de individuos, existen notables diferencias en la macrofauna con respecto a la de la parte inferior de las sucesiones. En efecto, la macrofauna (gasterópodos) está constituida por los géneros *Melanopsis*, *Theodoxus* y *Gyraulus*, ligados sobre todo a medios lagunares con aportes de agua dulce, es decir, menos salinos. En cuanto a la microfauna, la asociación consiste en *Darwinula stevensoni*, *Candona* sp., *Limnocythere* cf. *inopinata* y *Paralimnocythere rostrata*, y se considera típica de medios dulceacuícolas u oligohalinos. Así pues, los datos paleontológicos indican que durante el depósito de la Unidad 2 se produjo un cambio en las condiciones ambientales que dio lugar a modificaciones muy notables de las asociaciones tanto de macrofauna como de microfauna.

Otro interesante aspecto de la fauna fósil es su estado de conservación en relación con las facies en las que se encuentra. Los materiales de facies Lc contienen restos transportados, completos o fragmentados, de organismos dulceacuícolas, mientras que los sedimentos finos de facies Mg y Fmn situados inmediatamente encima de los anteriores contienen restos bien conservados de organismos de agua dulce, y el resto de las facies finas contiene fauna salina. A partir de esta observación se puede ofrecer una explicación genética a la alternancia de faunas de aguas salinas y dulces: en realidad dicha alternancia refleja sucesivas avenidas de agua dulce que arrastran consigo sedimentos limosos calcáreos, restos esqueléticos y organismos vivos desde las zonas palustres al lago adyacente con aguas de salinidad más elevada. Después de cada avenida decrece, por dilución, la salinidad de las aguas del lago y permite durante cierto tiempo la supervivencia de las comunidades oportunistas de individuos arrastrados con vida al fondo del lago. Luego la salinidad aumenta de nuevo e inhibe su actividad vital abriendo paso a las faunas salobres o salinas.

Rasgos semejantes se han observado en fondos marinos pobres en oxígeno a los que llegan corrientes de turbidez o desplomes cargados de sedimento, organismos y, sobre todo, oxígeno que permite la colonización temporal (FREY & SEILACHER, 1980; GARCÍA RAMOS, 1984).

El origen de estas avenidas periódicas se supone ligado a lluvias estacionales que provocan avenidas fluviales. Las riquezas en carbonatos y la escasez de siliciclásticos se debe a dos razones principales: a) la naturaleza calcárea de las áreas que drenaban y b) el efecto de pantalla adicional ejercido por la vegetación de las áreas palustres circundantes al lago.

Originalmente las diferencias entre estas dos partes de la sucesión nos llevaron a invocar una ruptura sedimentaria entre ambas, pues las tendencias de aparición de facies y las faunas eran diferentes y sugerían un cambio mayor de la paleogeografía. Sin embargo, cuando se intentó determinar la posición exacta de la supuesta ruptura se vio que no se encontraban ni criterios cartográficos ni cambios litológicos o texturales bruscos que permitieran justificarla y hubo que desechar la idea. Descartada la hipótesis de una ruptura sedimentaria, la solución más lógica era suponer que estos cambios se debían más bien a la influencia de los flujos de agua dulce que llegaban a la cuenca lacustre: primero de manera esporádica y con poca carga de sedimentos pero luego (hacia la parte media de la sucesión) con mayor intensidad, frecuencia y carga aportada.

Este cambio de punto de vista nos llevó a un estudio aún más detallado de estas partes de la Unidad 2, que reveló los datos siguientes:

a) no existen dos subunidades diferentes sino que se trata de una tendencia estrato y granocreciente en todas las sucesiones constituida por una superposición de macrosecuencias del mismo signo que se correlacionan bastante bien en las seis columnas (Fig. 5).

b) Las paleocorrientes deducidas de la elongación de los cuerpos canalizados y de las orientaciones de conchas alargadas de gasterópodos indican direcciones (pero, por desgracia, no sentidos) SE-NW o E-W.

c) El espesor de las capas y la organización de las facies de limos «margoso-calcáreos» (Lc) cambia regularmente en las columnas estudiadas. En general se adelgazan hacia el oeste y suroeste interdigitándose con los materiales margosos lacustres de facies Mg propios de lagos salinos cerrados. La morfología lenticular, las secuencias sedimentarias y las relaciones laterales de facies permiten interpretar estas cuñas de carbonatos detríticos como barras en la desembocadura de canales carbonatados que atravesaban las zonas palustres atribuidas a la llanura deltaica. Se trata, pues, de pequeños lóbulos deltaicos.

d) Este dispositivo explica, asimismo, el espesor variable y el tipo de límite de las facies Lc (erosivo en las zonas proximales y neto en las más alejadas) y las tendencias de las asociaciones de facies.

En líneas generales, la tendencia general de la megasecuencia del Tramo Medio es estrato y granocreciente en todas las sucesiones manifestándose en la sustitución vertical de las facies Mg y Fmn (facies lacustres de aguas tranquilas) por Lc y Om 1/Olc (facies lacustres de canales carbonatados). Sin embargo, a menor escala, se observan macrosecuencias de escala métrica (2 a 5 m) que también son estrato y granocrecientes (negativas) y que se manifiestan por el aumento progresivo de los materiales detríticos carbonatados Lc. Cada una de estas, a su vez, está formada por las secuencias granodecrecientes (positivas) elementales [Lc→Mg→Fmn] deducidas de los análisis de Markov.

La interpretación de estas secuencias de distinta magnitud revela la actuación de procesos de distinta escala y naturaleza. En orden creciente de importancia se puede deducir:

La secuencia granodecreciente elemental registra la llegada de un flujo de agua dulce, es de suponer que en forma de avenida o inundación relámpago (*flash flood*). Estas avenidas aportan sedimento limoso, restos esqueléticos e individuos vivos y depositan una capa detrítica, fosilífera, de base erosiva en las zonas proximales, neta en las distales e incluso gradual en las más alejadas, lo que explica en parte el cambio en las tendencias deducidas de los análisis de Markov de la serie de Coloradas que resultan ser granocrecientes [Fmn→Mg→Lc]. Pero las avenidas suponen también la llegada de un gran volumen de agua dulce que rebaja la concentración de las aguas del lago y permite la colonización temporal del fondo por organismos oligohalinos oportunistas, que perduran en tanto se recuperan las condiciones salobres o salinas de partida debidas a la estratificación de aguas, y que quedan bien conservados en el seno de las margas (Mg) y arcillas (Fmn).

Las macrosecuencias negativas se interpretan como debidas a repetidas progradaciones de la barra de desembocadura de modo similar al descrito en otros

deltas (KELLING & GEORGE, 1971; COLEMAN & WRIGHT, 1975; ELLIOTT, 1975). Se supone que, en condiciones habituales, el flujo era hipopícnico, pues las aguas salobres o salinas de la cuenca de recepción serían más densas que las del río, generando un chorro (*plume*) flotante de agua cargada de sedimento que daría lugar a depósito de los materiales detríticos en barras situadas relativamente cerca de las desembocaduras y a un abanico de facies más finas caídas desde la suspensión y de amplitud variable como sugirieron BATES (1953) y FISHER (1969). En nuestro caso, la disminución de tamaños de grano y el cambio de tipo de contacto inferior de las facies Lc se producen en distancias relativamente cortas, apoyando la hipótesis de dominancia del flujo hipopícnico. No obstante las grandes avenidas de aguas turbias, cargadas de sedimento en suspensión, debieron propiciar flujos temporales de tipo hiperpícnico pues las densidades del agua descargada y del agua de la cuenca serían más parecidas, lo cual permitiría el depósito de materiales más gruesos fosilíferos a mayor distancia de la desembocadura.

Considerando las sucesiones (Fig. 5) se aprecia que las levantadas en zonas teóricamente más proximales (por ejemplo, las del Camino de Cuzcurrita) muestran pocos depósitos de barra y de hecho los canales se encajan directamente en las facies margosas asimilables al prodelta. Por contra, en áreas algo más alejadas (por ejemplo, Revidalgo) se observan buenas secuencias de barra progradante. Este dispositivo sugiere la existencia de una zona de *by-passing* entre la desembocadura y las barras, lo cual sería indicativo de flujos hipopícnicos con dominio de la flotación que requieren cierta profundidad frente a la desembocadura y está de acuerdo con la interpretación de que las aguas de la cuenca serían salobres o saladas, pues para muchos autores (ELLIOTT, 1986) el flujo hipopícnico es exclusivo de deltas marinos.

Cada macrosecuencia acaba bruscamente a techo y está seguida de un episodio margoso que representa el abandono temporal de la barra o, al menos, la disminución brusca de su actividad sedimentaria. Es natural preguntarse si se trata de la repetición del proceso a cargo de una misma barra o si, por el contrario, existe una superposición de varias. En nuestro caso, las columnas levantadas se sitúan en una dirección relativamente paralela y en posición marginal respecto a la elongación de la barra, según se deduce de los escasos indicadores de paleocorrientes (tres medidas de cuerpos canalizados) y de la evolución de facies (Fig. 6). Ello, unido a que el área estudiada no es muy extensa en dirección transversal a las paleocorrientes, parece apoyar la idea de que se trata de repetidas progradaciones y retrocesos de la misma barra. Según esto, es lógico pensar que las migraciones están impuestas por oscilaciones del nivel del agua lacustre: las progradaciones se producen durante etapas de nivel del agua estable o en ligero descenso mientras que los abandonos seguidos de sedimentación margosa corresponden a expansiones lacustres originadas por ascensos de nivel.

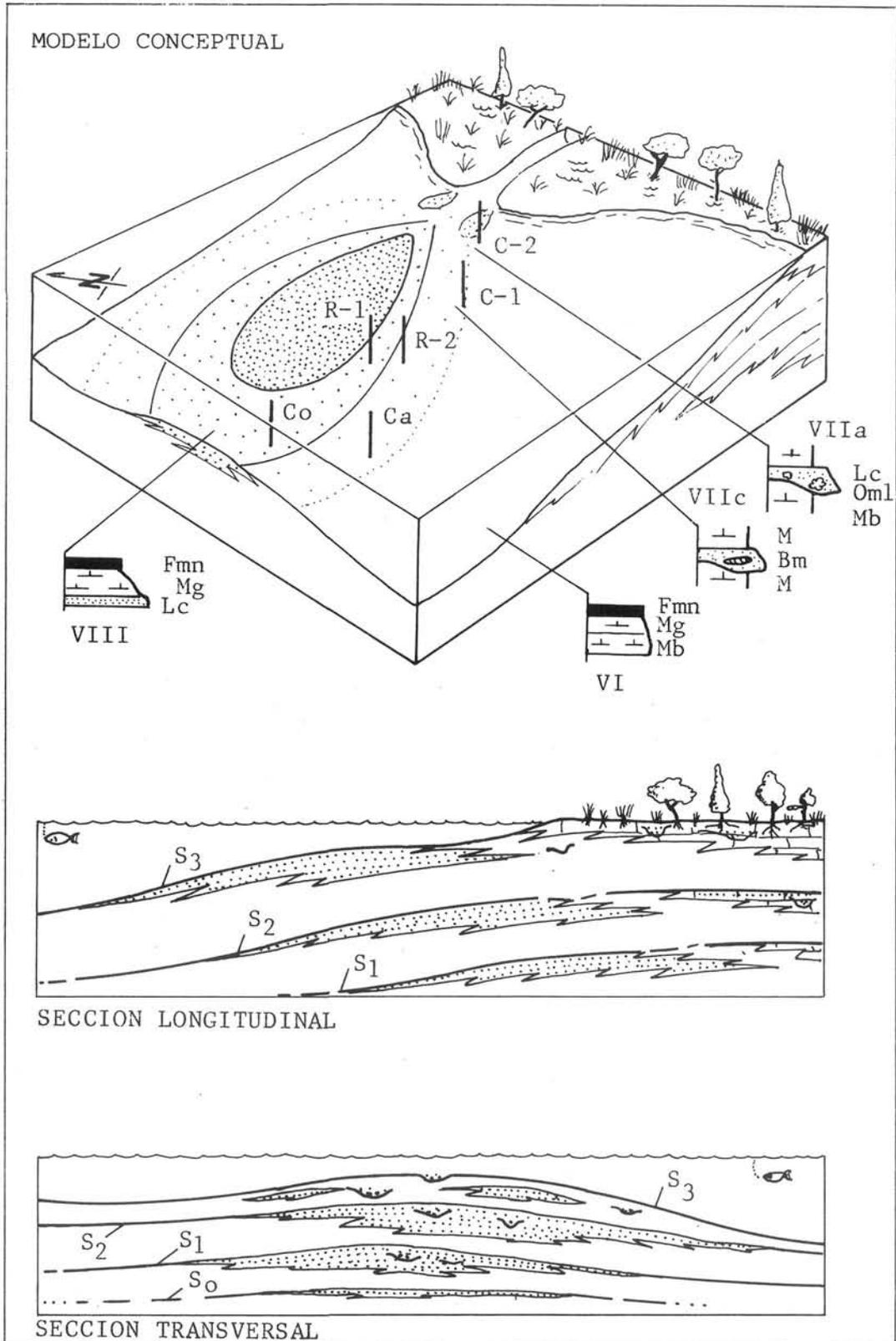


FIG. 6. *Bloque diagrama esquemático que ilustra la interpretación propuesta para la Unidad 2, la situación hipotética de las columnas en el modelo sedimentario (C. Camino de Cuzcurrita, R. Revidalgo, Ca. Castillejo y Co. Coloradas) y dos secciones representativas.*

FIG. 6. *Schematic diagrammatic block to illustrate the sedimentary interpretation proposed for Unit 2 deposits, the hypothetical location of the studied sections (C. Camino de Cuzcurrita, R. Revidalgo, Ca. Castillejo and Co. Coloradas) and (below) two right-angle, representative cross-sections.*

En relación con el problema de la génesis de las macrosecuencias es muy interesante observar la distribución de palinomorfos descrita por SALVADOR DE LUNA (1984) y VALLE & SALVADOR DE LUNA (1985) cuyo muestreo se ha realizado aproximadamente en una de las sucesiones que hemos estudiado (Fig. 3). Aunque casi siempre hay polen de Cupresáceas y de Gramíneas, sus porcentajes relativos siguen con bastante fidelidad las macrosecuencias litológicas: el polen anemógamo arbóreo de Cupresáceas disminuye hacia el techo de cada una de ellas, mientras que el de Gramíneas, distribuido también por insectos y agua, muestra una tendencia creciente. Es decir: el polen de las primeras es abundante en las facies lacustres mientras que el de las segundas domina en las facies de barra. Esta distribución tan peculiar debe estar relacionada con la diferencia del agente de transporte del polen (viento y agua) y parece corroborar la hipótesis de notables oscilaciones del nivel lacustre de origen climático que exponen o sumergen amplias zonas del lago y sus alrededores. En efecto, durante las épocas de mayor humedad y de expansión lacustre domina el polen arbóreo anemógamo arrastrado por el viento a cierta distancia de la costa, mientras que el de Gramíneas quedaría atrapado en las barras cerca de ella. En épocas de sequía (de amplitud necesariamente superior al año), cuando desciende el nivel del lago y las barras se aproximan por progradación a zonas previamente ocupadas por el agua, las Gramíneas y otras plantas herbáceas dispondrían de mayor superficie expuesta colonizable lo cual favorece su desarrollo y el arrastre hacia el lago de grandes cantidades de polen. Indudablemente en este contexto el área de entorno al lago juega un papel importante ya que su extensión es mayor o menor en función de la expansión o retracción de las masas de agua estancadas y en consecuencia el área disponible para el desarrollo de las Gramíneas sería mayor o menor según la estación de lluvias o de sequía.

Las megasecuencia estrato y granocreciente general registra el avance del margen lacustre constituido por las barras de desembocadura de lóbulos deltáicos y los ambientes palustres representativos de la llanura deltaica encharcada.

Para un punto dado de esta zona la influencia del agua dulce es mayor a medida que el delta progradante se le acerca. Una vez lo alcanza y se instala allí, se consuma el cambio de la química del agua y de los ambientes sedimentarios, lo cual significa que el cambio es diacrónico en las diversas sucesiones (Fig. 5).

En consecuencia, se interpreta que la sedimentación de la parte inferior y media de esta unidad tuvo lugar entre las zonas litoral y sublitoral de un lago carbonatado en respuesta a la progradación de los ambientes de cuenca-prodelta, frente y llanura deltaica de un lóbulo deltaico carbonatado. La proximalidad o distalidad de los ambientes respecto a las desembocaduras y sus variaciones laterales son las responsables de que se encuentren diversas tendencias o asociaciones de facies. Se propone que una de las variables principales de la sedimentación neógena fue la estacionalidad del clima como condicionante del vo-

lumen de agua dulce fluviodeltaica que llegaba a la cuenca y de las variaciones resultantes del nivel lacustre.

Tramo superior

La sedimentación de la parte superior de la Unidad 2 registra la instalación de los ambientes palustres y fluviales de la llanura deltaica que corona la progradación del delta. Hacia el sur, las secuencias de tipo IX indican condiciones de mayor energía que en el resto, posiblemente relacionadas con desbordamientos de los canales que surcaban el cinturón palustre. Existen, asimismo, canales con rellenos siliciclásticos dirigidos hacia el suroeste y otros de relleno carbonatado de dirección NW-SE.

Relación con otras cuencas lacustres fósiles y actuales

Depósitos parecidos a los de la Unidad 2 se encuentran, por ejemplo, en el Oligoceno de la Cuenca del Ebro (ALLEN *et al.*, 1983). Allí se formó primero un lago de agua dulce con aportes siliciclásticos y cierta influencia del oleaje, que evolucionó posteriormente a un lago muy somero de aguas salobres con una amplia zona litoral y palustre colonizada por plantas macrofitas tales como *Chara* y sometidas a desecación ocasional. Estas zonas estaban surcadas en algunas partes por canales distributarios y, localmente, podían formarse lutitas lignitíferas. El aporte de agua dulce desde el este impedía que las aguas se sobrasaturasasen, de modo semejante a la Cuenca del Duero (aunque después el lago se cerró y se formaron extensas playas).

Los lagos del Devónico Medio de la Cuenca Orcadian (Escocia e Islas Shetland) presentan cierta analogía en cuanto a la distribución de facies, la rapidez de sus cambios en las zonas marginales, y el comportamiento evolutivo (DONOVAN, 1975; ALLEN & MARSHALL, 1981) con los que aquí se estudian, aunque son de naturaleza predominantemente terrígena. Los depósitos lacustres están dispuestos en secuencias superpuestas de unos 20 m. de espesor producidas por variaciones del nivel del lago inducidas por cambios climáticos de largo alcance. En los períodos de nivel bajo hay encajamiento y retrabajado fluvial, mientras que en los de nivel alto los ríos rellenan sus valles y decrece el aporte. En los bordes del lago las aguas eran eutróficas y más cálidas y permitían el desarrollo de organismos productores de carbonato. En las aguas oligotróficas del interior la producción era menor y se encuentran sucesiones milimétricas o centimétricas de micrita, limo y capas ricas en materia orgánica asimiladas al hipolimnion de un lago dilluido con estratificación estacional (DONOVAN, 1980). El gran tamaño de estos lagos permitió un intenso efecto del oleaje superpuesto a la descarga de los canales (ALLEN, 1981) que retrabajaba y redistribuía la mayor parte de los depósitos originalmente deltaicos. Este efecto aún no se ha documentado en nuestro caso.

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y CONCLUSIONES

Las Unidades descritas en el sector de Castrillo del Val (noreste de la Cuenca del Duero) registran la progradación de ambientes marginales y la actuación de las variables alocíclicas que controlaron su distribución, causante todas ellas de las variaciones de la profundidad y de la composición química de las aguas de los lagos que determinaron la evolución paleogeográfica.

Los controles sedimentarios mayores eran:

1. La composición química del agua que permitió fundamentalmente la sedimentación de las facies de naturaleza carbonatada y yesífera en las cuencas pero que era dulce en los márgenes donde llegaban las corrientes fluviales. Las diferencias de aportes de unas épocas a otras y las modificaciones generadas por las avenidas causaron cambios faunísticos y florales.

2. Las fluctuaciones continuas, pero muy variables, del nivel del agua del lago que, unidas a la baja pendiente topográfica de amplias zonas de la cuenca, indujeron notables desplazamientos de la línea de costa y, en consecuencia, la exposición subaérea o la inundación de grandes extensiones de la cuenca lacustre. Estas oscilaciones determinaron, en buena parte, la migración lateral de los subambientes sedimentarios y la distribución de facies y, en particular, la progradación de las barras de desembocadura de canales distribuidores (distributarios) durante las épocas de nivel bajo del lago bajo y la expansión lacustre durante las de nivel alto.

3. La escasez de aportes siliciclásticos a la cuenca limitados a canales fluviales estrechos situados en las proximidades del lago. Se debe, en parte, a que los cursos fluviales drenaban áreas calcáreas y en parte a la existencia de un cinturón vegetado circunlacustre (registrado en la asociación de facies VII) que ejerció un efecto de pantalla respecto a los aportes favoreciendo los procesos de precipitación inorgánica de carbonato cálcico.

Es de destacar, pues, la existencia de una importante recarga de agua dulce superficial hacia el lago salino o salobre y los importantes cambios ambientales a que éste dio lugar, pero no se tienen datos sobre el flujo subterráneo pues ese estudio quedaba fuera del alcance de este trabajo.

La distribución espacial de las asociaciones de facies permite establecer dos cinturones de sedimentación:

- a) Zona litoral externa (ZLE), sometida a exposición subaérea por las oscilaciones del nivel del agua del lago, caracterizada por el dominio de los subambientes fluviales y palustres que podían estar relacionadas con deltas (asociaciones de los tipos I a V).

- b) Zona litoral a sublitoral (ZLS), que no quedaba emergida pero que registra las oscilaciones del nivel lacustre en asociaciones claramente lacustres y deltaicas (tipos VI a X).

CONCLUSIONES

A modo de conclusión, proponemos el siguiente esbozo de evolución paleogeográfica:

La sedimentación de la **Unidad 1** se realizó bajo un clima lo bastante árido como para permitir la precipitación de yeso, presumiblemente como cristales intersticiales en el seno de material carbonatado de grano fino en llanuras fangosas (*mud flats*) próximas al lago. Durante las etapas de tormentas e inundación parte del yeso sería removido y arrastrado hacia zonas más profundas de la cuenca mediante corrientes de turbidez de baja densidad y viscosidad por taludes de escasa pendiente. La salinidad de las aguas sería lo suficientemente alta como para prevenir la disolución del yeso detrítico de modo similar a lo que ocurría en otras partes de la Depresión del Duero (MEDIÁVILLA & DABRIO, 1987). Se supone que el borde de la cuenca lacustre estaría situado algo hacia el este, pero no se cuenta con un conocimiento suficiente como para establecer una reconstrucción detallada.

El depósito de la **parte Superior de la Unidad 1** supuso un cambio en la paleogeografía, pues se instalaron ambientes palustres surcados por cursos de agua fluyendo hacia el oeste-noroeste que aportaban sedimentos siliciclásticos. La desaparición de yeso sugiere un aumento aparente de la humedad, pero en la práctica, el cambio traduce una disposición somerizante que registra la progradación hacia el oeste de los ambientes palustres marginales y fluviales extralacustres sobre los depósitos lacustres de aguas salinas, lo que justifica la disminución de la lámina de agua y la nueva distribución de facies. Las fluctuaciones del nivel del lago se registran en repetidas exposiciones subaéreas seguidas de procesos de pseudomicrokarstificación de los carbonatos palustres.

Originalmente los dos tipos de depósitos se consideraron como unidades independientes, pero la tendencia regular somerizante de la curva de variaciones de nivel lacustre deducida a partir de la interpretación detallada de las sucesiones (Fig. 3) nos llevó finalmente a agruparlas en una sola.

La Unidad 2 se depositó tras una nueva elevación del nivel del agua que produjo una gran expansión del lago cuyas aguas salinas tendían a estratificarse como consecuencia de no llegar aportes de agua dulce a la cuenca según se deduce del contenido fosilífero y de las secuencias sedimentarias. A este lago llegaban cursos de agua dulce que aportaban sedimentos limosos calcáreos, restos esqueléticos y organismos vivos arrastrados y los depositaban formando las barras de desembocadura de los canales distribuidores de un sistema deltáico coronado por ambientes palustres carbonatados de la llanura deltaica donde vivían los organismos arrastrados.

El clima debía tener unas estaciones de lluvias y sequías muy marcadas dando lugar en el primer caso, a importantes inundaciones que arrastraban

material al lago desde las áreas circundantes. El carácter granodecreciente y la distribución de restos orgánicos en las secuencias elementales (Lc→Mg→Fmn) evidencian el carácter torrencial de esas avenidas que eran capaces de rebajar temporalmente la salinidad del agua (al menos en el fondo del lago) y permitían la implantación de comunidades oportunistas de aguas más dulces. Luego aumentaba la salinidad y volvían las condiciones de vida precaria a causa de la estratificación de aguas. Este mecanismo explica la alternancia de faunas salinas y oligohalinas que requieren aparentes cambios dramáticos de la salinidad ambiental y pone un punto de interrogación sobre la atribución de ciertos grupos a contextos salinos.

Las barras de desembocadura progradaban generando macrosecuencias negativas de espesor métrico mientras que las subidas del nivel lacustre propiciaban la expansión y el abandono de la barra por inmersión, lo cual sugiere que las progradaciones coincidían con épocas de nivel estable o en ligero descenso. Esta tendencia de descenso periódico está de acuerdo, en principio, con las repetidas emersiones observadas en las facies palustres suprayacentes.

La progradación del margen lacustre generó una megasecuencia negativa culminada por los materiales carbonatados de ambientes palustres marginales que pueden considerarse como la llanura deltaica sometida a desecaciones periódicas de ciclicidad plurianual, aunque no se cuenta todavía con elementos de juicio para precisar más.

El avance de los ambientes dulceacuícolas marginales, y los canales que los drenan, hacia el lago propició el cambio paulatino, pero complejo, desde los ambientes salinos a los de agua dulce.

AGRADECIMIENTOS

Los Dres. Valle, Civis y González Delgado (Universidad de Salamanca) discutieron las ideas paleontológicas contenidas en este trabajo y, amablemente, suministraron muchos de los datos que posibilitaron las interpretaciones.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, P. A., 1981. Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of southeast Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology*, 28: 369-379.
- ALLEN, P. A.; CABRERA, L.; COLOMBO, F. y MATTER, A., 1983. Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc.*, 140: 133-146.
- ALLEN, A. P. y MARSHALL, J. E. A., 1981. Depositional environments and palynology of the Devonian South-east Shetland basin. *Scott. J. Geol.*, 17: 257-273.
- ARMENTEROS, I., 1986. Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñafiel). *Tesis Doctoral. Ediciones Diputación de Salamanca*, 471 p.

- BATES, C. C., 1953. Rational theory of delta formation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 37: 2119-2162.
- COLEMAN, J. M. y WRIGHT, L. D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. En «*Deltas, Models for Exploration*», Broussard, M. L. (ed.). *Houston Geol. Soc.* 99-149.
- DONOVAN, R. N., 1975. Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. *J. Geol. Soc.*, 131: 489-510.
- DONOVAN, R. N., 1980. Lacustrine cycles, fish ecology and stratigraphic zonation in the Middle Devonian of Caithness. *Scott. J. Geol.*, 16: 35-50.
- ELLIOT, T., 1975. The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 40: 505-536.
- ELLIOT, T., 1986. Chapter 6. Deltas. En «*Sedimentary Environments and Facies*», Reading, H. G. (ed). *Blackwell Sci. Pub.*, 113-154.
- FISHER, W. L., 1969. Facies characterisation of Gulf Coast Basin delta systems with some Holocene analogues. *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.*, 19: 239-261.
- FREY, R. W. y SEILACHER, A., 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13: 183-207.
- FREYTET, P. 1973. Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sed. Geology*, 10: 25-60.
- FREYTET, P., 1984. Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogénese. Importance de leur identification pour les reconstructions paléogéographiques. *B.C.R.E.D.P.*, 8: 223-239.
- GARCÍA DEL CURA, M. A. y ORDÓÑEZ, S., 1982. Texturas y estructuras en calizas continentales: un ejemplo de heterogeneidad textural. Las rocas carbonáticas de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas Geológicos y Mineros (IGME)*, VI (1): 227-252.
- GARCÍA RAMOS, J. C., 1984. Sedimentología de estructuras orgánicas. En ARCHE, A. (ed.) «*Curso de Sedimentología*». *Inst. Geol. Econ. CSIC*, Madrid. XVII, 1-39.
- GONZÁLEZ DELGADO, J. A.; CIVIS, J.; VALLE, M. F.; SIERRA, F. J. y FLORES, J. A., 1986. Distribución de los Foraminíferos, Moluscos y Ostrácodos en el Neógeno de la Cuenca del Duero. Aspectos más significativos. *Stvd. Geol. Salmanticensia*. 22: 277-291.
- KELLING, G. y GEORGE, G. T., 1971. Upper Carboniferous sedimentation in the Pembroke-shire coalfield. En «*Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean*», BASSET, D. A. y BASSET, M. G. (eds.). *Geol. Ass. South Wales Group*, Cardiff, 240-259.
- LARRAZET, M., 1894. Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la Province de Burgos. *Bull. Soc. Géol. France* (3.^a série). 22, 366-384.
- LARRAZET, M. 1896. Recherches géologiques sur la région orientale de la Province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño. *Thèses Fac. Sci. Paris*, série 4, n.º 253, 310 p.
- MEDIAVILLA, R. M., 1985. Estratigrafía y sedimentología del Neógeno de Palencia. *Tesis de Licenciatura, Departamento de Estratigrafía, Univ. de Salamanca* (inédita), 133 p.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C. J., 1986. La sedimentación continental del Neógeno en el sector centro-septentrional de la Depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stvd. Geol. Salmanticensia*. 22: 111-132.
- MIALL, A. D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci. Rev.* 13: 1-62.

- ORDÓÑEZ, S. y GARCÍA DEL CURA, M. A., 1977. Facies oncolíticas en medio continental: aplicación al sector SE de la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, 33: 459-466.
- PORTERO, J. M., DEL OLMO, P. RAMÍREZ DEL POZO, J. y VARGAS ALONSO, I., 1982. Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas Geológicos y Mineros (IGME)*, VI (1): 11-37.
- ROYO GÓMEZ, J., 1922. El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas* (Madrid), Mem. 30, serie 5, 223 p.
- ROYO GÓMEZ, J., 1926. Terciario continental de Burgos. *XIV Cong. Int. Madrid, 1926*. Exc. A-6, 67 p.
- ROYO GÓMEZ, J., 1929. Nuevos yacimientos de Mamíferos miocenos en la Provincia de Valladolid. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 29: 105-112.
- SALVADOR DE LUNA, J. V., 1984. Análisis esporopolínico en el borde sur-occidental y nor-oriental del Neógeno de la Cuenca del Duero (Abezames, Zamora y Castrillo del Val, Burgos). *Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca (inédita)*. 168 p.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. 1946. Explicación de la Hoja número 346, Aranda de Duero. *Mapa Geológico de España Escala 1:50.000*. IGME, Madrid.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. 1947. Explicación de la Hoja número 347, Cilleruelo. *Mapa Geológico de España Escala 1:50.000*. IGME, Madrid.
- TRUYOLS, J. y DE PORTA, J., 1982. Observaciones sobre los niveles fosilíferos del Mioceno de Castrillo del Val (Burgos). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas Geológicos y Mineros (IGME)*, VI (2): 663-676.
- SÁNCHEZ BENAVIDES, F. J., 1987. Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del NE de la Cuenca del Duero (Castrillo del Val, Burgos). *Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología, Univ. de Salamanca (inédita)*, 180 p.
- VALLE HERNÁNDEZ, M. F. y SALVADOR DE LUNA, J. V., 1984. Palinología del Neógeno de la Cuenca del Duero. Castrillo del Val (Burgos). *Estudios Geol.* 41: 237-241.

(Recibido el 7-mayo-1988;
Aceptado el 10-julio-1988)