



## Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid

J.P. CALVO<sup>(1)</sup>, S. ORDÓÑEZ<sup>(1)</sup>, M.A. GARCÍA DEL CURA<sup>(2)</sup>, M. HOYOS<sup>(3)</sup>, A.M. ALONSO-ZARZA<sup>(1)</sup>,  
E. SANZ<sup>(1)</sup> y J.P. RODRÍGUEZ ARANDA<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(2) Inst. Geología Económica. C.S.I.C., Fac. C. Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(3) Museo Nacional de Ciencias Geológicas, C.S.I.C., José Gutiérrez Abascal, 28006 Madrid.

### RESUMEN

### ABSTRACT

La Cuenca de Madrid presenta un registro de sistemas lacustres bien desarrollados a lo largo del Mioceno. Los depósitos correspondientes a estos sistemas lacustres quedan integrados en tres unidades tectosedimentarias mayores reconocibles a lo largo de la mayor parte de la cuenca. La Unidad Inferior o Salina está constituida por depósitos característicos de sistemas lacustres evaporíticos con salmueras de naturaleza sulfatada-clorurada sódica. Dichos sistemas lacustres cerrados tuvieron un carácter perenne, en conjunto muy somero, con un episodio último que favoreció el depósito de thenardita.

La Unidad Intermedia contiene depósitos carbonatados y yesíferos correspondientes a sistemas lacustres salinos más diluidos, presentando una distribución de facies netamente controlada por la heterogeneidad litológica de los bordes de la cuenca. Dicha unidad culmina con un extenso desarrollo de sistemas lacustres, reflejando un episodio de endulzamiento de los cuerpos de agua lacustres, posiblemente controlado por factores paleoclimáticos.

La Unidad Superior presenta un mosaico heterogéneo de sistemas fluvio-lacustres con amplio desarrollo de facies tobáceas y acumulaciones de oncoides, reflejando en conjunto un período de fitoproductión intensa. El control paleomorfológico sobre el desarrollo de estas facies aparece ligado a un contexto exorreico que marca una diferenciación evolutiva clara en relación con las unidades miocenas previas. Este episodio último culmina la evolución desde sistemas lacustres netamente evaporíticos a sistemas predominantemente carbonatados. Dicha evolución es discutida en términos de agotamiento en el aporte de solutos, variación en las condiciones climáticas y funcionamiento tectosedimentario.

**Palabras clave:** Sedimentación lacustre. Evaporitas. Carbonatos. Secuencias sedimentarias. Mioceno. Cuenca de Madrid.

The sedimentological analysis of lake deposits of the Madrid Basin in central Spain provides evidence of outstanding changes in the sedimentary lacustrine record throughout the Miocene. The Madrid Basin is one of the three most important Tertiary continental depressions in the interior of the Iberian Peninsula. It was filled by up to 3,500 m of tertiary sedimentary successions, from which near one third corresponds to miocene deposits. The Miocene record is made up of three main tectono-sedimentary units each of them containing well developed lacustrine formations. The Lower or Saline Unit is characterized by saline deposits where anhydrite, magnesite, halite, fine clastics as well as significant deposits of glauberite and thenardite form the commonly observed facies associations. The sequential arrangement of these facies may be interpreted as characteristic of highly saline, perennial lakes that were developed in a closed basin. The evaporites deposited in these lakes are thought to be mostly derived from Paleogene and Mesozoic formations extended to the East of the Basin, through recycling of evaporite units occurring in these formations.

The Intermediate Unit is made up of a rather monotonous sequence of carbonate and gypsum deposits, the latter having been more widely developed in central and easterly areas of the basin. A complex mosaic of marginal lacustrine facies can be recognized in response both to varied depositional regimes of the associated alluvial systems and source areas. Economic sepiolite and «bentonite» deposits, micaceous sandstones, carbonates (dolostones and limestones), detrital gypsum, and chert form the characteristic facies of the lake margins. Central lake facies mainly consist of massive beds of chemically precipitated as well as detrital gypsum which are usually interbedded with carbonates and thin mudstone beds. In general, the lacustrine facies of the Intermediate Unit were deposited in a shallow, perennial, moderately diluted lake under semiarid climatic

conditions. This pattern changed towards the top of the Unit (Lower Vallesian), where a shifting towards wetter and colder conditions can be recorded. Lacustrine deposits developed in this terminal stage are dominated by fresh-water carbonates as well as slightly deeper lake facies in most of the region.

The Upper Unit of the Miocene is composed of clastic and fresh-water carbonate deposits that overlie a complex paleokarst surface in northern and central parts of the basin. The analysis of the stratigraphic relationship between sediments belonging to the Upper Unit and underlying formations leads to conclude that paleomorphological heterogeneities within the basin strongly controlled the sedimentation in this period. Travertines and oncolite limestones were largely formed from dissolution of underlying karstified carbonates and gypsum, their deposition taking place in river-related marshes, shallow lakes and springs.

The evolution of the lacustrine systems in the Madrid Basin throughout the Miocene is clearly indicative of the exhaustion of a primary evaporite basin through more and more dilute stages until a net fresh-water episode at the top of the Tertiary sequence. The process was, in general, governed by the tectonic behaviour of the basin margins, which controlled the recycling of source evaporite formations, though climate could also influence episodically this pattern. It is suggested that the basin underwent a dramatic change from closed geomorphic and hydrologic conditions to exorheism since the upper Vallesian.

*Key-words:* Lacustrine sedimentation. Evaporites. Carbonates. Sedimentary sequences. Miocene. Madrid Basin. Central Spain.

## INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Madrid constituye, junto con la del Duero y Ebro, una de las tres grandes cuencas terciarias continentales interiores de la Península Ibérica. Al igual que las otras cuencas citadas, la Cuenca de Madrid contiene un registro prácticamente completo de depósitos paleógenos y neógenos, con un notable desarrollo de complejos lacustres a lo largo de todo este registro. El conocimiento de estos complejos es bastante ajustado en la actualidad, tanto a partir de datos de superficie como por la información de subsuelo, aunque subsisten algunas imprecisiones en cuanto a la configuración deposicional y relaciones geométricas de los depósitos correspondientes a las unidades más antiguas, en particular en partes centrales de la cuenca.

El objetivo de este trabajo es la descripción e interpretación sedimentológica de las asociaciones de facies que componen los complejos lacustres desarrollados a lo largo del Mioceno en la Cuenca de Madrid. A partir de este análisis se establecen los modelos de sistemas deposicionales lacustres y sistemas asociados para diferentes lapsos de tiempo dentro del registro neógeno.

## CONTEXTO GEOLÓGICO Y PALEOGEOGRÁFICO

La Cuenca de Madrid es caracterizable desde un punto de vista estructural como una cuenca intraplaca

generada por la deformación alpina, con una evolución morfotectónica condicionada por el rejuego de los accidentes o fracturas tardihercínicas (Portero y Aznar, 1984; Vegas *et al.*, 1986). La formación de la cuenca guarda relación con las compresiones alpinas que actúan sobre el Macizo Hespérico, contribuyendo a la individualización del Sistema Central en el Eoceno-Oligoceno (Alvaro *et al.*, 1979; Portero y Aznar, 1984; Warburton y Álvarez, 1989). Durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior tuvo lugar el emplazamiento, en forma de gran cabalgamiento, de la Sierra de Altomira, la cual disecta de norte a sur la cuenca, pudiéndose distinguir de esta manera entre la Cuenca de Madrid, al W de la citada sierra, y la Depresión Intermedia o Cuenca de Loranca al E (Fig. 1). Esta última queda así como una cuenca de tipo «piggy-back».

Una vez individualizada, la evolución estructural de la Cuenca de Madrid, en particular a lo largo del Neógeno, viene determinada por el movimiento de las fracturas, verticales a inversas de alto ángulo, salvo en el caso de la Sierra de Altomira, que limitan los bordes (Fig. 1). Dicho movimiento no es homogéneo, para un mismo lapso temporal, en los diferentes bordes de la cuenca ni, incluso, dentro de un mismo margen (De Vicente, 1988; Calvo *et al.*, 1989), hecho que incide directamente en la evolución vertical, envergadura y penetración de los sistemas aluviales asociados a estos márgenes.

La Cuenca de Madrid aparece limitada, como resultado de la evolución estructural antes apuntada, por márgenes espacialmente heterogéneos: segmentos del orógeno hercínico reciclado en el ciclo alpino (Sistema Central, Montes de Toledo), cadenas alpinas donde aparecen implicadas formaciones mesozoicas y paleógenas (Cordillera Ibérica en su rama castellana) y mantos ascendidos (lineación de Altomira) (Fig. 1). Todo ello condiciona una neta variabilidad en cuanto a la composición de las áreas fuente, que incide en la litología de los terrígenos que componen los sistemas aluviales así como en la de los depósitos lacustres (Calvo *et al.*, 1989).

Desde un punto de vista paleolatitudinal, la posición de la Cuenca de Madrid, en el contexto general de la placa Ibérica, fue bastante similar a lo largo del Cenozoico a la que presenta en la actualidad (Smith *et al.*, 1981). Por su parte la posición paleogeográfica de la cuenca para ese período queda resumida en Uchupi (1988). Un hecho a anotar es que el registro sedimentario de la cuenca ha sufrido escasas modificaciones en relación con el presumiblemente inicial. Esta constatación es en todo válida para la parte alta del Terciario (Mioceno medio y superior), donde dentro del registro sedimentario puede ser reconstruida de forma precisa la arquitectura de los sistemas deposicionales y la paleomorfología de los márgenes, y asumible en buena parte para el Oligoceno y Mioceno inferior, aunque

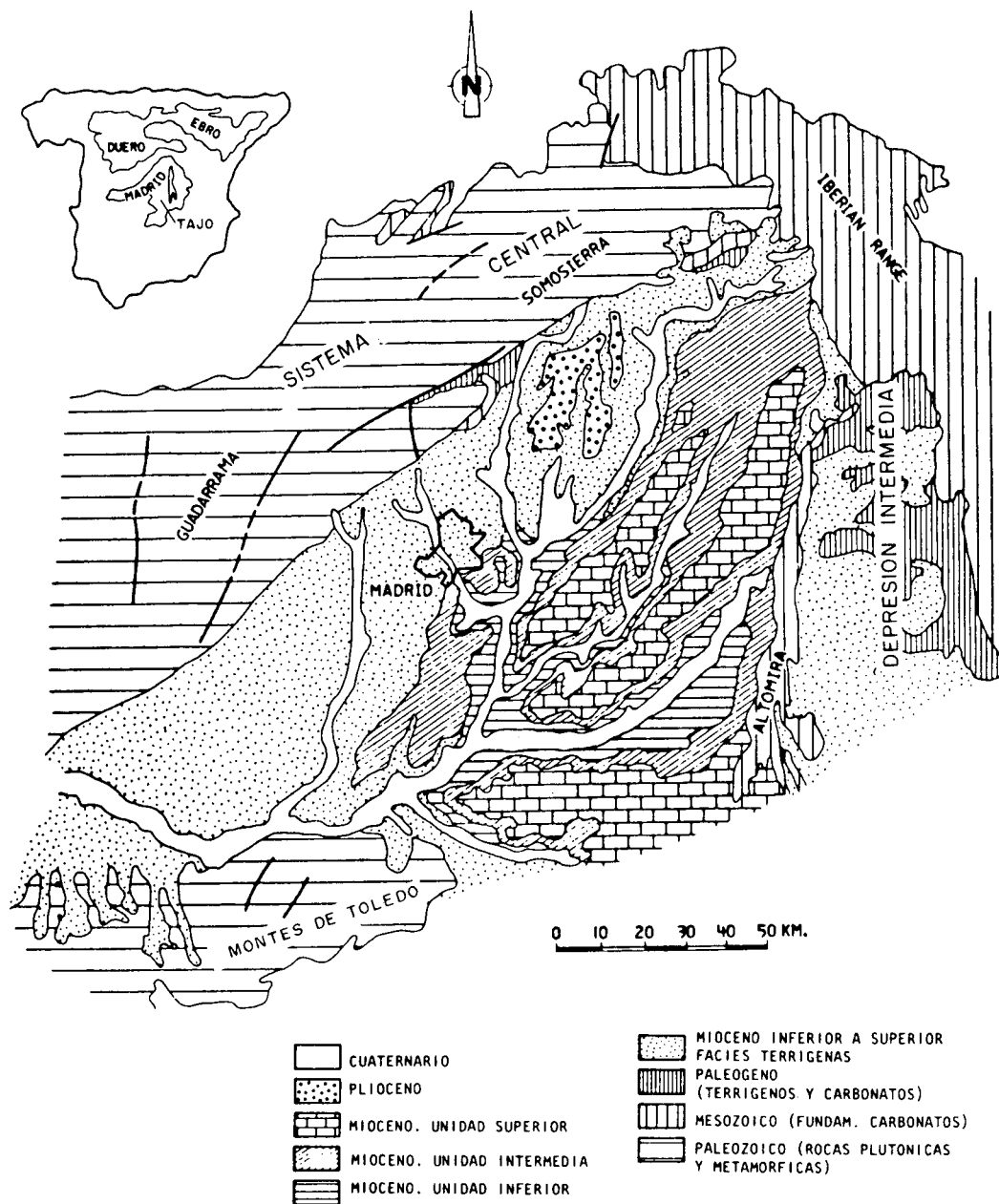


Figura 1.- Situación geográfica y esquema cartográfico de la Cuenca de Madrid (modificado de Ordóñez *et al.*, 1989).  
 Figure 1.- Location and schematic map of the Madrid Basin (modified from Ordóñez *et al.*, 1989)

la posibilidad de observación de los depósitos correspondientes a este período es más limitada.

Las condiciones paleoclimáticas existentes en la Cuenca de Madrid durante el Mioceno vienen definidas por criterios de la fauna paleomastológica (López-Martínez *et al.*, 1987) así como por las asociaciones de facies y mineralogía de los depósitos. Las evidencias

geoquímicas (isótopos) son por el momento reducidas (Ordóñez *et al.*, 1983, 1987; Utrilla *et al.*, 1987; Ortí *et al.*, 1988; Calvo *et al.*, 1990) y se centran fundamentalmente en sedimentos del Mioceno medio (carbonatos) y del Mioceno inferior (evaporitas). La agrupación de estos criterios sugiere en términos globales unas condiciones climáticas secas y cálidas para la mayor parte del Mioceno inferior y medio, con un

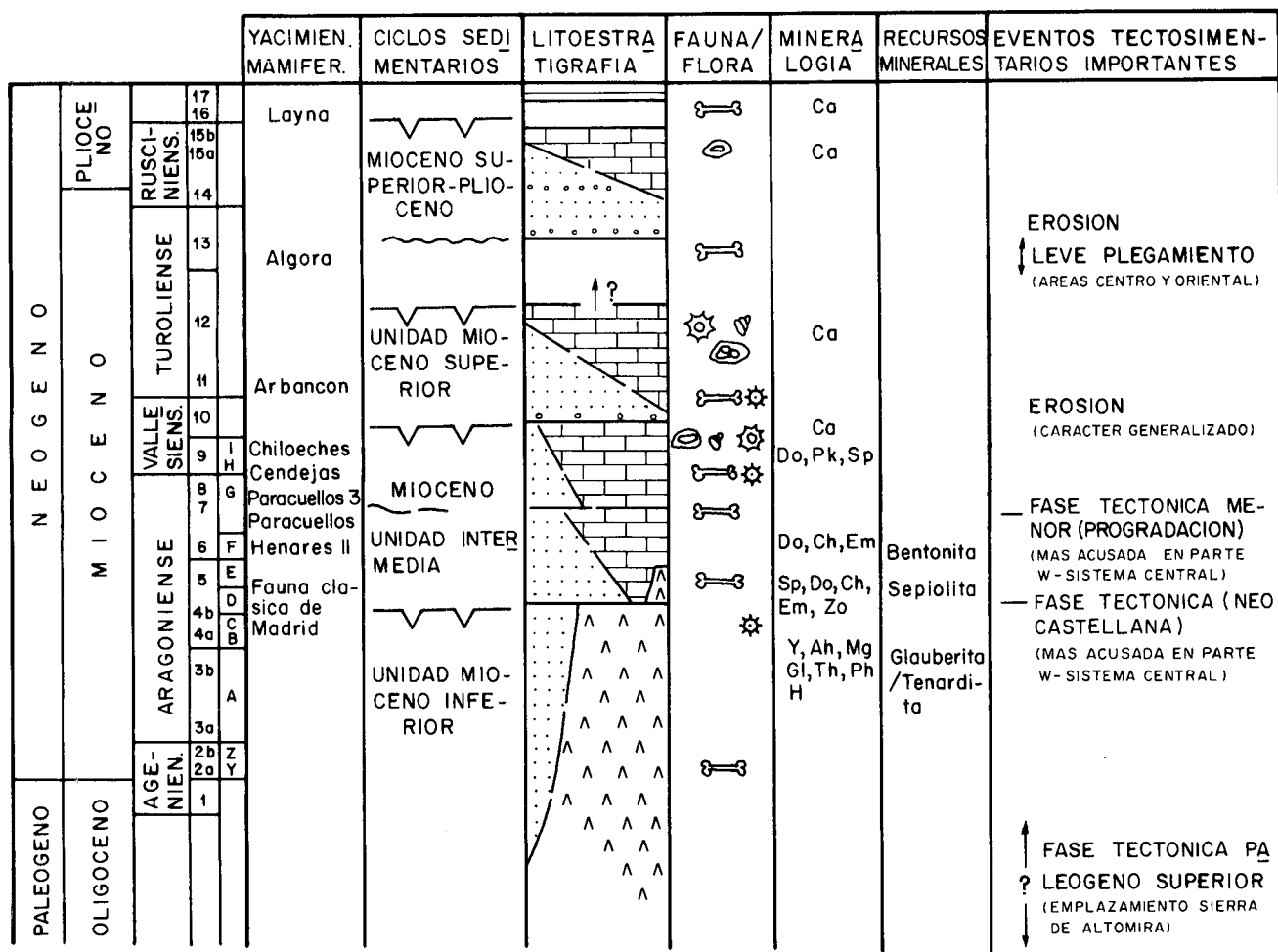


Figura 2.- Cuadro litoestratigráfico del Neógeno de la Cuenca de Madrid, modificado de Calvo *et al.*, 1989, con expresión abreviada de mineralogía, depósitos de interés económico y eventos tectosedimentarios principales. Ca: calcita, Do: dolomita, Pk: palygorskita, Sp: sepiolita, Ch: sílex, Em: esmectitas, Zo: ceolitas, Y: yeso, Ah: anhídrita, Mg: magnesita, Gl: glauberita, Th: thenardita, Ph: polihalita, Ha: halita.

Figure 2.- General stratigraphy of the Neogene of the Madrid Basin (modified from Calvo *et al.*, 1989). The lithostratigraphic log is accompanied by brief indication of outstanding mineralogy, economic deposits, and main tectono-sedimentary events as well. Ca: Calcite, Do: dolomite, Pk: palygorskite, Sp: sepiolite, Ch: chert, Em: smectites, Zo: zeolites, Y: gypsum, Ah: anhydrite, Mg: magnesite, Gl: glauberite, Th: thenardite, Ph: polyhalite, Ha: halite.

sesgo hacia clima más húmedo y frío durante el Valle-siense. Durante el Turoliense, la asociación de facies observada en la Cuenca, con predominio de facies lacustres de agua dulce, sugiere la existencia de con-

diciones climáticas relativamente húmedas, hecho que, sin embargo, contrasta con el carácter cálido y seco indicado para el clima de la Península durante este periodo (López-Martínez *et al.*, 1987).

## ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES MIOCENAS

La sucesión terciaria que constituye el relleno fundamental de la Cuenca de Madrid presenta un espesor máximo próximo a los 3.500 m. Estos espesores máximos han sido reconocidos en la parte occidental de la cuenca, en las proximidades del Sistema Central, donde el sondeo del Pradillo, realizado por Shell para la prospección de hidrocarburos, cortó 3.246 m. de sedimentos terciarios, tanto paleógenos como miocenos (Racero, 1988). Las líneas sísmicas obtenidas a lo largo de la cuenca muestran, no obstante, un reparto netamente asimétrico en cuanto a espesor del relleno terciario (Megías *et al.*, 1983), con valores medios de espesor de 1500 a 2000 m en las partes central y E de la cuenca.

Dentro de la sucesión terciaria señalada, el registro neógeno supone alrededor de una tercera parte del relleno total, siendo su límite inferior difícil de precisar por falta de criterios bioestratigráficos nítidos en las columnas de sondeos. De una forma muy aproximativa, el espesor de depósitos neógenos oscila entre los 600 y 1000 m, en función de la asimetría del relleno indicada anteriormente.

La estratigrafía general del Neógeno de la Cuenca de Madrid ha sido ya establecida en trabajos anteriores (Fig. 2) (Alberdi *et al.*, 1983; Junco y Calvo, 1983; Antunes *et al.*, 1987). La división de unidades propuesta en publicaciones previas está basada en el análisis tectosedimentario del registro mioceno de la cuenca (Megías *et al.*, 1982). Los depósitos paleógenos infrayacentes han sido estudiados por Arribas (1985) en las zonas marginales de la parte septentrional de la cuenca, quedando un tanto indefinida, por ausencia de criterios biocronoestratigráficos, la posición temporal del límite entre aquéllos y la denominada por nosotros Unidad Inferior del Mioceno.

La Unidad Inferior del Mioceno o Unidad Salina (García del Cura, 1979) está compuesta predominantemente por anhidrita, comúnmente transformada a yeso en los afloramientos, halita, arcillas y carbonatos (magnesita, dolomita). Estos minerales suelen aparecer, en las zonas más profundas muestreadas, en conjuntos rítmicos: capas de magnesita, con mayor o menor contenido en arcilla, con grosores de  $3,2 \pm 0,3$  mm, alternan con capas de sales s.l., principalmente anhidrita con grosores de  $4,3 \pm 0,3$  mm. Estas secuencias originales se ven localmente alteradas por recristalizaciones diagenéticas (nodulizaciones) y deformaciones mecánicas. En algunos ritmos en vez de anhidrita se encuentra halita, aumentando entonces considerablemente el grosor de la capa salina, hasta alcanzar varios centímetros, lo cual coincide con las observaciones de Hardie *et al.*, (1978) sobre sedimentos salinos cíclicos en lagos perennes. Además, en las facies anhidríticas laminares predominan los cristales menores o iguales a  $30 \mu$ , que son similares,

incluso con tamaño menor, a las descritas por Dean *et al.*, (1975) en anhidritas laminares consideradas subacueas. Por debajo de la cota actual 480 m es frecuente encontrar, en facies centrales de esta Unidad, unos sedimentos rítmicos milimétricos de polihalita-halita de espesor centimétrico, presentando el término halítico polihalita intercrystalina. Esta halita es, en general, una halita «limpia» pobre en inclusiones, como la que Kendall (1975) considera que corresponde a una sedimentación subacuea. Esta Unidad contiene también depósitos de importancia económica de sales sódicas. Tanto glauberita como thenardita se extraen en mina de interior o a cielo abierto en partes centrales de la cuenca (Ordóñez *et al.*, 1982), donde la Unidad Salina aparece bien expuesta en sucesiones bastante homogéneas. Este conjunto de facies evaporíticas grada lateralmente a sucesiones arcillosas con pasadas de yeso y/o anhidrita en nódulos y, de aquí, a depósitos clásticos progresivamente más gruesos, configurando todo ello una disposición centripeta de facies característica de un ámbito hidrológico y geomorfológico de cuenca cerrada.

Un hecho a señalar dentro de la sucesión de depósitos correspondiente a la Unidad Salina es la posición diferenciada, tanto geográfica como estratigráficamente, de los depósitos de thenardita en relación con los de glauberita, siendo estos últimos los más extendidos dentro de la unidad (Ordóñez *et al.*, 1989).

La Unidad Intermedia presenta notables diferencias con la unidad infrayacente, siendo la más destacable la ausencia de facies salinas similares a las anteriormente señaladas. Por el contrario, la asociación de facies lacustres en esta unidad está dominada por carbonatos (calcita, dolomita) y yeso, conservándose, no obstante, la ordenación de facies, con orlas bien desarrolladas de facies aluviales progresivamente más gruesas hacia los bordes de la cuenca. La distribución general de estas últimas, con diferencias patentes en los distintos puntos de la cuenca, ha sido descrita recientemente por Calvo *et al.*, (1989). Dichas diferencias, tanto en la composición de estas facies aluviales como en la arquitectura de los sistemas deposicionales, aparece controlada esencialmente por la heterogeneidad litológica de las áreas fuente y el funcionamiento tectónico diferenciado de éstas a lo largo del Aragoniense y el Vallesiense inferior.

Desde un punto de vista tectosedimentario, la Unidad Intermedia puede ser subdividida en dos partes separadas por una ruptura que queda marcada por una progradación relativa de los sistemas aluviales. Dicha ruptura es de edad intra-Aragoniense superior (Antunes *et al.*, 1987) y es netamente reconocible en la parte occidental de la cuenca (por ejemplo, en Paracuellos de Jarama, cerca de Madrid) así como en toda su parte NE (Alonso-Zarza, 1989). Por su interés para los

objetivos de este trabajo indicaremos que el techo de la Unidad Intermedia viene definido por un amplio desarrollo de sistemas lacustres con predominio de carbonatos de agua dulce. Este episodio final, representado por un paquete de calizas que llega a alcanzar los 75 m de espesor en zonas septentrionales de la cuenca, es indicativo de un máximo de expansión de los sistemas lacustres coincidente con la amortiguación de los relieves circundantes.

Por último, la Unidad Superior del Mioceno está compuesta por una sucesión más bien fina de sedimentos (0-50 m) que integra, en general, un nivel inferior predominantemente clástico y un nivel superior formado por carbonatos. Esta unidad se dispone erosivamente sobre la Unidad Intermedia sellando una superficie de paleokarstificación bien desarrollada sobre los niveles carbonáticos que culminan esta última unidad (Calvo *et al.*, 1980).

## DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS DE LOS SISTEMAS LACUSTRES

Tal como se señalaba en el capítulo anterior, las unidades miocenas de la Cuenca de Madrid presentan entre sí sensibles variaciones en cuanto a sus asociaciones de facies. La diferenciación bien marcada entre los complejos lacustres representados en cada una de ellas permite una descripción e interpretación por separado.

### Unidad Inferior o Unidad Salina

La Unidad Salina aflora con sus facies más características marcadamente evaporíticas en el Valle del Tajo, desde Aranjuez a Fuentidueña de Tajo, en el valle del río Tajuña hasta Carabaña y en el Valle del río Jarama hasta el W de Madrid capital.

En zonas menos centrales, hacia el E de la cuenca, estas facies pasan a lutitas groseramente laminadas con lechos nodulares de anhidrita y, más hacia el borde, en la zona oriental, pasan a materiales detríticos con clastos yesíferos y dolomíticos procedentes de las formaciones del Cretácico Superior-Paleógeno de la Sierra de Altomira.

Dentro del casco urbano de Madrid se han descrito dos sondeos (polideportivo de San Blas y Piscina de Vallecas) (Calvo y García Yagüe, 1985; García del Cura *et al.*, 1986), donde aparecen más de 100 m de Unidad Salina. Dicha unidad muestra un carácter más detrítico en el sondeo más septentrional (polideportivo de San Blas), observación que parece coincidir con las realizadas en el sondeo de El Pradillo, según los

datos aportados por Racero (1988). Este autor atribuye a la que él denomina Unidad Carbonatada-Evaporítica Superior, situada entre 587 y 1.210 m, una edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior determinada mediante micromamíferos.

Los procesos telodiagenéticos han afectado profundamente a los materiales aflorantes de la Unidad Salina, homogeneizando sus afloramientos naturales. Estos aparecen como facies yesíferas meso-macrocrystalinas que, sólo cuando se observan al microscopio petrográfico, denotan los minerales salinos de cuya hipergénesis proceden: básicamente anhidrita y, en menor proporción, glauberita.

La investigación de sales sódicas de interés económico (glauberita y thenardita) en esta Unidad Salina o Evaporítica Inferior, ha permitido disponer de 260 m de testigo continuo en la zona de Colmenar de Oreja (García del Cura *et al.*, 1979) así como dos puntos de observación protegidos de la meteorización suministrados por explotaciones mineras, fundamentalmente la mina de «El Castellar» (Villarrubia de Santiago) y, en menor grado, la mina «Consuelo» (San Martín de la Vega) (García del Cura, 1979; García del Cura *et al.*, 1979; Ortí *et al.*, 1979).

En base a la observación directa de los testigos del citado sondeo, se pueden delimitar dos subunidades en la zona central de la cuenca (Ordóñez *et al.*, 1989): una Subunidad Inferior de evaporitas laminadas, fundamentalmente anhidrita, alternando con magnesita criptocrystalina, definible a simple vista como arcillas o margas grises, con algunos niveles de lutitas laminadas ricas en materia orgánica. A veces, en lugar de la anhidrita, aparecen glauberita, polihalita y/o halita, presentando entonces los términos salinos de los dobles un mayor grosor. Por encima se situaría la Subunidad Superior, en torno a la cota actual de 550 m, separada de la anterior por un tramo de arcillas rojas con halita, donde, además de glauberita idiomorfa, magnesita margosa e incluso lutitas magnésicas, aparece thenardita, con una potencia que puede alcanzar los 7 metros. La distribución de la thenardita es, no obstante, notablemente más restringida que la de las facies glauberíticas, apareciendo únicamente al S del río Tajo.

La textura de las facies halíticas, con abundante halita «limpia» (pobre en inclusiones), especialmente en las facies polihalíticas, así como las características granulométricas y estructurales de las lutitas infrayacentes y el carácter laminar de muchas facies polihalíticas y de algunas facies anhidriticas, denotan una génesis bajo lámina de agua, lo que nos lleva a pensar en un lago perenne donde se formarían básicamente estas sales. La presencia de thenardita y la mayor abundancia de detríticos de la Subunidad Superior implica un cambio en las condiciones del medio de sedimentación

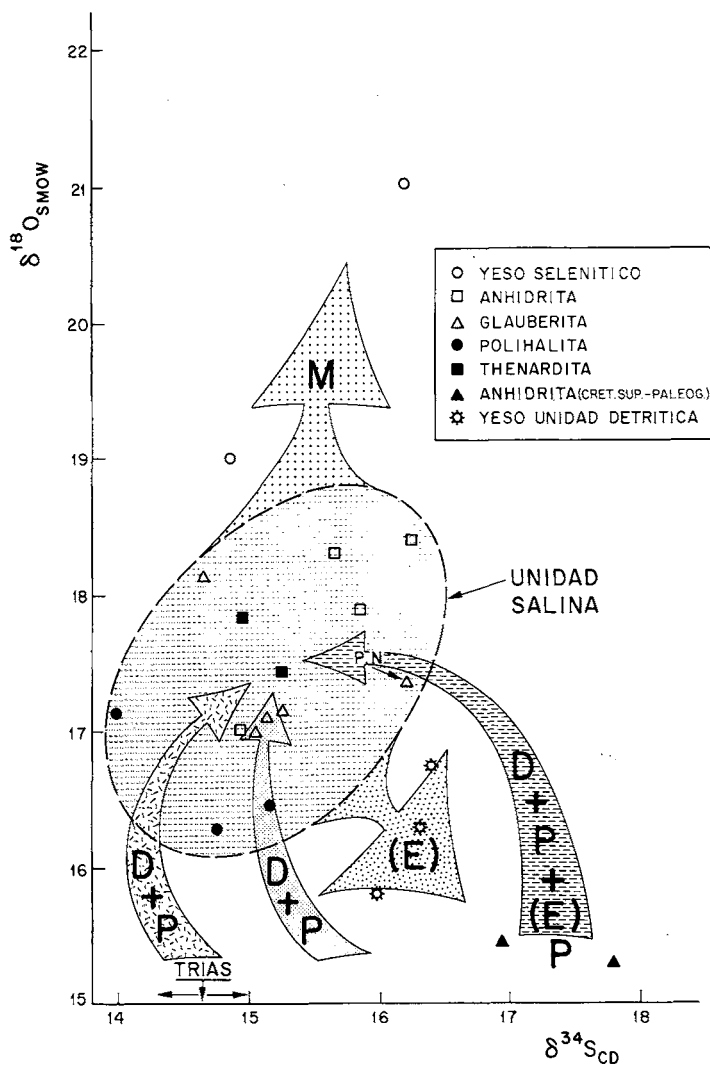


Figura 3.- Interpretación de la composición isotópica de los principales minerales sulfatados de la Unidad Salina o Inferior y posible génesis de la misma por erosión (E) y disolución-precipitación (D + P) a partir de evaporitas triásicas, cretácicas o paleógenas (Pal). La erosión (E) y meteorización (M) de la Unidad Salina da lugar a la acumulación de yesos detríticos y yesos secundarios, respectivamente.

Figure 3.- Interpretation of the isotopic composition from sulphates of the Saline Unit. A probable genesis of the sulphates by erosion (E) and dissolution-precipitation (D+P) after triassic, cretaceous or paleogene (Pal) evaporites is suggested. Erosion (E) and recrystallization to secondary gypsum, respectively.

en el que se generaron las sales de esta subunidad respecto a las de la subunidad inferior, lo que podría interpretarse como que grandes áreas de la cuenca de sedimentación de esta última fueron expuestas y, como

consecuencia de su lixiviado (disolución incongruente de glauberita preexistente), se generaron salmueras susceptibles de precipitar thenardita o mirabilita como mineral precursor típico de etapas meromíticas en lagos salinos. De los datos isotópicos (Ordóñez *et al.*, 1983 y 1987; Utrilla *et al.*, 1987; Ortí *et al.*, 1988) (Fig. 3) se deduce que los aniones de las sales generadas en la Cuenca de Madrid proceden de sedimentos salinos más antiguos mientras que, en la composición catiónica, especialmente Na y K, podrían influir también las áreas graníticas y metamórficas que los aportarían mediante las aguas de lixiviación de dichos terrenos.

El sistema deposicional propuesto para esta unidad corresponde a un lago salino único de dirección dominante N-S, cuyo eje de máxima profundidad se dispuso paralelamente (Fig. 4) a la Sierra de Altomira y cuyo depocentro estaría situado en el meridiano de Madrid. Este lago salino quedó limitado por un borde tectónicamente activo al E, con cabalgamiento de los materiales mesozoicos de la Sierra de Altomira. Este borde aportó gran parte de los sulfatos que constituyen los depósitos internos de la cuenca por desmantelamiento de formaciones evaporíticas previas. Dicho aporte tuvo lugar en muchos casos en combinación con flujos en masa de detritos fuertemente penetrativos. Por su parte, el otro borde situado al W funcionó de forma pasiva o, al menos, no tan activamente como el borde E. En dicho borde occidental se reconocen depósitos de llanuras lúfiticas evaporíticas ampliamente extendidos con secuencias de expansión relativa de lago salino y desarrollo de facies de anhidrita nodular y/o enterolítica. Como característica general, la sucesión salina en este margen W muestra a techo una tendencia expansiva de las facies evaporíticas sobre las facies de borde.

El análisis de facies en partes más centrales de la cuenca permite concluir una ritmicidad climática de tipo anual (Valyashko, 1972), con depósitos carbonáticos más o menos clásticos durante la estación de dilución de las aguas, produciéndose depósitos de anhidrita y/o glauberita y/o halita en la estación seca. Los procesos diagenéticos tempranos parecen ser los responsables de la génesis de facies con polihalita, facies identificadas con bastante frecuencia en las series evaporíticas.

Los cambios en la vertical de la naturaleza del depósito evaporítico son atribuibles a cambios climáticos periódicos (seculares), interpretación acorde con las observaciones realizadas en lagos rusos por Valyashko (1972), ya que la naturaleza de la salmuera no cambia sensiblemente a lo largo de todo el depósito salino.

El sistema lacustre que domina en la Unidad Inferior evoluciona en la parte superior de la misma, haciéndose mucho más restringido, trasladándose el depocentro hasta la parte sur de actual Río Tajo, donde

la naturaleza de los depósitos cambia claramente. Aparece en este área una sucesión de niveles métricos de tipo lutitas salinas homogéneas, propia de sedimentación en medios lacustres muy someros, seguida de un episodio salino de naturaleza thenardítica con algo de glauberita dispersa. Este evento podría explicarse como una restricción por evolución del propio lago, con algún condicionante morfológico inducido por la compactación diferencial o el inicio del desarrollo de un alto en el interior de la cuenca que la compartimentaría y provocaría la redisolución de la Unidad Salina Inferior. Este mecanismo contribuiría al aporte de salmueras de naturaleza sulfatada sódica dando lugar a la generación de niveles thenardíticos.

### Unidad Intermedia

El estudio de esta unidad es posible a lo largo de la mayor parte de la cuenca gracias a las comúnmente buenas condiciones de afloramiento a favor de los valles excavados por la red fluvial actual. Ello permite en bastante medida la correlación de subunidades y tramos definidos dentro de ella así como la definición bastante completa de la arquitectura de los sistemas deposicionales. El espesor de esta unidad supera escasamente los 200 m en afloramiento.

Dos rasgos son destacables tras el análisis de los materiales que componen esta unidad: 1) la diferente

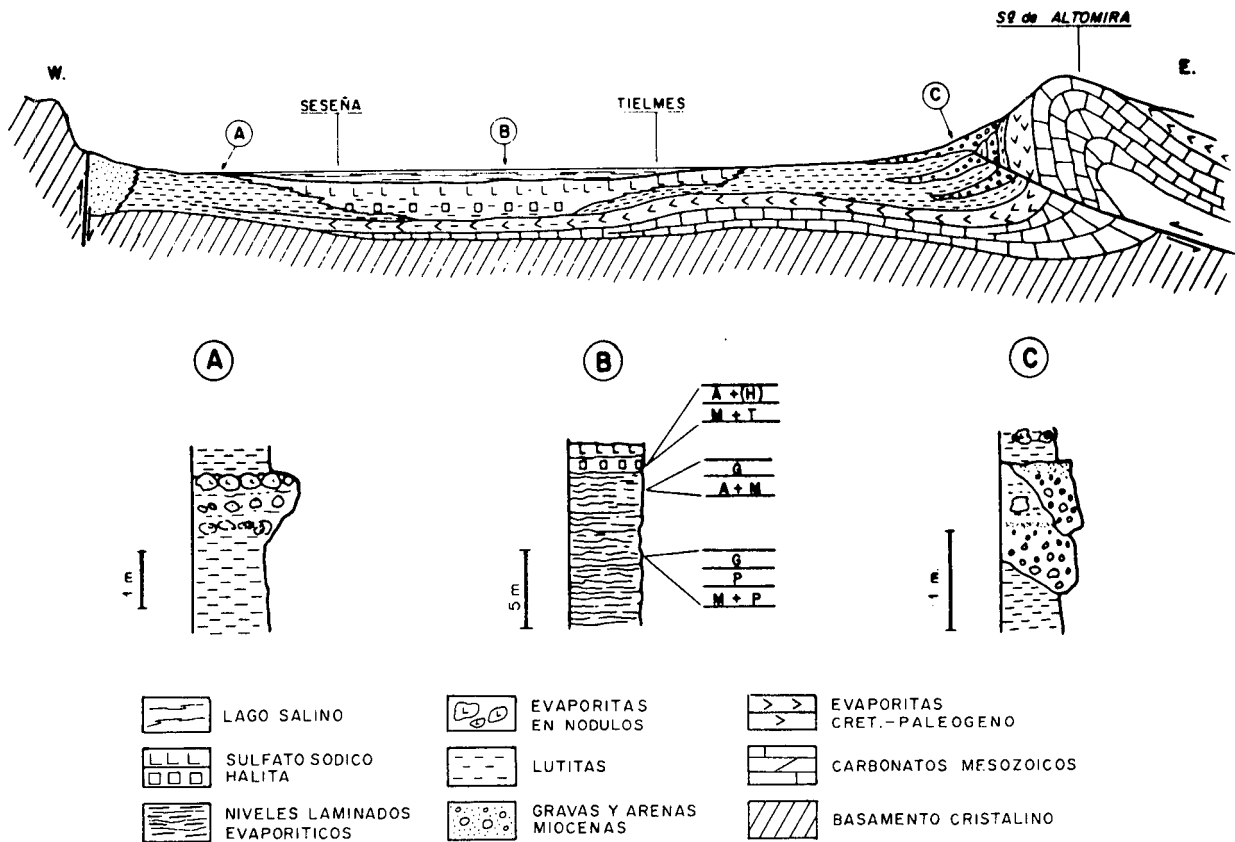


Figura 4.- Esquema de modelo deposicional correspondiente a la Unidad Salina. A:secuencia tipo de llanura lutítica. B:secuencia tipo de centro de lago salino (A, anhidrita, H, halita, M, magnesita, T, terrígenos, G, glauberita, P,polihalita). C: Secuencia tipo de abanico aluvial progradante sobre llanura lutítica.

Figure 4.- Idealised depositional sketch for the Saline Unit, with indication of sedimentary sequences characterizing the main lake subenvironments and related alluvial facies.

A: sequence type of the mudflat subenvironment.

B: sequence type of the central saline lake (A: anhydrite, H:halite, M: magnesite, T: terrigenous deposits, G: glauberite).

C: sequence type of alluvial fan facies prograding on the mudflats.



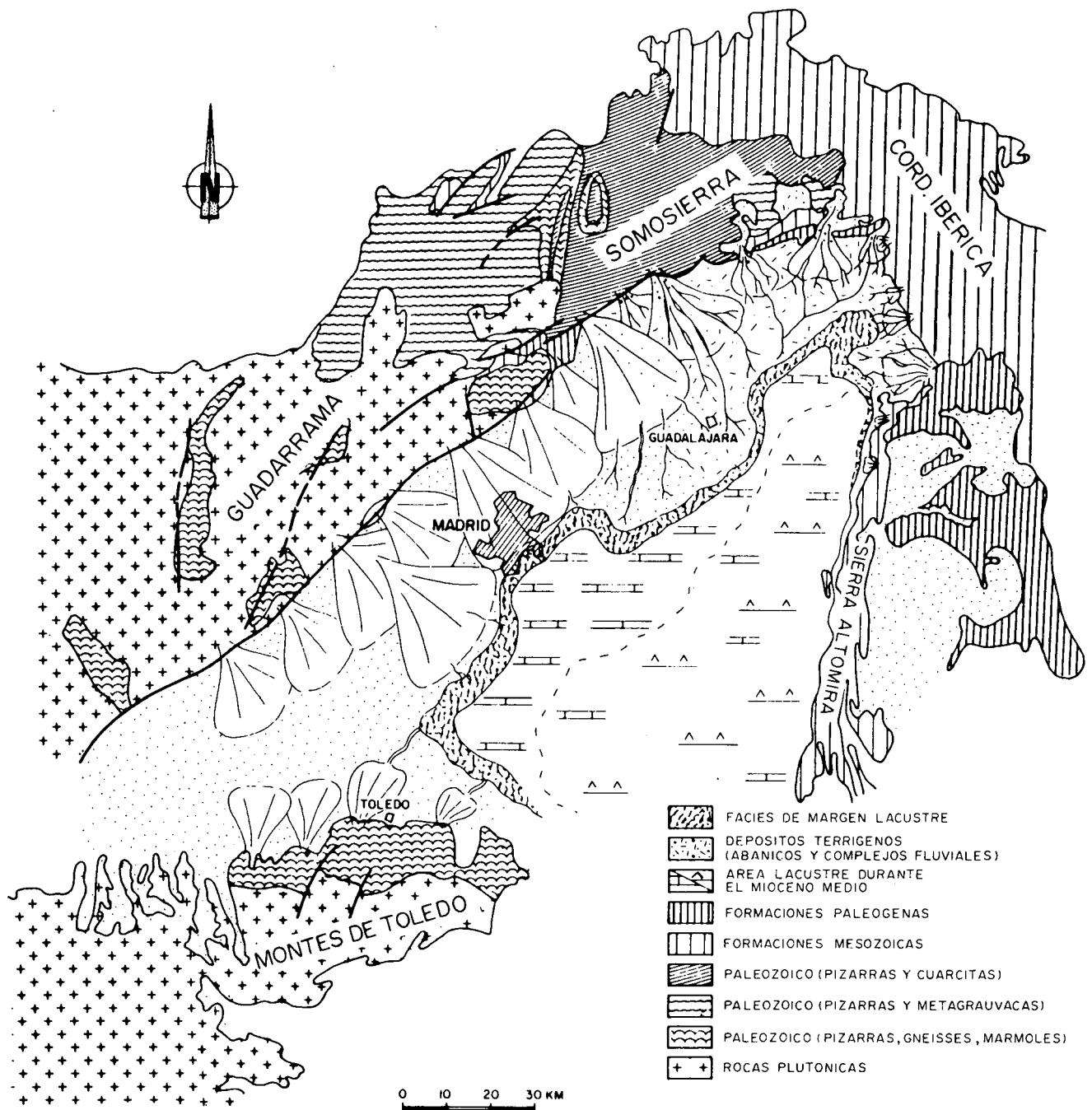


Figura 5.- Esquema de la distribución de sistemas deposicionales durante el Aragoniense medio y superior (Unidad Intermedia) (modificado de Calvo *et al.*, 1989).

Figure 5.- Sketch of depositional systems during the Middle and Upper Aragonian (Miocene Intermediate Unit). Note differences of alluvial facies and lake deposits in relation to the varied lithologies of the basin margins (modified from Calvo *et al.*, 1989).

arquitectura y composición de los sistemas aluviales en función del área de procedencia, hecho que tiene una repercusión directa en los sistemas lacustres marginales con que se interdigitan (Calvo *et al.*, 1989); 2) dentro de las facies lacustres, un incremento de facies yesíferas, con consiguiente reducción de carbonatos de W a E, dando como resultado una marcada asimetría en la distribución de facies evaporíticas (Fig. 5). Añadido a estos aspectos, la parte superior de la Unidad Intermedia presenta un amplio desarrollo de facies lacustres que llegan a expandirse de forma nítida sobre los sistemas aluviales previos en la mayor parte de la cuenca, de forma muy constatable en sus sectores NE y W. Este episodio es tratado de forma separada en la descripción que se hace a continuación.

#### Facies de margen lacustre en el área occidental de la cuenca

Las facies marginales en este área se reconocen en una orla bastante continua (Fig. 5) que presenta una anchura variable entre 1-2 km. Como característica general, dichas facies se sitúan en una posición transicional entre los sistemas aluviales (abanicos) de composición arcósica procedentes del Sistema Central y las facies lacustres más abiertas.

La asociación de facies correspondiente a este margen lacustre presenta una cierta complejidad derivada del notable desarrollo de depósitos de minerales fibrosos de la arcilla, en especial de sepiolita, así como de otras arcillas magnesianas («bentonitas») de interés económico (Ordóñez *et al.*, 1988). La sepiolita aparece en cuerpos de potencia métrica que intercalan niveles de carbonatos, tanto calcita como dolomita, así como pasadas finas de esmectitas. Esta asociación aparece íntimamente ligada a depósitos arcósicos de granulometría fina y/o lutitas arenosas de tonos pardos, lo que, junto al análisis litoestratigráfico y secuencial realizado en trabajos anteriores (Megías *et al.*, 1982; Galán y Castillo, 1984; Alonso-Zarza *et al.*, 1986; Calvo *et al.*, 1986) permite concluir que el depósito de sepiolita y facies asociadas tuvo lugar en charcas someras de carácter efímero situadas al pie de los abanicos arcósicos. La precipitación de sepiolita tuvo lugar como resultado de la descarga de aguas subterráneas ricas en sílice procedentes de los terrenos graníticos del Sistema Central combinadas con aguas salinas contribuidoras de Mg a partir del lago adyacente (Doval *et al.*, 1986). Esta posición marginal en relación con el sistema lacustre es más bien inusual en relación con modelos usualmente propuestos (ver comentarios en Jones y Galán, 1988).

Lateralmente, la asociación de facies con sepiolita grada a depósitos constituidos de forma mayoritaria por lutitas masivas y/o laminadas, niveles de carbonatos y, ocasionalmente, arenas con presencia notable de micas, en especial bitotita. De forma local se recono-

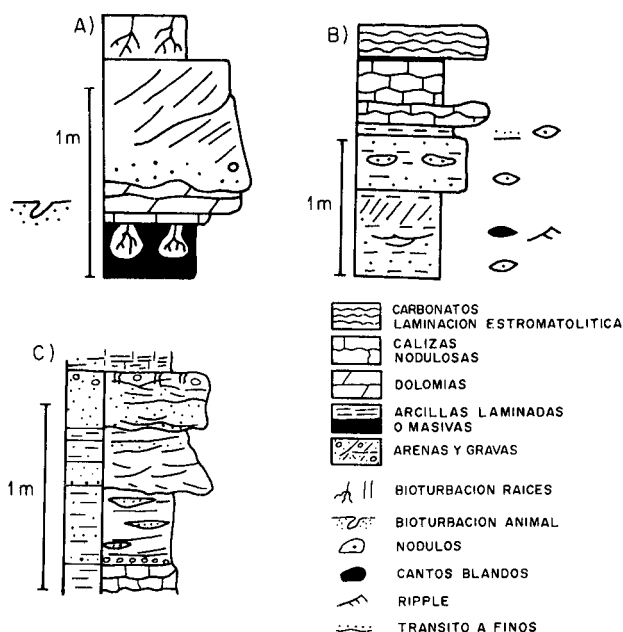


Figura 6.- Secuencias sedimentarias características de las facies de margen lacustre de la Unidad Intermedia en la parte occidental de la cuenca. Ver explicación en el texto.

Figure 6.- Characteristic sedimentary sequences of marginal lake facies of the Intermediate Unit as seen in the western part of the Basin.

(A): Channels of coarse grained micaceous rich sandstones incised in the mudflats. (B): Sheet flood sandstones capped by mudflat carbonates. (C): Deltaic sequence.

cen acumulaciones de yesos detríticos en niveles de orden centimétrico a decimétrico que alternan con niveles tabulares de dolomía. Estos yesos, ampliamente distribuidos en otras zonas de la cuenca, se sitúan hacia la base de la unidad en este margen occidental y su presencia es interpretada como resultante del desmantelamiento de yesos de la unidad Inferior y acumulación de éstos en depresiones de carácter paleokárstico (Calvo *et al.*, 1984).

El análisis de las facies marginales lacustres a lo largo de una amplia franja entre Madrid capital y las proximidades de Toledo (Fig. 5) permite constatar ciertas diferencias en cuanto a la proporción relativa de unas facies y otras dentro de la asociación arriba apuntada, así como en cuanto a su ordenación. Lo más destacable es la mayor presencia de cuerpos arenosos dentro de las sucesiones en posiciones más meridionales (Pinto-Esquivias-Villaluenga) (Lomoschitz *et al.*, 1985). En esta zona se reconocen dos tipos de secuencias fundamentales, comúnmente superpuestas en vertical:

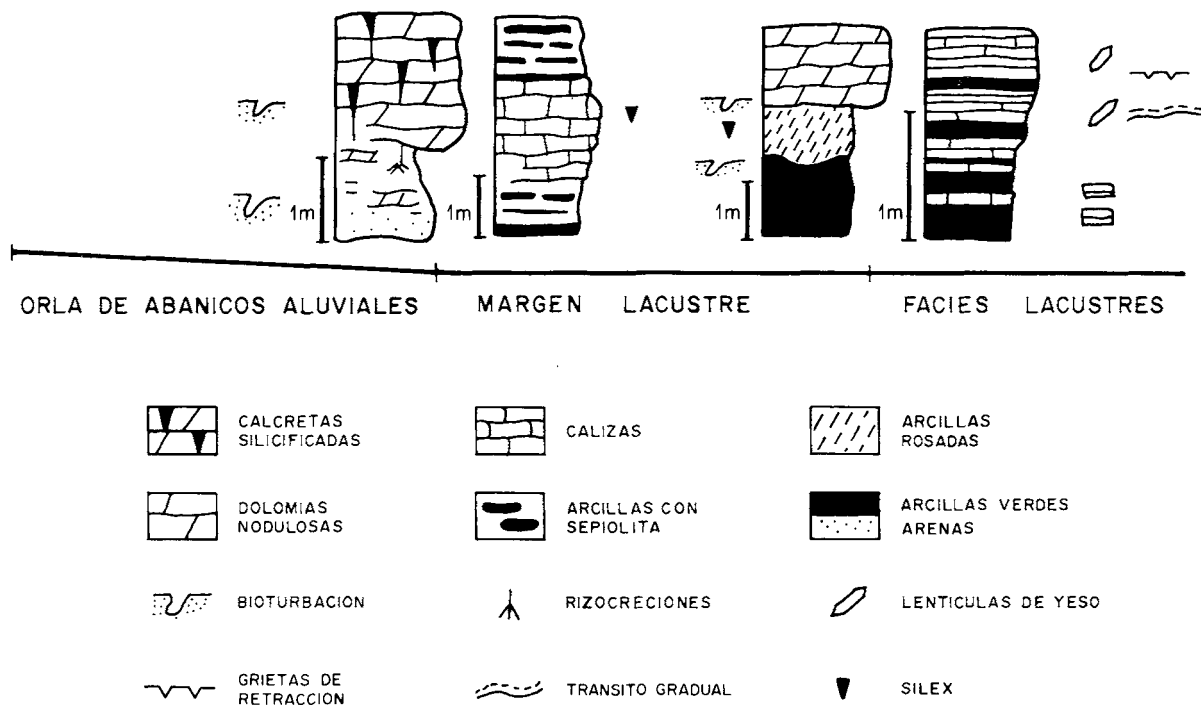


Figura 7.- Secuencias sedimentarias características de la transición entre facies de orla distal de abanico y facies lacustres en el área de Madrid. Ver explicación en el texto.

Figure 7.- Distribution of characteristic sedimentary sequences from alluvial fan fringe to the lake environment observed in Middle Miocene successions of the Madrid area. (A): Calcrete profiles, widely developed in the alluvial fan fringe. (B): Carbonate pond deposits with sepiolite. (C): Paludal clay-carbonate sequences. (D): Shallow lake clay-dolostone sequences.

– canales rellenos por arenas arcóscicas muy micáceas, netamente erosivos sobre carbonatos y/o lutitas, gradando a su vez a lutitas fuertemente bioturbadas (Fig. 6A).

– cuerpos tabulares de arenas micáceas laminadas y arcillas, ocasionalmente masivas, que culminan en niveles de carbonatos (dolomías) masivos o laminados. En este último caso las dolomías exhiben laminación aparentemente estromatolítica y, frecuentemente, estructuras *tepee* (Fig. 6B).

El primer tipo de secuencia representa momentos de progradación de los abanicos arcóscicos, generándose cursos confinados que discurren sobre las llanuras de fango y/o carbonatadas. Aunque las características de afloramiento impiden establecer su conexión geométrica, interpretamos que estos canales son equivalente lateral de secuencias de carácter deltaico desarrolladas en etapas expansivas del sistema lacustre. Dichas secuencias presentan espesores no superiores a 1 metro y tienen un carácter netamente grano- y estrato-creciente (Fig. 6C), consistiendo, en lutitas verdes con lechos de

arenas, arenas micáceas con estratificación cruzada de surco y, en el techo, arenas más gruesas canalizadas.

Por el contrario, otros puntos del margen lacustre (por ejemplo, en los alrededores de Madrid) muestran una escasa presencia de terrígenos gruesos, estando la asociación de facies constituida típicamente por lutitas verdes y carbonatos finamente estratificados. La composición de las primeras viene definida por una mineralogía de esmectitas magnesianas (estevensita, saponita) mientras que los carbonatos son dolomicritas, usualmente con abundantes moldes de yesos lenticulares (Fig. 7D). Una variación a este tipo de secuencia son los perfiles formados, de base a techo, por lutitas verdes (esmectitas magnesianas) en tránsito gradual a arcillas de tono rosado y de éstas a carbonatos con estructura masiva a prismática, en ocasiones con sílex (Fig. 7D). Este tipo de secuencia corresponde, desde nuestro punto de vista, a la progresiva exposición del margen lacustre, hecho que aparece confirmado por la evolución de la mineralogía de las arcillas a lo largo del perfil (Martín de Vidales *et al.*, 1988). Por último la presencia de algunas estructuras bio-genera-

das («mud-mounds» dolomicrocristicos) dentro de este sector (Calvo *et al.*, 1985) constituye un hecho local aunque relevante, al tratarse de estructuras raramente descritas en ámbitos lacustres de carácter relativamente salino.

*Facies de margen lacustre en las áreas N y NE de la cuenca*

La transición entre los sistemas aluviales y facies lacustres en estas áreas presenta un carácter mucho más irregular que la descrita en el área occidental. Contribuye a ello la diferente penetrabilidad de los sistemas de abanicos y/o redes fluviales procedentes de los márgenes de Somosierra y la Ibérica (Alonso-Zarza, 1989) así como la alternancia de períodos de retracción-progradación de los sistemas a través de los que se canaliza el influjo de terrígenos a la cuenca.

Ambos factores dan lugar a un reparto muy heterogéneo de complejos lacustres tanto en vertical como en horizontal. En vertical esta heterogeneidad redonda en frecuentes intercalaciones de depósitos lacustres entre sedimentos lutíticos, localmente con arenas y gravas, correspondientes a zonas más distales de abanicos y/o llanuras de inundación de complejos fluviales. Estas sucesiones son reconocibles entre Guadalajara, Jadraque y Brihuega, quedando, desde un punto de vista litoestratigráfico, integradas dentro de las Unidades Mixtas I y II de Alonso-Zarza (1989). El espesor del registro de cada uno de estos episodios lacustres no supera la decena de metros. Las facies lacustres representadas corresponden a calizas nodulosas con abundantes rasgos de desecación y bioturbación por raíces, frecuentemente con estructura prismática-poliédrica. La mineralogía de estos carbonatos es típicamente calcita baja en Mg, de forma ocasional dolomita. El rasgo más característico es la ordenación de estas facies carbonatadas en secuencias de profundización-retracción (Fig. 8). En muchos casos las facies netamente lacustres se disponen sobre perfiles edáficos de encostramiento, marcando el progresivo anegamiento de zonas deprimidas dentro de las llanuras aluviales (Alonso-Zarza, *et al.*, 1988). Esta tendencia se interrumpe por un nuevo episodio de progradación de los sistemas aluviales.

La descripción anterior corresponde a áreas del NE de la cuenca bajo la influencia de aportes del Sistema Central en su parte oriental (Somosierra). En áreas bajo la influencia del Sistema Ibérico (extremo NE de la cuenca) es patente, por una parte, la mayor proximidad de las facies lacustres a los bordes de la cuenca y, por otra, la mayor continuidad en vertical de los depósitos lacustres combinado con el predominio de facies indicativas de medios lacustres más diluidos y perennes: calizas de oncooides y/o estromatolitos, calizas tobáceas, biomicritas, margas ricas en materia orgánica (Fig. 8).

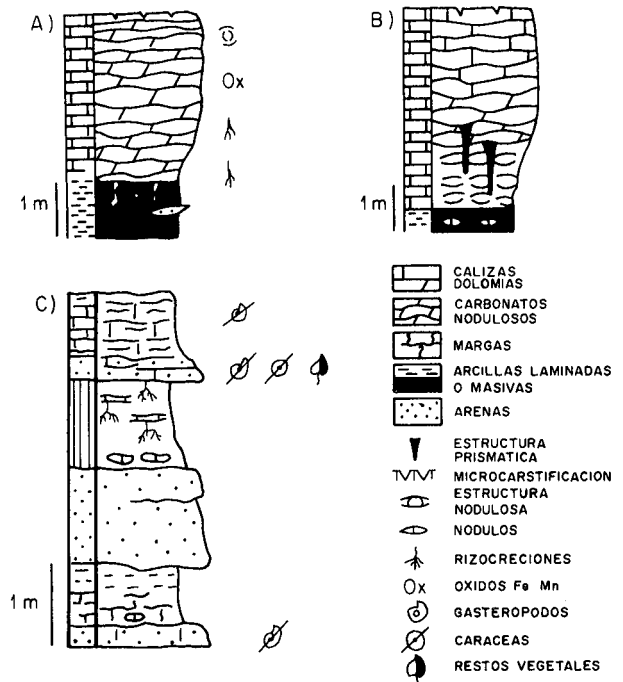


Figura 8.- Secuencias sedimentarias características de las facies de borde lacustre de la Unidad Intermedia en la parte septentrional de la cuenca. Ver explicación en el texto.

Figure 8.- Characteristic sedimentary sequences of marginal lake subenvironment of the Intermediate Unit as seen in the northeastern part of the basin. (A) and (B): Vertical transition from floodplain to shallow lake carbonate facies. (C): channelised sandstones interbedded with paludal deposits.

Paleogeográficamente, esta situación se concreta en el desarrollo de una zona de «golfo» entre el área de influencia ibérica y el borde de la Sierra de Altomira (Fig. 5). Contribuye a ello un mayor abastecimiento hidrológico procedente de las formaciones carbonatadas que forman el borde de la cuenca en esta zona así como la relativa estabilidad tectónica de ésta (Calvo *et al.*, 1989).

Por último, en el borde oriental de la cuenca (Sierra de Altomira) la Unidad Intermedia está constituida de forma predominante por depósitos evaporíticos (yesos masivos y/o laminados de tonos crema, yesos detríticos) y, más localmente por carbonatos (tanto dolomías como calizas y margas). Estos depósitos lacustres llegan a apoyarse en «onlap» sobre el borde e incluso, por zonas, a superarlo. La explicación de este último aspecto y sus implicaciones paleogeográficas están actualmente en estudio.

### Facies lacustres en áreas centrales de la cuenca

Las facies marginales anteriormente descritas pasan con tendencia centrípeta hacia sucesiones generalmente monótonas en la vertical formadas por carbonatos y margas o bien por yesos y margas yesíferas. Ambas asociaciones aparecen asimétricamente repartidas, la primera ampliamente representada en la zona occidental mientras que la segunda se extiende en gran parte del centro de cuenca y se reconoce en puntos inmediatos al borde oriental.

Los carbonatos consisten usualmente en niveles de dolomías (dolomicritas) de geometría tabular que, con frecuencia, contienen abundantes moldes de yeso lenticular. Se disponen en secuencias de orden métrico en la base de las cuales aparecen margas y/o lutitas de tonos verdosos o blanquecinos (Fig. 9A). Dichas lutitas son masivas o, más frecuentemente, laminadas, intercalando en este caso tablas finas de dolomicritas. Este tipo de secuencias se repite en la vertical de las sucesiones de forma monótona. La presencia de yeso en estas sucesiones sólo es destacable hacia su base, apareciendo esencialmente como yeso detrítico (Fig. 9B). Hacia el Este se reconoce un progresivo incremento del yeso en las secuencias, pasando finalmente a secuencias con

presencia exclusiva de yesos en bancos tabulares masivos de tonos crema o bien de éstos con un término basal de yesoarenitas laminadas y/o con estructuras tractivas (estratificación cruzada de bajo ángulo, estratificación lensoidal, estructuras de deformación hidroplástica) (Megías *et al.*, 1982) (Fig. 9B).

El conjunto de facies descritas es indicativo de un lago moderadamente salino, muy somero, con oscilaciones periódicas en la lámina de agua. Dichas oscilaciones son evidentes a partir de la configuración de las facies marginales del norte de la cuenca (con intercalaciones de sedimentos aluviales entre los depósitos lacustres), todo ello caracterizando el funcionamiento de una cuenca lacustre cerrada (Eugster y Kelts, 1983). La asimetría de facies (distribución heterogénea de carbonatos frente a yesos) tiene su explicación bajo dos aspectos:

a) la influencia neta de áreas fuente en cuanto abastecedoras de solutos. En este sentido, la amplia extensión de yesos hacia la parte oriental de la cuenca está en clara relación con la presencia de evaporitas mesozoicas y paleógenas, y posiblemente de las de la Unidad Inferior del Mioceno. Esta influencia es menos neta cuanto más hacia el W.

b) la existencia de irregularidades (altos internos) en el sustrato sobre el que tiene lugar el depósito de la Unidad Intermedia. Dichos altos internos, entendidos como zonas algo ascendidas de las evaporitas de la Unidad Inferior, tienen relevancia a partir del eje del río Tajuña hacia el W. El control de estos altos internos sobre la sedimentación de los yesos de la Unidad Intermedia ha sido comentada en Megías *et al.*, (1981, 1982).

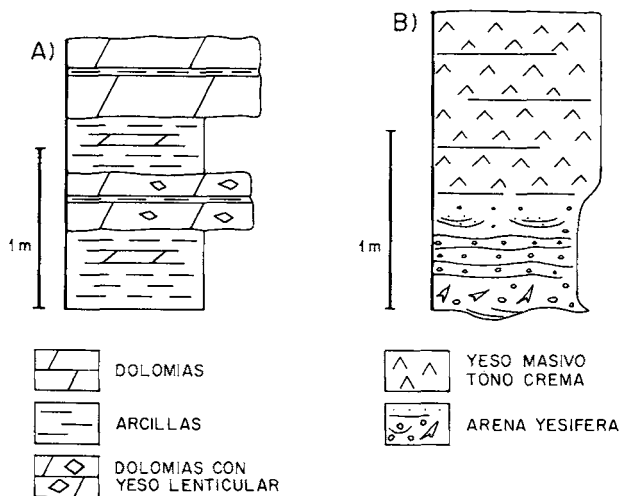


Figura 9.- Secuencias sedimentarias típicas de las facies lacustres de la Unidad Intermedia en partes centrales de la cuenca. Ver explicación en el texto.

Figure 9.- Characteristic sedimentary sequences of central lake facies of the Intermediate Unit. (A): Mudstone-dolostone sequence. (B): Detrital gypsum passing upwards to chemically precipitated, often bioturbated, cream gypsum.

### Facies lacustres del episodio terminal de la Unidad Intermedia

La existencia de un episodio terminal con amplio desarrollo y expansión en la horizontal de los sistemas lacustres es reconocible en la mayor parte de la cuenca, presentando, no obstante, diferencias en cuanto a las asociaciones de facies de unos a otros puntos.

Como característica general, las facies que representan este episodio terminal son esencialmente carbonatadas. En el NE de la cuenca dichas facies se disponen sobre depósitos correspondientes a sistemas aluviales, con una transición en ocasiones muy rápida a partir de ellos. En esta zona se han distinguido dentro del conjunto carbonático superior (Alonso-Zarza, 1989), de unos 75 m de espesor, dos subunidades, una inferior con predominio de biomicritas y calizas de algas, y otra superior caracterizada por depósitos calcáreos con rasgos palustres. La figura 10 refleja la variedad de las asociaciones de facies y secuencias reconocidas en este conjunto carbonatado, representativo de sistemas lacustres someros de aguas escasamente salinas, que evolucionan en vertical a un sistema donde los depó-

sitos son expuestos periódicamente con mayor frecuencia. Dicho episodio coincide con un amortiguamiento neto del funcionamiento de los sistemas de abanicos abastecedores de terrígenos (Alonso-Zarza *et al.*, 1988).

Este sistema lacustre reconocido en el sector NE de la cuenca debió quedar parcialmente desconectado de

los otros complejos lacustres desarrollados hacia la parte superior de la Unidad Intermedia, aunque este aspecto no está por el momento suficientemente estudiado. En áreas más centrales, así como en los bordes W y S, tanto las facies marginales lacustres como las más abiertas evolucionan a depósitos con predominio de carbonatos de agua dulce a relativamente menos

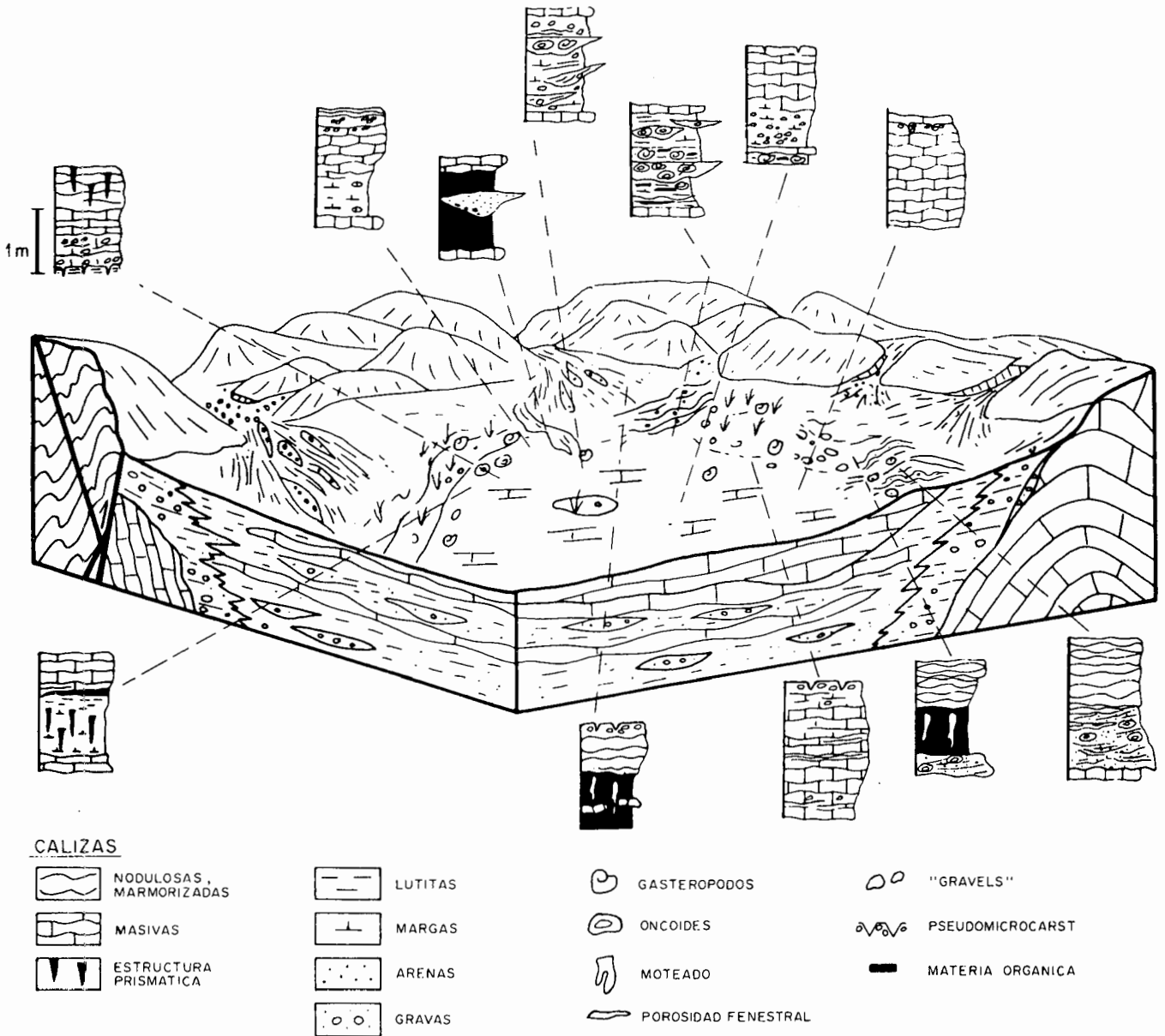


Figura 10.-Bloque diagrama idealizado de los sistemas lacustres carbonatados del área NE de la cuenca en el estadio terminal de la Unidad Intermedia.

Figure 10.-Idealised depositional sketch of shallow lake carbonates in the northeastern part of the basin during the early Vallesian (upper part of the Intermediate Unit).

salinos. Un ejemplo de esta evolución es reconocible en el área W (Esquivias-Villaluenga), donde secuencias de lutitas (frecuentemente formadas por minerales fibrosos de la arcilla) y carbonatos con rasgos netos edáficos-palustres pasan en vertical a niveles lacustres indicativos de condiciones de mayor profundidad y aguas más diluidas. Es en estos niveles donde se han reconocido, con carácter único hasta el momento en la cuenca, acumulaciones relativamente importantes de diatomeas (Calvo *et al.*, 1988).

### Unidad Superior

Ha sido denominada también como complejo fluvio-lacustre terminal por Megías *et al.*, (1982). Presenta una notable complejidad interna en cuanto al reparto de facies así como por su estrecha relación paleomorfológica con los niveles que culminan la Unidad Intermedia, las cuales actúan en cierto modo de área fuente.

La distribución de esta unidad dentro de la cuenca es irregular. Así, en el sector NE está representada por facies detríticas que afloran sólo muy parcialmente, en especial en el interfluvio de los ríos Henares y Tajuña.

Tradicionalmente, esta unidad ha sido dividida en dos tramos. El tramo basal está constituido por un conjunto de facies detríticas depositadas en sistemas fluviales que se dispusieron aproximadamente según los interfluvios de los valles actuales de los ríos Henares y Tajuña, del Tajuña y Tajo, y del sur de este último. Esta distribución, con neta orientación NE-SW, permite reconstruir una paleogeografía de surcos o paleovalles labrados sobre los materiales terminales de la Unidad Intermedia (carbonatos, en parte dolomítico-yesíferos, y/o yesos). Estos depósitos conformaron un paisaje emergido con relieves de escasa entidad, siendo en gran parte carstificados y sufriendo asimismo procesos de silicificación bastante extensos (Ordóñez *et al.*, 1985). Toda esta configuración aparece muy posiblemente ligada a un cambio hacia condiciones exorreicas en la cuenca para este periodo.

Este marco paleogeográfico (Fig. 11) es coherente con el amplio desarrollo de facies tobáceas característico de la Unidad Superior en la Cuenca de Madrid. La recarga hidrogeológica a partir de los relieves carbonático-yesíferos carstificados favoreció el desarrollo de sistemas fluvio-palustres donde coexisten sedimentos terrígenos y carbonáticos, estos últimos de neta influencia orgánica (canales arenosos y/o de gravas, facies oncolíticas, tobas fuertemente cementadas, localmente micritas fosilíferas y biomicitas).

La presencia de mayores espesores de depósitos correspondientes a la Unidad Superior en los actuales interfluvios (páramos) sugiere un relieve invertido en

relación con el hoy visible, deduciéndose que la red fluvial actual se excavó sobre los altos relativos de la Unidad Intermedia.

El modelo planteado para la sedimentación de la Unidad Superior toma como base, aparte de las constataciones litoestratigráficas previas, la alimentación interna a la cuenca de los sistemas lacustres desarrollados en este periodo, no pudiendo explicarse la presencia de, por ejemplo, facies de canales oncolíticos a partir de las formaciones carbonáticas más antiguas en los bordes. Las facies tobáceas reconocidas corresponden tanto a tobas de manto como a tobas de cascada, hecho que sugiere la interrelación estrecha de depósitos propios de sistemas fluvio-lacustres y de

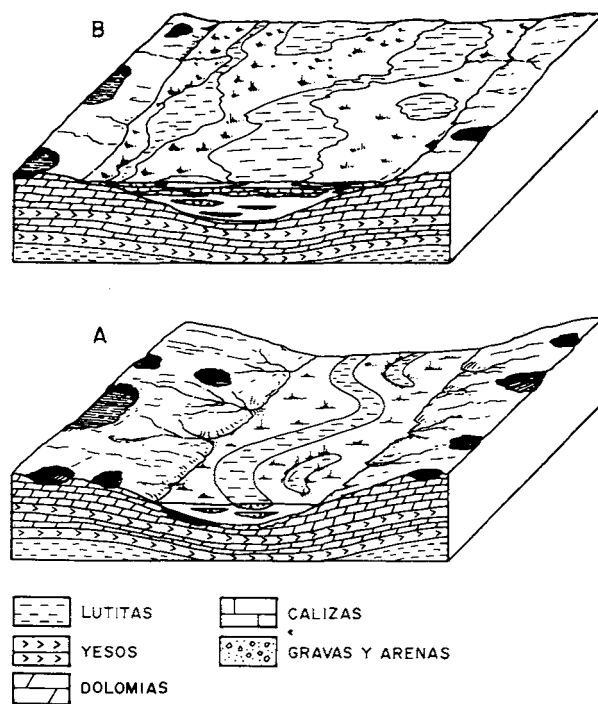


Figura 11.- Esquema idealizado de la distribución de facies y su control paleomorfológico durante el depósito de la Unidad Superior del Mioceno.

Figure 11.-Block diagrams representing sedimentary evolution of the Miocene Upper Unit (Late Vallesian-Turolian). Sketch A represents the development of a fluvial system over karstified carbonates of the Intermediate Unit. Sketch B corresponds to the enlargement of shallow lake, tuffa-dominated carbonate deposits which form most of the upper part of the unit.

los derivados a partir de surgencias adyacentes. Estimamos que un ámbito como el de las Tablas de Damiel, en el valle actual del río Guadiana (por tanto en un sistema de carácter exorreico) puede ser considerado un análogo reciente del modelo de facies sugerido para la Unidad Superior del Mioceno.

## CONCLUSIONES SOBRE LA EVOLUCIÓN GENERAL DE LOS SISTEMAS LACUSTRES MIOCENOS DE LA CUENCA DE MADRID

El registro mioceno de la Cuenca de Madrid puede ser dividido litoestratigráficamente en tres unidades tectosedimentarias mayores. Dichas unidades quedan diferenciadas entre sí por rupturas sedimentarias y, a su vez, presentan asociaciones de facies netamente distintas, particularmente en lo que se refiere a los depósitos lacustres en cada una de ellas. Asimismo, los dispositivos deposicionales generales, deducibles del análisis sedimentológico de las unidades distinguidas, muestran variaciones relativas, en algunos casos sustanciales.

La Unidad Inferior o Salina está constituida por una asociación de facies indicativa de un episodio de sedimentación fuertemente evaporítica, con desarrollo de facies salinas tales como halita, thenardita y glauberita, entre otras. La diferenciación con respecto a facies evaporíticas infrayacentes (Paleógeno del centro de la cuenca) no está suficientemente acotada por el momento dada la ausencia de datos mineralógicos suficientes sobre estas facies en subsuelo.

La Unidad Intermedia está formada por una asociación de facies representativa de un complejo lacustre de carácter moderadamente salino, conservándose a grandes rasgos el dispositivo general de facies aluviales y lacustres en relación con la unidad infrayacente (cuenca hidrológica y morfológicamente cerrada). Las variaciones respecto a esta última vienen motivadas por reactivaciones tectónicas en los márgenes de la cuenca, especialmente en el correspondiente al Sistema Central. Este factor, que contribuyó a la generación de relieve en este área y a una cierta modificación de los niveles más antiguos aflorantes en los bordes, debió condicionar simultáneamente el decrecimiento en las tasas de aporte de soluto por reciclado de formaciones evaporíticas más antiguas (Cretácico superior-Paleógeno). El resultado es una mayor dilución o «endulzamiento» relativo de las aguas lacustres en este período, siendo el yeso la facies evaporítica exclusiva, a pesar de la conservación a grandes rasgos de las condiciones paleoclimáticas. El aporte de salmueras sulfatadas-yesíferas es contribuido simultáneamente por la redisolución de zonas suavemente ascendidas del techo de la Unidad Inferior (altos internos de la cuenca), las cuales funcionaron simultáneamente como abastecedoras de depósitos clásticos yesíferos. Este modelo general de sedimen-

tación dentro de la Unidad Intermedia sufrió una modificación sustancial hacia el techo de la misma (Vallesiense inferior), con una expansión amplia de los sistemas lacustres y neto desarrollo de facies carbonatadas de agua dulce y/o ligera profundización de los cuerpos de agua lacustres. Este episodio puede ser relacionado con un cambio climático relativo hacia condiciones más frías y húmedas (López-Martínez *et al.*, 1987).

La Unidad Superior es netamente distinta de las anteriores tanto en cuanto a facies (predominio de calizas tobáceas, calizas de oncoïdes, micritas fosilíferas y biomicritas) como a su distribución areal, con un fuerte condicionamiento del marco paleomorfológico interno de la cuenca y una íntima relación con sistemas fluviales. La génesis de facies carbonatadas en esta unidad aparece estrechamente controlada por la disolución intensa de sustratos calcáreos y/o yesíferos previos con rasgos netos de paleokarstificación.

En resumen, la evolución temporal de los sistemas lacustres a lo largo del Mioceno en la Cuenca de Madrid muestra un cambio hacia condiciones progresivamente más diluidas. Dicha evolución tiene lugar en dos etapas caracterizables como propias de sedimentación lacustre en cuenca hidrológicamente cerrada seguidas de una última etapa posiblemente exorreica, hecho que presenta analogías con la evolución observable en otras cuencas continentales interiores de la Península Ibérica.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del Proyecto conjunto (C.S.I.C.-CAYCIT) PR-84-0078-C02-02 sobre "Evolución geológica de la cuenca Alta y Media del Tajo".

## BIBLIOGRAFÍA

- ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., MORALES, J., SESE, C. y SORIA, D., 1983: Bioestratigraphie et evolution sedimentaire de l'aire de Madrid. *Abstract Interim Coll. on Mediterranean. Neogene Continental Paleoclimatic Evolution*. Montpellier, Abril: 18-23.
- ALONSO-ZARZA, A.M., 1989: *Estudio petrológico y sedimentológico de las facies de abanicos aluviales del Neógeno en el sector NE de la Cuenca de Madrid y su relación con las facies más centrales, Provincia de Guadalajara*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 436 p.
- ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1986: Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos del Jarama (Madrid). *Estudios geol.*, 42: 79-10.



- ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1988: Significado paleogeográfico de las texturas y acumulaciones de carbonato en perfiles edáficos de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (Provincia de Guadalajara). *Geogaceta*, 5: 29-32.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R., 1979: Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica. Libro Hom. Prof. Solé Sabaris. *Acta Geol. Hispánica*, 14: 172-177.
- ANTUNES, M.T., CALVO, J.P., HOYOS, M., MORALES, S., ORDÓÑEZ, S., PAÍS, J. y SESE, C., 1987: Ensayo de correlación entre el Neógeno de las áreas de Madrid y Lisboa (Cuencas Alta y Baja del río Tajo). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73: 85-102.
- ARRIBAS, M.E., 1985: Sedimentología y diagénesis de las facies carbonáticas del Paleógeno del Sector NW de la Cuenca del Tajo. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid. 444 p.
- CALVO, J.P., ALONSO, A.M. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1986: Depositional sedimentary controls on sepiolite occurrence in Paracuellos de Jarama, Madrid Basin. *Geogaceta*, 1: 25-28.
- CALVO, J.P., ALONSO, A. M. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1989: Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.*, 70: 199-214.
- CALVO, J.P., GARCÍA DEL CURA, M.A. y ORDÓÑEZ, S., 1980: Fábricas diagenéticas, retrodiagénesis y karstificación en calizas continentales (sector NE de la Cuenca de Madrid). *Rev. Inst. Inv. Geológicas*, 34: 135-148.
- CALVO, J. P. y GARCÍA YAGÜE, A., 1985: Nuevos sondeos de investigación geológica en el área de Madrid. *Estudios Geol.*, 41: 25-31.
- CALVO, J.P., HOYOS, M. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1985: «Mud-mounds» en sedimentos lacustres someros del Mioceno medio de la Cuenca de Madrid. *Estudios geol.*, 41: 359-367.
- CALVO, J.P., JONES, B.F., BUSTILLO, M., FORT, R., ALONSO, A.M. y KENDALL, C., 1990: Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, Central Spain. *Applied Geochemistry* (en prensa).
- CALVO, J.P., ORDÓÑEZ, S., HOYOS, M. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1984: Caracterización sedimentológica de la Unidad Intermedia del Mioceno de la zona sur de Madrid. *Rev. de mat. y proc. geológicos*, 2 : 145-176.
- CALVO, J.P., POZO, M. y SERVANT-VILDARY, S., 1988: Lacustrine diatomite deposits in the Madrid Basin (Central Spain). *Geogaceta*, 4: 14-17.
- DE VICENTE, G., 1988: Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense de Madrid. 317 p.
- DEAN, W.E., DAVIES, G.R. y ANDERSON, R. Y., 1975: Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. *Geology*, 3: 367-372.
- DOVAL, M., CALVO, J.P., BRELL, J.M. y JONES, B.F., 1986: Clay mineralogy of the Madrid Basin: comparison with other lacustrine closed basins. *Symp. Geochemistry Earth surface Processes. Mineral Formations*. Granada, Abstracts: 188-189.
- EUGSTER, H.P. y KELTS, K., 1983: Lacustrine chemical sediments. En A.S Goudie y K. Pye, eds. *Chemical Sediments and Geomorphology*, pp. 321-368. Academic Press, London.
- GALAN, E. y CASTILLO, E., 1984: Sepiolite-palygorskite in Spanish tertiary basins: genetical patterns in continental environments. En A. Singer y A. Galán, eds. *Sepiolite-Palygorskite occurrences, genesis and uses*, pp. 87-124, Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- GARCÍA DEL CURA, M.A., 1979: Las sales sódicas, calco-sódicas y magnésicas de la Cuenca del Tajo. *Serie Universitaria*, 109. Fundación March. 93 p.
- GARCÍA DEL CURA, M.A., ORDÓÑEZ, S. y CALVO, J.P., 1986: La Unidad Salina (Mioceno) en el área de Madrid: características petrológicas y mineralógicas. *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 9: 329-338.
- GARCÍA DEL CURA, M.A., ORDÓÑEZ, S. y LOPEZ-AGUAYO, F., 1979: Estudio petrológico de la «Unidad Salina» de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geol.*, 35: 325-339.
- HARDIE, L.A., SMOOT, J.P. y EUGSTER, H.P., 1978: Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En A. Matter y M. Tucker, eds. *Modern and Ancient Lake Sediments*, pp. 7-41, Spec. Publ., I.A.S. Blackwell-Oxford.
- JONES, B. F. y GALAN, E., 1988: Palygorskite-Sepiolite. *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of micas)*. Min. Soc. of America. Reviews in Mineralogy, 19: 631-674.
- JUNCO, F. y CALVO, J.P., 1983: Cuenca de Madrid. *Geología de España*. Tomo 2. IGME: 534-543.
- KENDALL, A.C., 1979: Subaqueous Evaporites. En R.G. Walker, ed. *Facies Models*, pp.159-174. Geosc. Canada Reprints, 1.
- LOMOSCHITZ, A., CALVO, J.P. y ORDÓÑEZ, S., 1985: Sedimentología de las facies detríticas de la Unidad Intermedia del Mioceno del sur y este de Madrid. *Estudios geol.*, 41: 343-358.
- LOPEZ MARTÍNEZ, N., AGUSTÍ, J., CABRERA, L., CALVO, J.P., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DAAMS, R., DIAZ, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍNEZ, J., MORALES, J., PORTERO, M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. y TORRES, T., 1987: Approach to the spanish continental neogene Synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, 70: 383-391.
- MARTIN DE VIDALES, J.L., POZO, M., MEDINA, J.A. y LEGUEY, S., 1988: Formación de sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquivias (Cuenca de Madrid). *Estudios geol.*, 44: 7-18.
- MEGIAS, A.G., LEGUEY, S. y ORDÓÑEZ, S., 1982: Interpretación tectosedimentaria de la génesis de minerales fibrosos de arcilla en series detríticas continentales (Cuencas de Madrid y del Duero). España. *V Cong. Latinoamericano de Geología*. Actas II: 427-439.
- MEGIAS, A.G., ORDÓÑEZ, S. y CALVO, J.P., 1981: Tertiary clastic gypsum deposits in the Madrid Basin. *Regional Meeting, I.A.S. Bologna*: 109-112.
- MEGIAS, A.G., ORDÓÑEZ, S. y CALVO, J.P., 1983: Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, I: 163-191.
- MEGIAS, A.G., ORDÓÑEZ, S., CALVO, J.P. y GARCÍA DEL CURA, M. A., 1982: Sedimentos de flujo gravitacionales yesíferos y facies asociadas en la Cuenca neógena de Madrid. España. *V Congr. Latinoamericano de Geología*. Argentina. Actas 2: 311-328.
- ORDÓÑEZ, S., CALVO, J.P., ALONSO, A.M. y HOYOS, M., 1988: Mineral resources in lacustrine sequences from Tertiary Madrid Basin (Spain). *I.A.S. Symposium Sedimentology of Mineral deposits*, Beijing. August 1988. Abstracts: 189-190.
- ORDÓÑEZ, S., CALVO, J.P., ALONSO, A.M. y HOYOS, M., 1989: Mineral resources in lacustrine sequences from Tertiary Madrid Basin (Spain). *I.A.S. Spec. Publ.* (en prensa).
- ORDÓÑEZ, S., FONTES, J.CH. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1983: Contribución al conocimiento de la sedimentogénesis evaporítica en las cuencas neógenas de Madrid y del Duero en base a datos isotópicos estables ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{34}\text{S}$ ). *X Cong. Nacional de Sedimentología*. Menorca. Sept. 1983. Comunicaciones: 49-52.

- ORDÓÑEZ, S., FONTES, J.CH. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1987: Estudio isotópico ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ) de la paragénesis sulfatada sódica, calcosódica y cálcica de la Unidad Salina de la Cuenca de Madrid. *II Cong. Geol. España*. Soria. Abstracts: 90-98.
- ORDÓÑEZ, S., HOYOS, M., GARCÍA DEL CURA, M.A. y CALVO, J.P., 1985: Middle Miocene paleokarst in the Madrid Basin (Spain). A complex karstic system. *6<sup>th</sup> European Reg. Meeting*. I.A.S., Lleida: 624-627.
- ORDÓÑEZ, S., MENDUIÑA, J. y GARCÍA DEL CURA, M.A., 1982: El sulfato sódico natural en España. *Tecniterrae*, 46: 16-33.
- ORTÍ, F., PUEYO, J.J. y SAN MIGUEL, A., 1979: Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago (Terciario continental de la Cuenca del Tajo). *Bol. Geol. Miner.*, 94: 347-373.
- ORTÍ, F., ROSELL, L., UTRILLA, R., INGLES, M., PUEYO, J.J. y PIERRE, C., 1988: Reciclaje de evaporitas en la Península Ibérica durante el ciclo alpino. *II Cong. Geológico de España*. 1: 421-424.
- ORTÍ, F., 1988: Sedimentación evaporítica continental durante el Terciario de la Península Ibérica: Aspectos generales. *II Cong. Geológico de España*. Simposios: 509-518.
- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M., 1984: Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Cong. Español de Geología*, T. 3: 253-263.
- RACERO, A., 1988: Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo. *II Cong. Geológico de España*, Simposios: 213-222.
- SMITH, A. C., HURLEY, A.M. y BRIDEN, J.C., eds., 1981: *Phanerozoic paleocontinental world maps*. Cambridge. University Press, 102 p.
- UCHUPI, E., 1988: Bosquejo de evolución geológica de Iberia durante el Mesozoico y Cenozoico. Una conexión tectónica entre Africa y Europa. *Rev. de la Soc. Geol. de España*, Vol. I: 257-297.
- UTRILLA, R., PIERRE, C., ORTÍ, F., ROSELL, L. INGLES, M. y PUEYO, J.J., 1987: Estudio isotópico de los sulfatos en formaciones evaporíticas mesozoicas marinas y terciarias continentales. Aplicación a la Cuenca del Tajo. *II Cong. de Geoquímica de España*, Soria: 91-94.
- VALYASHKO, M.G., 1972: Scientific works in the field of geochemistry and the genesis of salt deposits in the URSS. *Geology of saline deposits*. Proceedings of The Hanover Symposium, 1968. Unesco. Paris: 289-311.
- VEGAS, R. VÁZQUEZ, T. y MARCOS, A., 1986: Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta*, 1: 24-25.
- WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C., 1989: A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En AGGEP, ed., *Libro Homenaje a R. Soler*: 147-155.