

## SINTESIS DE LA CRONOESTRATIGRAFIA Y EVOLUCION SEDIMENTARIA DE LOS SISTEMAS LACUSTRES EVAPORITICOS Y CARBONATADOS NEOGENOS DE LA CUENCA DE CALATAYUD-MONTALBAN

E. Sanz-Rubio\*, S. Sánchez-Moral\*, J. C. Cañaveras\*\*, H. Abdul-Aziz\*\*\*, J. P. Calvo\*\*\*\*, S. Cuezva\*, A. V. Mazo\*, J. M. Rouchy\*\*\*\*\*, C. Sesé\* y J. Van Dam\*\*\*

### RESUMEN

La Cuenca terciaria de Calatayud-Montalbán consta de dos subcuencas diferentes separadas por el umbral de Daroca (Cuenca de Calatayud en el sector septentrional y Cuenca de Montalbán en el sector meridional). Estas cuencas presentan una evolución sedimentaria muy similar de los sistemas lacustres neógenos evaporíticos y carbonáticos, que generalmente ocupan los sectores centrales de ambas depresiones. En la Cuenca de Calatayud, se reconocen tradicionalmente en el Neógeno tres unidades sedimentarias mayores denominadas Unidad Inferior, Intermedia y Superior separadas por dos rupturas sedimentarias principales. Las dos primeras tienen carácter evaporítico, mientras que la última tiene un carácter fluviolacustre. En los sectores centrales de la Cuenca de Montalbán, el sondeo Barrachina-1 y las secciones estratigráficas complementarias han permitido apreciar una evolución sedimentaria muy similar para las unidades neógenas, con facies evaporíticas y carbonáticas muy parecidas, aunque con una cronoestratigrafía diferente y la ausencia del registro sedimentario del Mioceno medio a Plioceno. En este trabajo también se describe por vez primera la presencia de un nivel volcanoclástico intercalado entre las facies evaporíticas del Mioceno inferior de la Cuenca de Montalbán. Las asociaciones minerales identificadas en los depósitos lacustres del Mioceno inferior-medio de ambos sectores de la cuenca, muestran una secuencia que evoluciona desde facies lacustres evaporíticas de alto grado de hipersalinidad, hacia facies lacustres evaporíticas de baja-moderada salinidad. Solamente, el registro sedimentario de la Cuenca de Calatayud permite asegurar que esta evolución sedimentaria se completa con la presencia de facies carbonáticas fluviolacustres características de aguas dulces en el Mioceno superior. Esta secuencia de precipitación salina responde a un cambio progresivo en la hidroquímica de los sistemas lacustres relacionado con un cambio gradual de las condiciones climáticas que comenzaría en el Ramblense y se extendería, al menos, durante todo el Mioceno medio. Las diferencias cronoestratigráficas entre los dos sectores de la misma depresión deben estar relacionados con los diferentes condicionantes tectónicos y/o geomorfológicos a los que se han visto sometidas ambas cuencas durante el Mioceno.

**Palabras clave:** *sedimentos lacustres, evaporitas, carbonatos, Mioceno, cambio climático, Cuenca de Calatayud.*

### Abstract

The Tertiary Calatayud-Montalbán Basin consists of two distinct sub-basins separated by the Daroca High (Calatayud Basin in the northern sector and Montalbán Basin in the southern sector). These basins present a quite similar sedimentary evolution of the Neogene evaporitic and carbonatic lacustrine systems, that generally occupy central locations in both basins. Three main sedimentary units (Lower, Intermediate and Upper

\* Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales – CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

\*\* Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Campus San Vicente del Raspeig, Alicante, España. Laboratorio de Petrología Aplicada (Unidad Asociada CSIC-UA). 03080 Alicante.

\*\*\* Faculty of Earth Sciences. Utrecht University. PO 80021. 3508 TA. Utrecht, The Netherlands.

\*\*\*\* Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

\*\*\*\*\* CNRS-ESA 7073. Lab. de Géologie. Muséum National Histoire Naturelle. 43, rue Buffon. 75005 Paris (France).

units) divided by two main sedimentary breaks are traditionally described in the Calatayud Basin. The Lower and Intermediate units have evaporitic sedimentation, whilst the Upper Unit is typically freshwater fluviolacustrine sedimentation. In the central areas of the Montalbán basin, the Barrachina-1 drill hole and complementary stratigraphic sections showed a very similar sedimentary evolution of the Neogene units, with similar evaporitic and carbonatic facies, but different chronostratigraphy. The Upper Miocene-Pliocene sedimentary record of the Montalbán Basin is absent. In addition, this work presents the first occurrence of a volcanoclastic layer interbedded in the Lower Miocene evaporitic facies of the Montalbán Basin. The identified mineral assemblages of the lacustrine deposits of both sectors of the basin, show an evolutionary sequence during the Lower-Middle Miocene from hypersaline to lower-moderated salinity lacustrine facies. This evolutionary trend is only complete in the sedimentary record of the Calatayud Basin, where freshwater carbonatic fluviolacustrine facies are described in the Upper Miocene. This precipitation sequence is the result of a progressive hydrochemical change of the lacustrine systems related to a climatic change from the Ramblian to the Middle Miocene. Differences in the chronostratigraphy of both basins should be related to distinct tectonic scenarios and/or geomorphologic features during the Miocene.

**Key words:** *lake sediments, evaporites, carbonates, Miocene, climate change, Calatayud Basin.*

## Introducción

La Cuenca de Calatayud-Montalbán presenta uno de los registros sedimentarios neógenos más completos de la Península Ibérica, con una gran variedad de facies sedimentarias y unidades litológicas, principalmente evaporíticas y carbonáticas. Esta condición ha permitido que numerosos grupos de investigación, nacionales e internacionales, hayan trabajado o estén actualmente trabajando en los numerosos afloramientos de la cuenca. Desde el siglo XIX, la cuenca ha sido objeto de numerosos trabajos en el campo de la paleontología, mineralogía, sedimentología, geomorfología, geoquímica, cicloestratigrafía, etc., si bien en su mayor parte han sido enfocados al estudio de la Cuenca de Calatayud s.s. siendo más escasos los trabajos llevados a cabo en la Depresión de Montalbán.

El objetivo del presente trabajo consiste en establecer la secuencia neógena de precipitación salina y relleno sedimentario de ambas subcuencas. Para ello se ha llevado a cabo la caracterización sedimentológica, petrológica, mineralógica, y geoquímica de los materiales aflorantes, siendo además fundamental la posibilidad de llevar a cabo un estudio detallado del testigo continuo obtenido en un sondeo de investigación geológica emplazado en la localidad de Barrachina (Teruel), situado en facies centrales de la Cuenca de Montalbán. Con ello se ha dispuesto por primera vez de información del conjunto de los sedimentos neógenos que rellenan esta cuenca, con la ventaja de contar con materiales que no han sufrido fenómenos recientes de alteración subaérea. A partir de los resultados obtenidos, se han establecido una serie de asociaciones minerales que caracterizan los diferentes episodios sedimentarios de ambas cuencas con el objetivo de comparar sus

secuencias sedimentarias y junto con las aportaciones más notables de diferentes autores implicados en el estudio de la cuenca, determinar el grado de correlación cronoestratigráfica existente entre ambas.

## Contexto geológico y estratigrafía general

La Cuenca terciaria de Calatayud-Montalbán (Zaragoza-Teruel) se localiza en el NE de la Península Ibérica, entre las cuencas de Almazán y del Ebro, formando parte del sistema de fosas y subfosas tectónicas de carácter intramontañoso enclavadas en la Cordillera Ibérica (fig. 1). Las cuencas de Calatayud y Montalbán, separadas gran parte del Neógeno por el umbral de Daroca, se encuentran en una misma fosa tectónica alargada en dirección NO-SE, coincidente con la directriz principal de la Cordillera Ibérica. En gran parte de los trabajos previos, estas dos cuencas son citadas como una sola cuenca (Cuenca de Calatayud-Montalbán) si bien los estudios se centraban fundamentalmente en la C. de Calatayud. Sin embargo, es conocido que el umbral de Daroca funciona e individualiza la sedimentación de ambas cuencas desde el Ramblense-Aragoniense inferior, como atestiguan las facies de abanicos aluviales procedentes del SE, relacionadas con los yesos aflorantes de la Unidad inferior de la C. de Calatayud (Sanz Rubio, 1999).

El relleno sedimentario terciario de la Cuenca de Calatayud comprende sedimentos detríticos de carácter aluvial (conglomerados, areniscas, limos y arcillas) en los sectores de margen de cuenca que pasan a sedimentos lacustres (evaporitas y carbonatos) en los sectores centrales de la cuenca (fig. 2A), donde se acumulan potencias de hasta 1.200 m. No

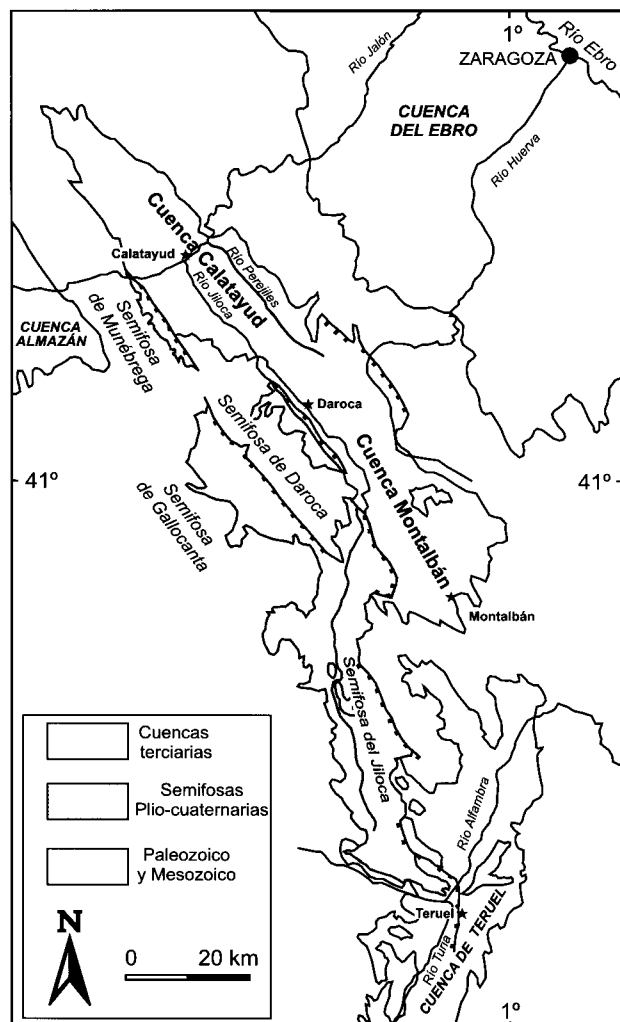


Fig. 1.—Mapa esquemático de localización de la Cuenca de Calatayud-Montalbán.

se conocen en esta cuenca afloramientos datados de materiales previos al Ramblense. Así, el Neógeno consta de tres unidades litoestratigráficas mayores (Inferior, Intermedia y Superior) separadas entre sí por rupturas sedimentarias a escala de cuenca (Sanz-Rubio, 1999). La Cuenca de Montalbán es una depresión originada en régimen compresivo que ha sido rellena por sedimentos sin-tectónicos desde el Eoceno hasta el Mioceno inferior y que comprende sedimentos lacustres y aluviales que alcanzan una potencia máxima de unos 2.000 m (Casas *et al.*, 2000). El registro sedimentario neógeno de la Cuenca de Montalbán se caracteriza por facies detríticas groseras de abanico aluvial que pasan lateralmente hacia el centro a carbonatos y evaporitas, con una distribución similar al de la Cuenca de Calatayud.

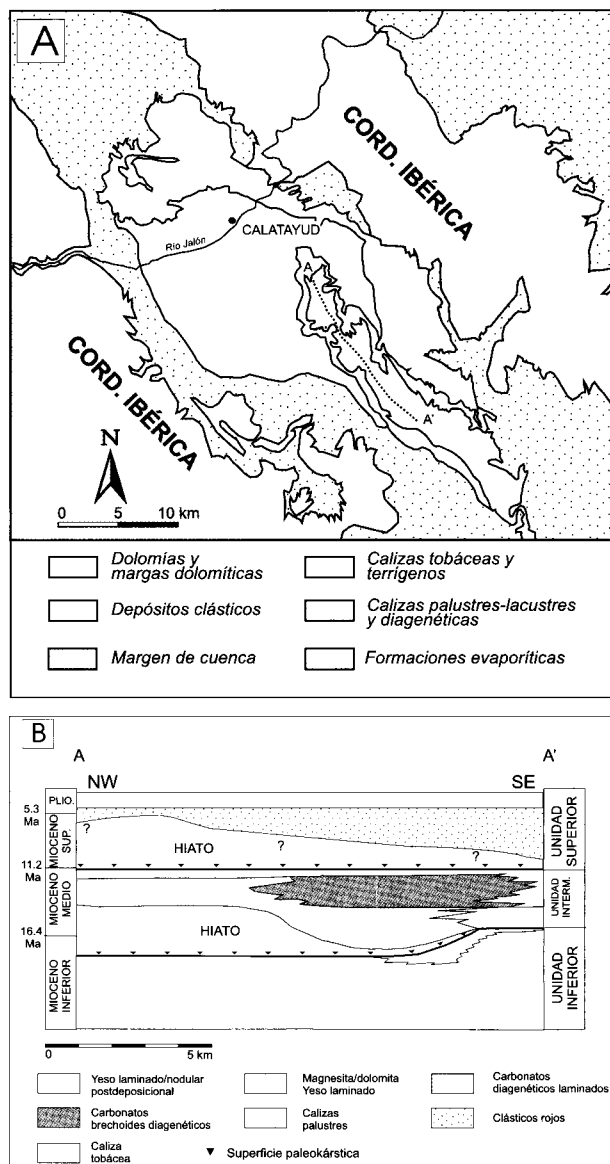


Fig. 2.—A) Situación de la Cuenca de Calatayud y mapa geológico esquemático de los depósitos neógenos de la cuenca. B) Cuadro y perfil cronoestratigráfico NO-SE (A-A en Fig. 2A) de las unidades centrales de la Cuenca de Calatayud.

### Cuenca de Calatayud

Como se ha mencionado anteriormente, el Neógeno de la Cuenca de Calatayud está dividido en tres unidades litoestratigráficas mayores separadas por rupturas sedimentarias (figs. 2B y 3):

La Unidad Inferior (Oligoceno superior?-Aragoniense inferior) se compone de más de 500 m de evaporitas en la parte central de la cuenca. En sondeos profundos se han descrito potentes depósitos

de halita (Marín, 1932), mientras que los sulfatos cálcicos (anhidrita, yeso) predominan hacia el techo de la unidad con glauberita como mineral subordinado. Aunque no se ha encontrado anhidrita y glauberita en superficie, se han observado numerosos indicios de su reemplazamiento por yeso secundario (Ortí y Rosell, 1994, 2000; Cañaveras *et al.*, 1998; Sanz-Rubio, 1999). Las litofacies laminado-nodulares y nodulares de yeso secundario con magnesita como carbonato asociado predominan en toda la depresión, exceptuando el sector meridional, donde el techo de la unidad consta de finas alternancias rítmicas de yeso laminado primario y margas magnésicas/dolomíticas (Sanz-Rubio *et al.*, 1997). Los espesores máximos de la unidad en afloramiento alcanzan los 100 m.

La Unidad Intermedia (Aragoniense medio-Vallesiense) posee hasta 120 m de sedimentos en la parte central de la cuenca, principalmente yeso laminado primario y depósitos dolomíticos. En áreas centrales, generalmente existen cuerpos de carbonatos diagenéticos producto de la calcitización de carbonatos magnésico-cálcicos y sulfatos cálcicos primarios (Sanz-Rubio *et al.*, 2001), mientras que en áreas marginales, cerca de los bordes de cuenca, se localizan sistemas lacustres aislados y extensos mudflats dolomíticos (Sanz-Rubio, 1999; Abdul-Aziz *et al.*, 2000).

La Unidad Superior (Vallesiense superior-Rusciense inferior) tiene una potencia variable entre 25 y 85 m y se compone de depósitos terrígenos aluviales-fluviales y carbonatos depositados en medios fluviolacustres.

La ruptura sedimentaria existente entre las unidades inferior e intermedia queda representada por una superficie paleokárstica en los sectores centrales de la cuenca (figs. 2B y 3), generada por la exposición subaérea de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior (Sanz-Rubio *et al.*, 2001), así como por cambios en la disposición de los depósitos detríticos aluviales en los sectores marginales de la cuenca. El límite entre Unidad Intermedia y Unidad Superior constituye también una discontinuidad sedimentaria que muestra rasgos paleokársticos y diagenéticos en los carbonatos de techo de la Unidad Intermedia y además, se caracteriza por una progradación neta de depósitos aluviales-fluviales sobre sedimentos lacustres (Hoyos *et al.*, 1998). Los últimos datos bioestratigráficos precisan la datación de la discontinuidad e indican que en las áreas donde los sedimentos de la Unidad Intermedia y la subunidad basal terrígena roja de la Unidad Superior tienen las menores potencias, una buena parte del Mioceno superior (unos 4 Ma) se encuentra ausente (Van Dam y Sanz-Rubio, 2003).

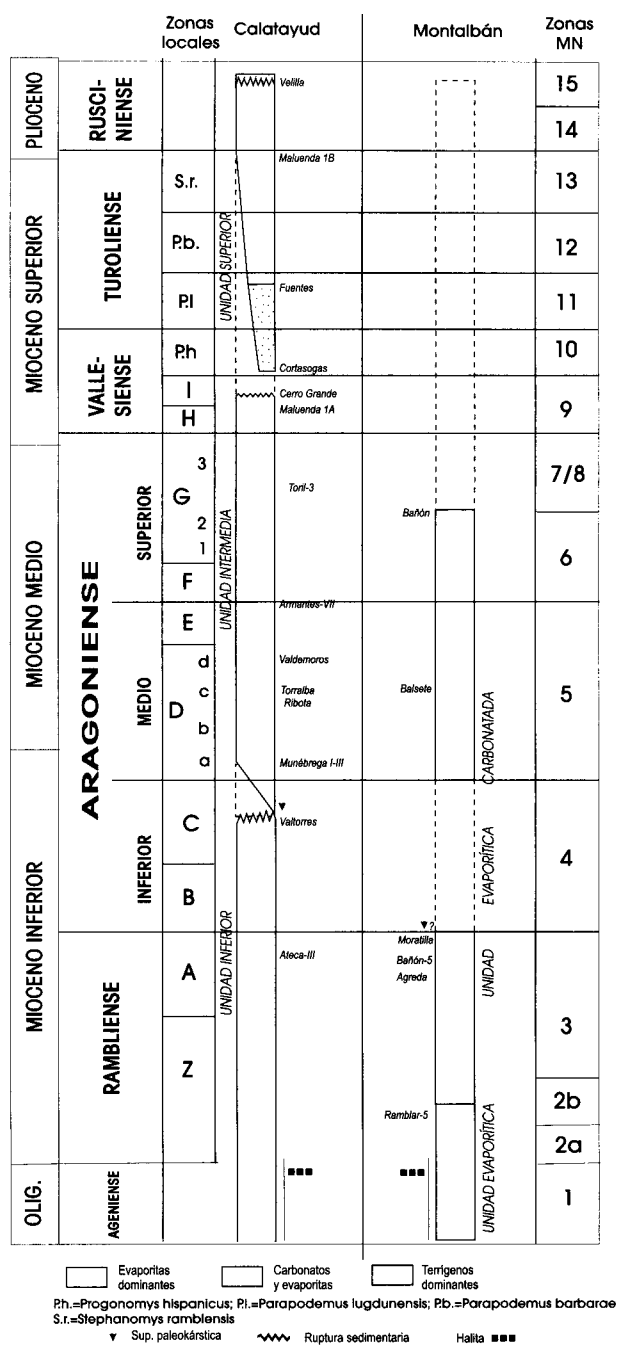


Fig. 3.—Cuadro de síntesis de la cronoestratigrafía de las unidades neógenas de las cuencas de Calatayud y Montalbán.

La Cuenca de Calatayud posee uno de los registros sedimentarios más completos del Mioceno continental de la Península Ibérica y Europa. Las secciones estratigráficas de sistemas lacustres de esta cuenca han permitido la aplicación de estudios de ciclicidad sedimentaria inducidos por las oscilacio-

nes de los parámetros orbitales terrestres (Krijgsman *et al.*, 1994; Abdul-Aziz *et al.*, 2000). Las excelentes condiciones de las secuencias aflorantes, un completo registro de las faunas de micro y macromamíferos en sus secuencias sedimentarias y los abundantes trabajos de prospección paleontológica realizados en la misma (De Bruijn, 1967; Daams *et al.*, 1977; Van der Meulen y Daams, 1992, entre otros) han permitido poseer un buen control cronológico de la cuenca. No obstante, los últimos trabajos realizados en la cuenca han permitido precisar en la datación de las unidades y discontinuidades sedimentarias (Sesé, 2003; Van Dam y Sanz-Rubio, 2003).

### *La Cuenca de Montalbán*

Las unidades paleógenas de la Cuenca de Montalbán comprenden principalmente sedimentos clásicos groseros mientras que las neógenas consisten básicamente en arcillas, limos, calizas, dolomías y yesos. Recientemente, se han reconocido en esta cuenca 5 unidades tectosedimentarias denominadas M1-M5 (Casas *et al.*, 2000). Mientras que las edades de las unidades M1 y M2 permanecen algo inciertas (probablemente Paleoceno-Eoceno terminal), una buena base de datos bioestratigráficos proporcionan edades desde el Oligoceno inferior al Mioceno medio para las unidades M3 a M5 (Daams y Freudenthal, 1988; Pérez, 1989; Peláez-Campoanes, 1993; Mazo *et al.*, 2002). Los datos bioestratigráficos de la Cuenca de Montalbán muestran una ausencia de las zonas locales B y C (MN 4) del Aragoniense inferior (Mioceno inferior) (Daams *et al.*, 1987; Mazo *et al.*, 2002) y una ausencia de registro sedimentario correspondiente al Mioceno superior-Plioceno (fig. 3). En este sentido, las secciones estratigráficas de la cuenca muestran que los sedimentos conservados más modernos probablemente corresponden al Aragoniense superior, ya que el registro posterior (Mioceno superior-Plioceno) ha sido eliminado por una superficie de erosión, cuyos retazos alabeados son hoy distinguibles en numerosos bloques subsididos por karstificación de evaporitas infrayacentes.

### **Metodología y técnicas de estudio**

Las muestras estudiadas para la realización de este trabajo se han recogido numerosas secciones estratigráficas levantadas en la Cuenca de Calatayud-Montalbán y en un sondeo (Barrachina-1, 504.85 m) cedido para su estudio por la empresa US BORAX Inc.

Para su estudio petrográfico se elaboraron un elevado número (700) de láminas delgadas. Parte de las muestras escogidas

debieron ser cementadas artificialmente con resina plástica para poder realizar láminas delgadas. Con el fin de discriminar las fases minerales carbonáticas, las muestras fueron sistemáticamente teñidas según el método de Lindholm y Finkelman (1972) (tinción selectiva con alizarina roja y ferricianuro potásico).

Mediante análisis por Difracción de Rayos X (DRX), realizados en un difractor Philips PW-1710 del Laboratorio de DRX del Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN), se caracterizaron mineralógicamente más de 2.000 muestras representativas de las secciones y litofacies establecidas en el trabajo de campo. El estudio de los filosilicatos se ha realizado después de extraer la fracción inferior a 2 mm para el estudio de la mineralogía de la arcilla, en agregados orientados, tanto homoionizados en  $Mg^{2+}$  y  $K^+$ , como tratados térmicamente (550 °C) y solvatados etilenglicol.

Los estudios petrológicos y mineralógicos se han completado con el examen de una serie de muestras seleccionadas mediante Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y análisis EDX (Servicio de Microscopía Electrónica del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid y Centro de Microscopía Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid). Las muestras se han preparado mediante la metalización con oro de superficies frescas obtenidas como resultado de su rotura. Los análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas han sido realizados mediante Fluorescencia de Rayos X y Absorción Atómica (MNCN) e ICP (Actlabs).

El análisis de los isótopos estables ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$ ), se ha efectuado en más de 150 muestras de sulfatos y carbonatos. Dichos análisis se han llevado a cabo en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. El dióxido de carbono fue extraído de cada muestra a 25 °C usando  $H_3PO_4$  al 100%, según el procedimiento estándar. El gas liberado después de una hora de reacción fue atribuido a calcita, el liberado entre 24 horas y 7 días, a dolomita y, para la magnesita, el tiempo de reacción fue de 11 días. Todas las muestras fueron preparadas y analizadas al menos por duplicado. La precisión analítica es  $\pm 0,10\%$  para el carbono y de  $\pm 0,15\%$  para el oxígeno. Los resultados se han referido al estándar PDB en notación delta.

### **Resultados**

#### *Cuenca de Calatayud*

La sedimentación lacustre terciaria de la cuenca de Calatayud consta de una amplia variedad de mineralogías evaporíticas (halita, glauberita, thenardita, anhidrita, yeso, epsomita, etc.) y carbonáticas (magnesita, dolomita, calcita, aragonito). La presencia y distribución de estas variadas mineralogías (tabla 1) está condicionada por cambios laterales de facies en ambientes lacustres evaporíticos, principalmente debidos a una alta sensibilidad a cambios diarios y estacionales.

Tabla 1.—Abreviaturas: (1) Presencia común, (2) Presencia ocasional, (3) Presencia muy escasa. INF: Unidad Inferior, INT: Unidad Intermedia, SUP: Unidad Superior, Sin.: Sindeposicional, Post.: Postdeposicional

Fase mineral	Composición química	INF	INT	SUP	Sin.	Pos.	Existencia
<i>Yeso</i>	CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O	(1)	(1)		X (INF, INT)	X (INF)	Satinspar, nódulos, macrocristales (INF) Microlenticulas, selenitas, detrítico (INT)
<i>Anhidrita</i>	CaSO <sub>4</sub>	(1)	(3)		X (INF, INT)		Ocasional en nódulos de yeso en superficie. Pseudomorfos muy comunes. Descrita en sondeos (IGME y MYTA)
<i>Glauberita</i>	CaSO <sub>4</sub> ·Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	(2)			X		Pseudomorfos en superficie. Descrita en sondeos (MYTA)
<i>Celestina</i>	SrSO <sub>4</sub>		(3)		X		Microcristales en el techo de la U. Inferior y carbonatos diagenéticos
<i>Tenardita</i>	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	(2)			X?		Descrita en sondeos (MYTA)
<i>Mirabilita</i>	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·10H <sub>2</sub> O	(3)				X	Eflorescencias
<i>Bloedita</i>	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O	(3)				X	Eflorescencias
<i>Halita</i>	NaCl	(1)			X		Pseudomorfos escasos en superficie. Descrita en sondeos (IGME)
<i>Epsomita</i>	MgSO <sub>4</sub> ·7H <sub>2</sub> O	(1)	(2)			X	Eflorescencias
<i>Hexaedrita</i>	MgSO <sub>4</sub> ·6H <sub>2</sub> O	(3)	(3)			X	Eflorescencias, por deshidratación de epsomita
<i>Magnesita</i>	MgCO <sub>3</sub>	(1)	(3)		X		Masiva y/o laminada
<i>Dolomita</i>	CaCO <sub>3</sub> ·MgCO <sub>3</sub>	(3)	(1)		X		Masiva y/o laminada
<i>Calcita</i>	CaCO <sub>3</sub>		(1)	(1)	X (INT, SUP)	X (INT)	Masiva, laminada, clástica, etc.
<i>Aragonite</i>	CaCO <sub>3</sub>	(3)			X		Cristales aislados en láminas

Asimismo, la modificación de las condiciones paleoambientales de la cuenca (temperatura, humedad, hidroquímica) debida a un cambio gradual del clima debe quedar reflejada en la composición mineralógica original de los sedimentos, así como en los procesos de diagénesis temprana que afectan habitualmente a las mineralogías evaporíticas y carbonatadas. El carácter progresivo del cambio favorece el hecho de que el resultado de dichos procesos de formación y transformación mineral se ordene espacial y temporalmente dando lugar a secuencias sedimentarias definidas en las que se identifican cambios sedimentológicos, mineralógicos y geoquímicos también progresivos, hasta alcanzarse un umbral (discontinuidad o ruptura).

La caracterización mineralógica de los materiales que forman las diferentes secuencias lacustres

permite el establecimiento de asociaciones minerales típicas de un medio sedimentario e intervalo temporal definido (tabla 2). Así, las pautas de cambio en las asociaciones mineralógicas de los sistemas lacustres pueden correlacionarse con las pautas de variación climática y/o hidroquímica a lo largo del relleno sedimentario de la cuenca.

#### Premioceno

##### Asociación I: Halita + Anhidrita ± Magnesita

Los sondeos profundos realizados en la cuenca (Marín, 1932) han mostrado la existencia de una potente secuencia evaporítica subyacente a los

Tabla 2.—Asociaciones minerales principales de los sistemas lacustres de la Cuenca de Calatayud

Asociación Mineral	Fases minerales deposicionales	Composición química	Presencia en superficie (Postdeposicional)	Unidad Litoestratigráfica	Ambiente sedimentario	Edad
<b>VI</b>	<b>Calcita</b>	CaCO <sub>3</sub>	<b>Calcita</b>	Unidad Superior	Fluviolacustre	Mioceno superior
<b>V</b>	<b>Yeso Magnesita Dolomita Celestina</b>	CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O MgCO <sub>3</sub> CaCO <sub>3</sub> ·MgCO <sub>3</sub> SrSO <sub>4</sub>	<b>Calcita (diagenética) Celestina</b>	Unidad Intermedia	Centro lago	Mioceno medio
<b>IV</b>	<b>Yeso Magnesita Dolomita Celestina</b>	CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O MgCO <sub>3</sub> CaCO <sub>3</sub> ·MgCO <sub>3</sub> SrSO <sub>4</sub>	<b>Yeso Magnesita Dolomita Celestina</b>	Unidad Intermedia	Centro lago	Mioceno medio
<b>III</b>	<b>Yeso Magnesita</b>	CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O MgCO <sub>3</sub>	<b>Yeso Magnesita</b>	Unidad Inferior (Techo unidad, SE)	Centro lago	Mioceno inferior
<b>II</b>	<b>Anhidrita Glauberita Magnesita Aragonito ± Tenardita ± Halita</b>	CaSO <sub>4</sub> CaSO <sub>4</sub> ·Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> MgCO <sub>3</sub> CaCO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> NaCl	<b>Yeso Magnesita Aragonito</b>	Unidad Inferior	Margen lago	Mioceno inferior
<b>I</b>	<b>Halita Anhidrita Magnesita</b>	NaCl CaSO <sub>4</sub> MgCO <sub>3</sub>	<b>No</b>	Unidad Inferior	Centro lago	Pre-Mioceno

yesos aflorantes de Unidad Inferior datados como más antiguos por correlación con yacimientos de micromamíferos (Ramblense, Mioceno inferior) y que, tradicionalmente ha sido igualmente incluida en Unidad Inferior (Sanz-Rubio, 1999). La información sobre los depósitos evaporíticos en profundidad es muy escasa, ya que solamente se realizaron dos sondeos con destrucción de testigo (1.170 m y 600 m de profundidad, respectivamente) en los sectores centrales de la cuenca en 1932, en el marco de un programa de exploración de potasas. Se diferencian dos tramos principales evaporíticos en los sondeos hasta los 600 m de profundidad (la parte inferior del sondeo más profundo muestra la presencia de alternancias de carbonatos y materiales siliciclásticos); uno superior, que consta de arcillas yesíferas grises, considerado como la continuación de las secuencias evaporíticas aflorantes en los sectores centrales de cuenca, mientras que el tramo inferior corresponde a depósitos de anhidrita-halita con intercalaciones de arcillas grises. La presencia de magnesita en secuencias aflorantes de la cuenca en asociación con mineralogías deposicionales de anhidrita/glauberita y esporádicamente halita, nos indica que con gran probabilidad, la magnesita será el carbonato asociado más frecuente.

Mioceno inferior

El Mioceno inferior de la cuenca se caracteriza por la presencia de dos asociaciones mineralógicas principales:

Asociación II: Anhidrita + Glauberita ± Thenardita ± Halita + Magnesita

El registro del Mioceno inferior queda principalmente representado en las secuencias evaporíticas aflorantes de la Unidad Inferior, que alcanzan un máximo de 100 m de potencia. El yeso es la fase mineral evaporítica dominante en estas secuencias, pero estudios mineralógicos y petrográficos (Sánchez-Moral *et al.*, 1993; Ortí y Rosell, 1994; Sanz-Rubio, 1999) han demostrado su origen secundario a partir de, principalmente anhidrita y glauberita (fig. 4A). También se presentan algunos pseudomorfo de halita en determinados niveles de las secuencias evaporíticas. Las litofacies laminado-nodulares y nodulares de yeso secundario son dominantes con magnesita como principal fase carbonática asociada en toda la depresión (fig. 4B). Sondeos de poca profundidad (menos de 100 m) realizados para exploración de arcillas especiales a comienzos de la década de los noventa (MYTA) en el paleomargen septentrional del lago salino del

Mioceno inferior (falda Sur de la Sierra de Arman-  
tes), mostraron la existencia de tramos siliciclásticos  
y evaporíticos. Aunque los testigos de los son-

deos no se conservaron, probaron la existencia de  
glauberita, thenardita, anhidrita, yeso y magnesita  
bajo una cobertera superficial de yeso secundario.

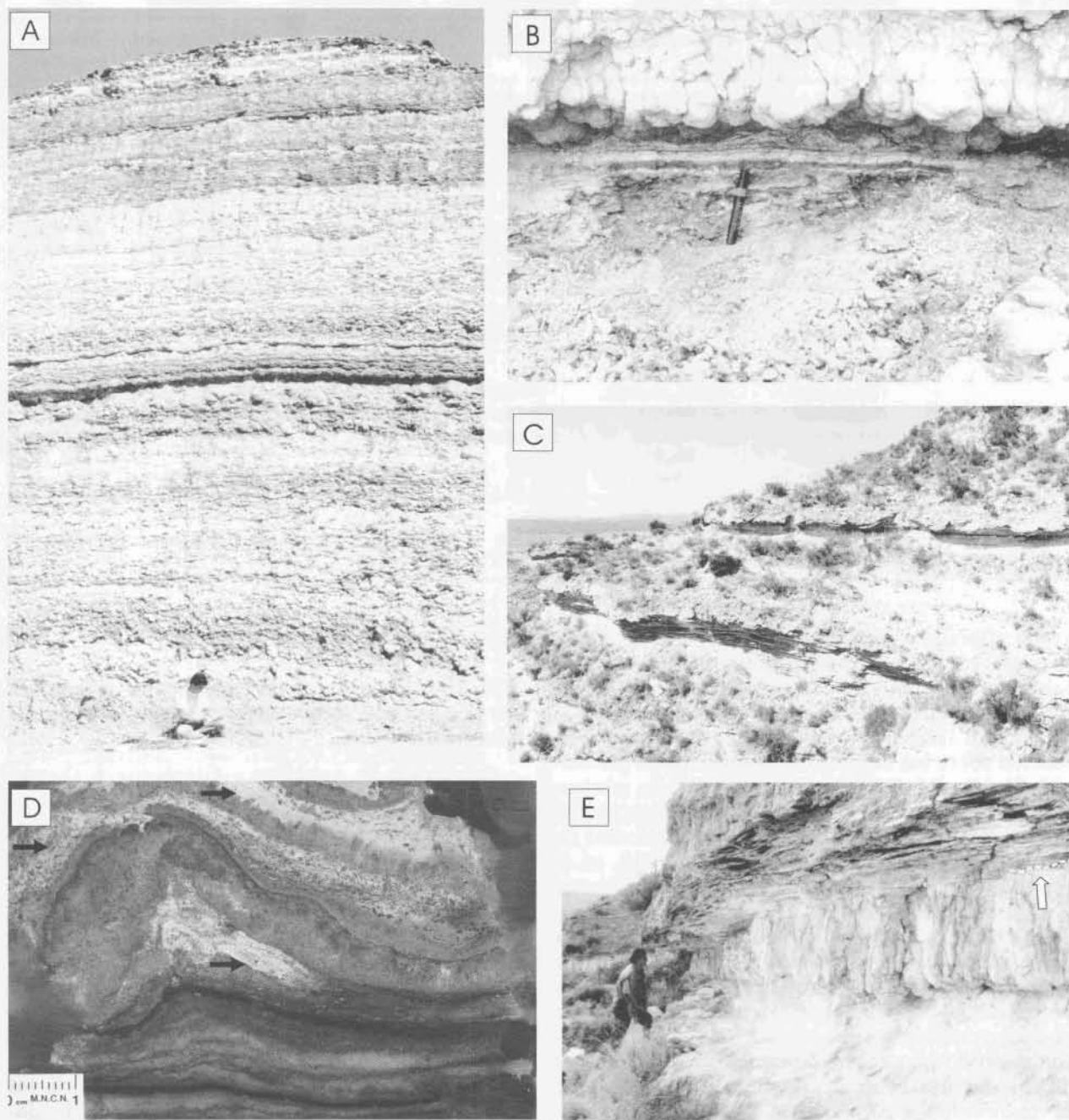


Fig. 4.—A) Corte de la salida de la autovía Madrid-Zaragoza km 237 en las cercanías de Calatayud donde se aprecia una serie de yeso laminado-nodulares procedentes de la transformación de facies glauberíticas y anhidríticas. B) Finas alternancias de niveles de magnesita, margas magnesíticas y arcillas bajo un nivel con desarrollo de nódulos de anhidrita, actualmente reemplazados por yeso, en las proximidades de Cuevas del Castillo (Calatayud). C) Secuencias de yeso primario laminado que muestra su estructuración cíclica. D) Muestra de mano con niveles finos de magnesita (flechas) alternando con capas de yeso microselénítico y yeso detrítico, localmente deformadas; muestra procedente de la sección de Mara, hacia el techo de la Unidad Inferior. E) Afloramiento de la sección frente a la localidad de Mara, en el que se observan yesos nodulares con estructura longitudinal orientada verticalmente, cubiertos por yesos laminados, magnesita y arcillas. La flecha marca el límite entre ambas secuencias.



Asociación III: Yeso + Magnesita

En condiciones superficiales, el yeso secundario es dominante en toda la cuenca, excepto en el sector meridional, donde la parte superior de la unidad se forma por alternancias rítmicas con ciclicidad sedimentaria muy bien marcada de yeso laminado primario y margas magnesíticas (figs. 4C y D) (Sanz-Rubio *et al.*, 1997). Localmente, se han descrito en estas secuencias, niveles de yeso nodular de crecimiento vertical (fig. 4E) que han sido interpretados como desarrollo de paleosuelos en los márgenes de un sistema lacustre evaporítico de salinidad bajamoderada debido a eventos climáticos de alta aridez (Sanz-Rubio *et al.*, 1999).

Mioceno medio

El registro sedimentario del Mioceno medio alcanza 150 m de potencia en los sectores centrales de la cuenca y consiste principalmente de yeso laminado primario y margas magnesíticas y dolomíticas, de forma muy similar a la Asociación III. Sin embargo, hacia las áreas marginales de la cuenca, cerca de sus bordes, llegan a desarrollarse sistemas lacustres confinados y extensos *mudflats* dolomíticos (Sanz-Rubio, 1999; Abdul-Aziz *et al.*, 2000). La zona de Orera-Ruesca (margen septentrional de la cuenca) muestra el afloramiento de una amplia sucesión lacustre (Orera Composite Section u OCS), de unos 160 m de espesor (fig. 5), que muestra un total de 91 ciclos superpuestos (dolomita/arcillas y/o arcillas-margas verdes-grises) con excelentes condiciones de exposición (fig. 7A). La edad de la sucesión es Aragoniense superior-Vallesiense inferior (10,7-12,8 Ma), de acuerdo con la correlación magnetoestratigráfica de la OCS con la Escala Temporal de Polaridad Geomagnética (GPTS), corroborada también bioestratigráficamente.

Asociación IV: Yeso + Magnesita/Dolomita + Celestina

Las litofacies de yeso laminado primario se encuentran estrechamente ligadas a secuencias de aproximadamente 2-2,5 m (fig. 4C), que se componen de láminas de yeso primario (1-2 cm) microseleinita, detrítico y lenticular con intercalaciones de carbonato magnésico/arcillas (magnesita y/o dolomita), de espesor variable entre pocos mm hasta 1 o 2 cm. El yeso microseleinita se presenta como costras cristalinas continuas con desarrollo de pequeños pliegues de deformación producidos por competición en el crecimiento de los individuos cristalinos (fig. 4D). El yeso detrítico (tamaño arena media a gruesa) se presenta en láminas aisladas, con gradaciones de

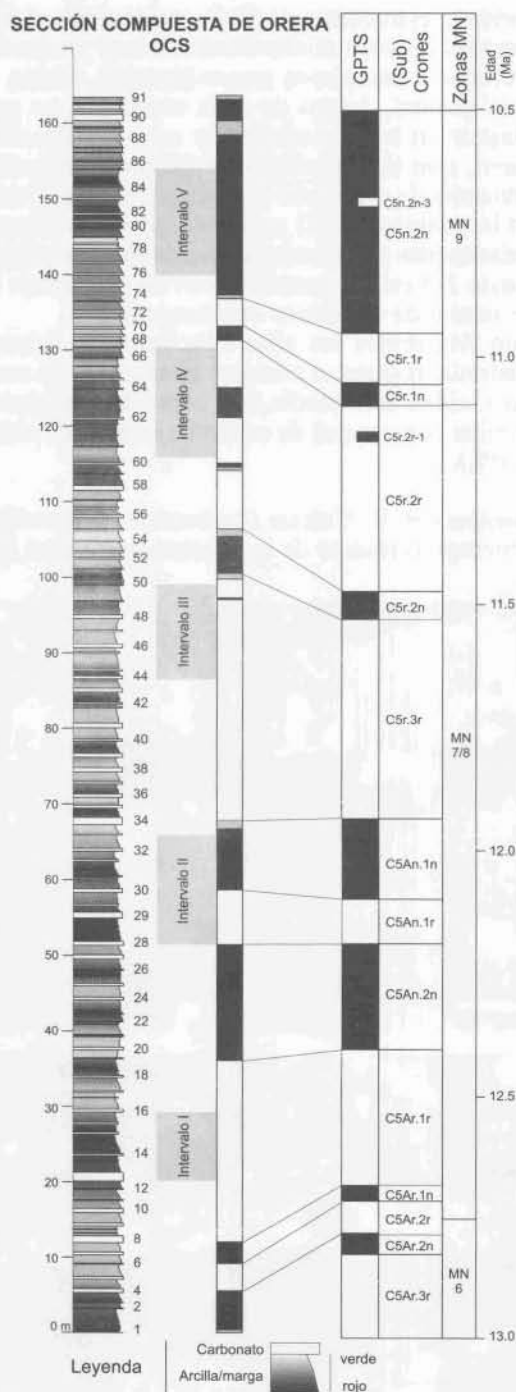


Fig. 5.—La sección compuesta de Orera (OCS) es el producto del estudio de 8 subsecciones parcialmente superpuestas y correlacionadas capa a capa (Abdul Aziz *et al.*, 2000). La OCS ilustra una sucesión cíclica (91 ciclos) de arcillas-margas y carbonatos acumulados en ambiente lacustre. La periodicidad media de los ciclos menores es de 23.000 años (ciclos de precesión), mientras que una ciclicidad mayor (ciclos de excentricidad), de unos 400.000 años puede ser definida por los segmentos con mayor espesor de tramos arcillosos frente a los carbonatados (intervalos I a V).

tamaños y estructuras de flujo, o asociado al techo de niveles de yeso microselenita, como producto de un retoque o incipiente removilización. Como tendencia general, dentro de cada secuencia, se puede distinguir un tramo inferior de mayor potencia, en general, que el superior, que presenta una mayor abundancia de carbonato magnésico/arcillas frente al yeso interlaminado. El tramo superior está formado esencialmente por costras microseleníticas plegadas de hasta 2-3 cm de potencia, con un porcentaje bastante menor de carbonato interlaminado.

Son frecuentes las silicificaciones en forma de calcedonia, rosetas, o cristales idiomorfos de cuarzo en la Unidad Intermedia, así como la presencia de pequeños porcentajes de celestina (siempre menores del 10%).

Asociación V: Calcita (carbonatos diagenéticos) por reemplazamiento de la asociación mineral IV

En el registro mioceno de la Cuenca de Calatayud existen litosomas centimétricos a decamétricos de carbonatos (fundamentalmente calcita LMC) volumétricamente importantes, que se han interpretado como resultantes de la alteración/transformación de fases minerales previas (dolomita, magnesita, y sulfatos cálcicos) (fig. 6) (Sanz-Rubio, 1999). Los grandes cuerpos de carbonatos diagenéticos de la cuenca se concentran en la Unidad Intermedia, quedando limitados por las dos grandes discontinuidades sedimentarias del relleno mioceno de la cuenca: a base, por la superficie paleokárstica existente entre Unidad Inferior e Intermedia y, al techo, por la discontinuidad sedimentaria existente entre la Unidad Intermedia y Superior. Básicamente, la estructura de los carbonatos diagenéticos es laminada (fig. 7B y C), procedente de la transformación a calcita de precursores que constan de una alternancia sulfatado cálcica/carbonatada magnésica, aunque también se

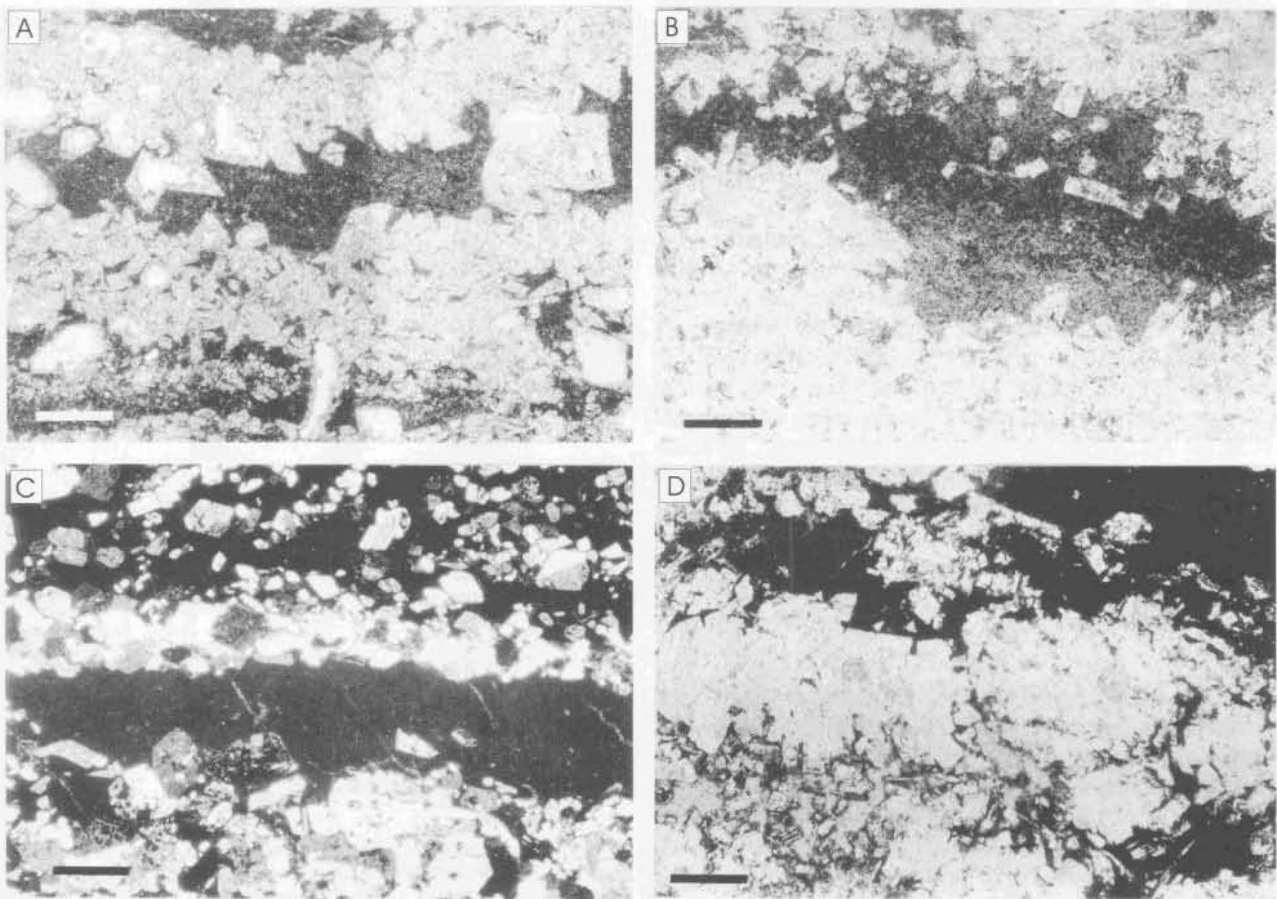


Fig. 6.—A) Interlaminados yeso primario/magnesita-dolomita de la Unidad Intermedia transformados a calcita (nícoles paralelos). Escala = 1 mm. B) Interlaminados anhidrita/magnesita de la Unidad Inferior transformados a calcita (nícoles paralelos). Escala = 1 mm. C) Interlaminados de yeso primario/magnesita-dolomita de la Unidad Intermedia (nícoles cruzados). Escala = 1 mm. D) Interlaminados de anhidrita/magnesita de la Unidad Inferior (nícoles paralelos). Escala = 1 mm. Se pueden observar las similitudes texturales cuando se comparan las microfotografías A y C, y B y D, ya que corresponden en cada caso a productos de calcitización y sus precursores.

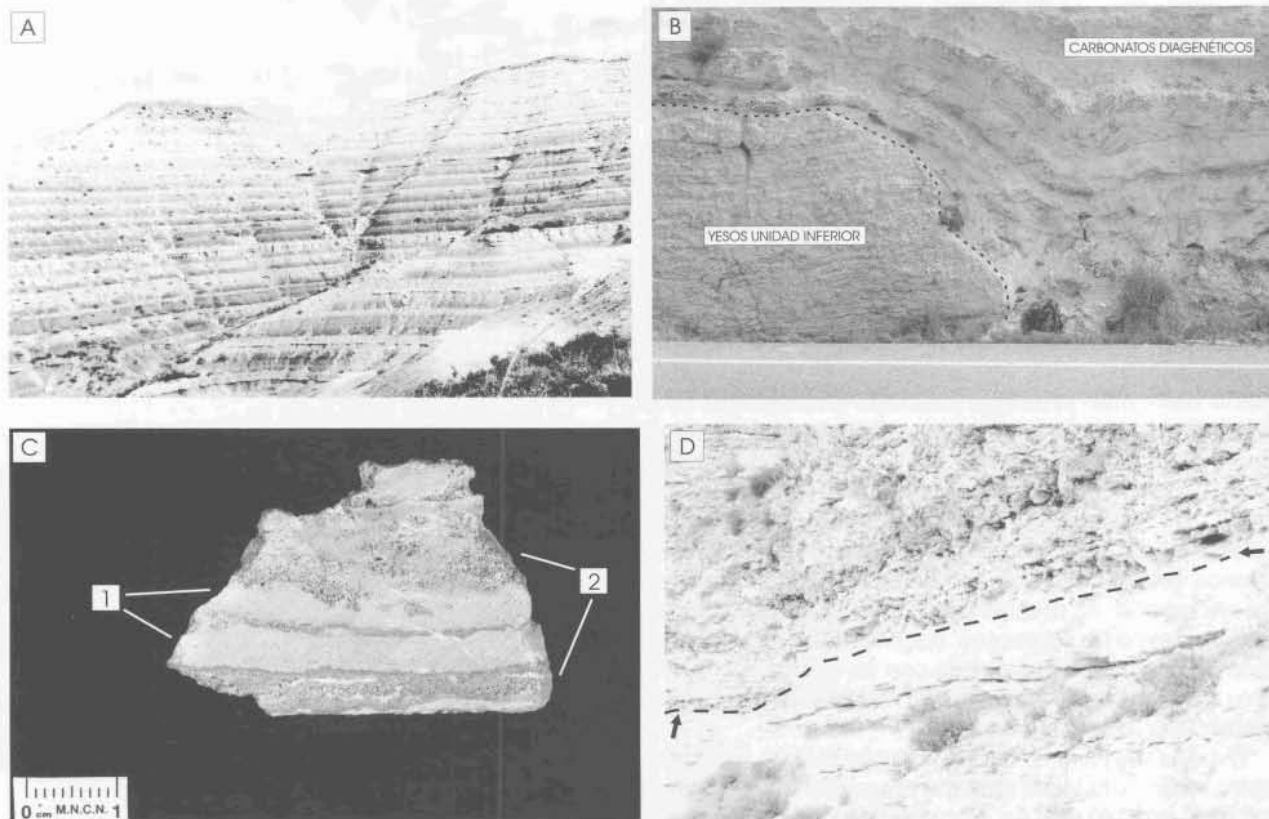


Fig. 7.—A) Área de Valdelosterreros, cerca de la localidad de Orera, donde se levantó la OCS y que muestra el patrón de ciclicidad de estos sedimentos lacustres. B) Colapso producido en los yesos de Unidad Inferior y acomodación de los materiales suprayacentes de Unidad Intermedia, que corresponden a carbonatos diagenéticos de textura laminada. C) Sección de una muestra de mano de carbonatos diagenéticos laminados. Las láminas más homogéneas (1) proceden de la calcitización de un precursor magnesítico-dolomítico micrítico, mientras que las porosas y heterogéneas (2) proceden de la calcitización de precursores yesíferos. D) Vista en afloramiento de los carbonatos diagenéticos brechoideos del techo de la Unidad Intermedia que muestra su aspecto caótico. Las flechas marcan el nivel inferior de alteración diagenética. Bajo este límite, predominan niveles dolomíticos con yeso macrolenticular.

encuentran estructuras brechoideas (fig. 7D) e incluso clásticas. Este tipo de materiales de la cuenca han sido denominados «carbonatos diagenéticos tempranos», relacionados con una génesis sinsedimentaria o muy temprana, que les diferencia de los denominados «carbonatos diagenéticos hipergénicos», relacionados con una génesis tardía fundamentalmente asociada al encajamiento de la red fluvial actual y procesos de meteorización (Cañaveras *et al.*, 1998). El reconocimiento de los carbonatos diagenéticos tempranos obedece a su posición estratigráfica, y sus relaciones con materiales infra y suprayacentes.

#### Mioceno superior-Plioceno

##### Asociación VI: Calcita

Las litofacies calcíticas deposicionales carecen de representación significativa en la Unidad Inferior,

pero se encuentran ampliamente representadas en las subunidades marginales de la Unidad Intermedia, así como en la Unidad Superior. En la Unidad Intermedia, las litofacies calcíticas deposicionales encuentran un mayor desarrollo en los sectores meridionales, así como en el sector central-oriental y en las cotas más altas de la Sierra de Armantes. Se componen principalmente de facies masivas, bioclásticas, tobas de caráceas, y carbonatos nodulosos. En la Unidad Superior, las litofacies calcíticas deposicionales se reconocen casi exclusivamente en el interfluvio de los ríos Jiloca y Peregiles, con facies tobáceas autóctonas y facies de removilización o tobas de caráceas.

El tránsito en la vertical en el centro de la Cuenca de Calatayud desde los materiales evaporíticos premiocenos a las secuencias aflorantes de la Unidad Inferior lleva consigo un importante cambio mineralógico (Asociación I a II, desaparición de la hali-

ta), que refleja un cambio en la hidroquímica de las salmueras, con un paso desde sistemas lacustres hipersalinos de composición sulfatada-clorurada-sódica-magnésica a sistemas lacustres salinos de composición sulfatada-magnésica-sódica-cálcica.

**Unidad Inferior:** los términos superiores de la Unidad Inferior responden a un modelo de sedimentación evaporítica en cuenca continental endorreica, donde extensas llanuras lutíticas compuestas por lutitas y limos rojos con nódulos de yeso características de margen de lago salino, pasan en zonas más centrales, a litofacies anhidríticas y glauberíticas ( $\pm$ thenardíticas), con yeso subordinado y magnesita como carbonato principal asociado (Asociación II). Estas facies formarían un cinturón marginal alrededor de un núcleo central, cuya composición más probable sería principalmente anhidrítica y glauberítica ( $\pm$  halítica) de forma subordinada. El techo de la Unidad Inferior en sectores meridionales de la cuenca presenta litofacies yesíferas deposicionales en alternancia de niveles centimétricos/milimétricos con magnesita y margas magnesíticas (Asociación III), que se corresponde con un cambio progresivo de la hidroquímica de las salmueras hacia un endulzamiento de las mismas.

**Unidad Inferior-Unidad Intermedia:** el tránsito entre ambas unidades constituye uno de los momentos más importantes en la evolución de la sedimentación de la cuenca. En relación con un cambio climático en el Mioceno medio hacia un clima más frío y húmedo, se produce un endulzamiento progresivo de las aguas de la cuenca, que queda reflejado en el régimen sedimentario de la Unidad Intermedia. La sedimentación de esta unidad sobre la superficie paleokárstica desarrollada sobre los yesos de la Unidad Inferior posee un carácter diacrónico según el sector considerado (Hoyos *et al.*, 1996). Mientras que el tránsito en la vertical entre la Unidad Inferior y Unidad Intermedia se refleja en un progresivo cambio litológico en aparente continuidad sedimentaria (sin discontinuidades sedimentarias relevantes) en los sectores noroccidental y suoriental de la cuenca, en gran parte de los sectores centrales, y de los márgenes oriental y occidental, la Unidad Intermedia se deposita sobre el paleorrelieve desarrollado a techo de los yesos de la Unidad Inferior (fig. 8) (Hoyos *et al.*, 1998; Sanz-Rubio, 1999).

**Unidad Intermedia:** las primeras etapas de sedimentación en esta unidad tienen lugar en el NO y SE de la cuenca, gracias a la formación de nuevos depocentros sedimentarios, a la vez que se produce la karstificación de las últimas facies evaporíticas de la Unidad Inferior expuestas en el centro de la cuenca, que configuran un paleorrelieve en posición central de la cuenca (fig. 8). Las zonas donde se

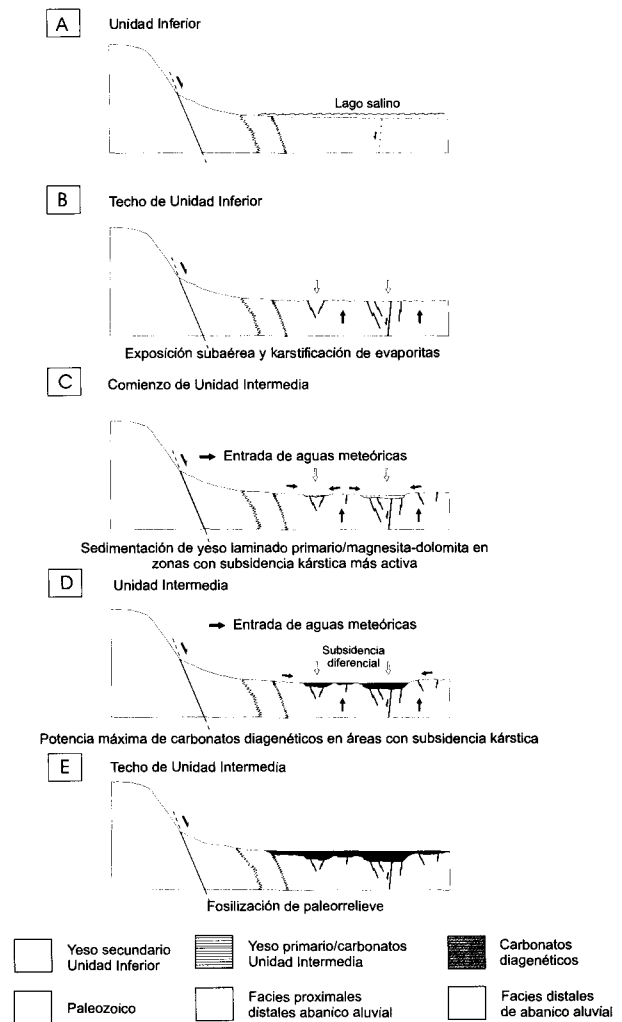


Fig. 8.—Esquema que muestra la evolución sedimentaria de la Cuenca de Calatayud durante el Mioceno inferior-medio. Las etapas A y B corresponden a la exhumación de las facies evaporíticas y desarrollo de una superficie paleokárstica relacionada con la exposición de las evaporitas de Unidad Inferior. La etapa C corresponde a la deposición de facies laminadas de yeso primario/magnesita-dolomita en áreas yesíferas karstificadas con subsidencia mayor. La creciente entrada en la cuenca de aguas meteóricas es el agente responsable de la calcitización sinsedimentaria o temprana de los sedimentos de Unidad Intermedia en las áreas con mayor subsidencia. Las etapas D y E ilustran las potencias máximas de carbonatos diagenéticos en áreas subsidiadas y karstificadas y la final fosilización del paleorrelieve.

produjo una karstificación inicial de las facies evaporíticas de la Unidad Inferior, comienzan a funcionar como zonas diferencialmente subsidentes con una sedimentación de carbonatos magnésicos/yeso primario que se hace extensiva hacia los márgenes de cuenca y fosiliza la superficie paleokárstica. En estos momentos, se produce una diferenciación más

acusada de los depocentros de la cuenca llegándose a una desconexión parcial de los mismos. Las aguas que llegan a la cuenca poseen una composición bicarbonatada-cálcica, y son las impulsoras de los procesos de calcitización (Asociación V), que afectan a materiales laminados carbonático magnésicos/yesíferos (Asociación IV) que se encuentran fosilizando el paleorrelieve.

La colmatación del paleorrelieve yesífero central se produce al mismo tiempo que la sedimentación lacustre es cada vez más carbonatada y menos evaporítica. Los términos superiores de la Unidad Intermedia reflejan una sedimentación típica de un ambiente palustre-lacustre, con mayores evidencias de exposición subaérea, que se reflejan en calizas bioclásticas, con gasterópodos, bioturbadas y nodulosas, que culmina a techo de la unidad con el desarrollo generalizado por toda la cuenca de sistemas lacustres-palustres de aguas dulces con gasterópodos y fluviales con oncoides (Asociación VI). Las últimas facies de carácter evaporítico se restringen a los sectores más centrales y localizados de la cuenca.

*Unidad Superior:* los términos basales de la Unidad Superior reflejan una progradación muy neta de los abanicos aluviales y entrada de canales fluviales hacia áreas centrales de la cuenca. La entrada de material siliciclástico en el centro de la cuenca representa un cambio muy importante en la paleogeografía, ya que implica el paso desde unas condiciones de drenaje endorreicas (Unidad Inferior e Intermedia) a exorreicas (Unidad Superior). Dentro de la Unidad Superior, se produce el paso desde una sedimentación de dominio siliciclástico a una de dominio carbonático, de carácter carbonático-fluviolacustre en los sectores centrales de la cuenca. Estos materiales carbonatados fluviolacustres presentan un abundante desarrollo de canales fluviales de diversa entidad, con edificios tobáceos autóctonos y facies de removilización tobácea dentro de un modelo sedimentario mixto tipo *braided* y cascada.

### *Cuenca de Montalbán*

Las facies centrales de las unidades neógenas de la Cuenca de Montalbán corresponden a evaporitas y carbonatos que afloran en un área confinada aproximadamente por las localidades de Calamocha, Bañón, Cosa, Torrelosnegros y Navarrete del Río. Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo del Río Pancrudo, aproximadamente entre las localidades de Torrelosnegros y Navarrete del Río, aunque son bastante discontinuos debido a la abundante presencia de deslizamientos, colapsos y fracturación en bloques por subsidencia probablemente inducida

por karstificación de facies evaporíticas en profundidad (fig. 9A). La estratigrafía del Neógeno de la cuenca en su sector central (UTS 5 según Casas *et al.* (2000), flanco oeste del anticlinal de Montalbán) muestra la evolución vertical desde unas facies evaporíticas a unos carbonatos nodulosos y brechificados. El sondeo Barrachina-1 aporta una información inédita sobre las facies evaporíticas existentes en profundidad y permite establecer las pautas de la evolución de la sedimentación evaporítica. La complementación con la sección estratigráfica de Torrelosnegros, realizada a partir de los niveles aflorantes inmediatos a los materiales perforados, ha permitido la obtención, por primera vez, de un «Composite Log» para caracterizar los sectores centrales de la cuenca y la evolución de la sedimentación lacustre durante el Neógeno.

### *Composite Log de Barrachina-Torrelosnegros*

El sondeo Barrachina-1 (X: 655967; Y: 4528625; Z: 1013) tuvo una profundidad de 552,85 m y se describieron los siguientes tramos:

- 0-2 m: cobertera cuaternaria.
- 2-21,85 m: yeso laminado y agregados de yeso lenticular en alternancia con margas y lutitas de colores grises y verdes. El yeso es fundamentalmente de precipitación primaria (microselenítico y lenticular). Este intervalo representa un ambiente lacustre evaporítico, de baja a moderada salinidad.
- 21,85-189,95 m: anhidrita/yeso nodular a micronodular con margas y arcillas grises y oscuras (fig. 9B). Debajo de los 50 m de profundidad, existen niveles de halita, frecuentemente como láminas milimétricas a centimétricas paralelas a la estratificación. Entre los 130,40 y 132,90 existen los únicos niveles de halita masiva (fig. 9C). Las diferentes secuencias de anhidrita/yeso nodular (figs. D, E y F) dominan hasta los 163 m de profundidad, en que los depósitos evaporíticos cambian progresivamente a dolomías y margas dolomíticas de color ocre-anaranjado con intercalaciones de nódulos de sulfato cálcico. Los análisis mineralógicos (DRX) han mostrado que las fases minerales más importantes del tramo evaporítico son el yeso y la anhidrita, con halita, filosilicatos, cuarzo y dolomita en porcentajes apreciables. El ambiente sedimentario de este intervalo es lacustre evaporítico de moderada a alta salinidad. Los períodos de hipersalinidad se reflejan en la precipitación de halita.

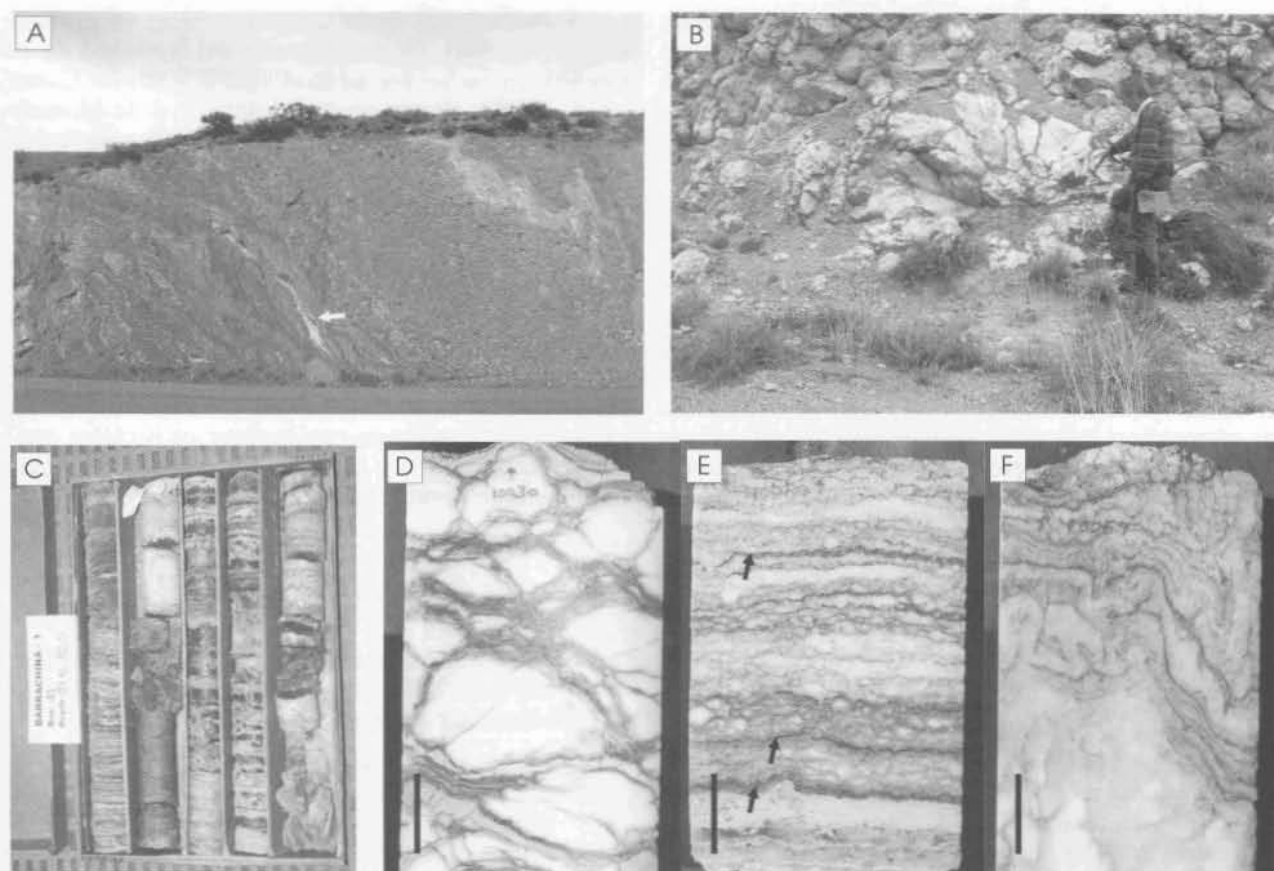


Fig. 9.—A) Flanco de un colapso producido en facies evaporíticas del Mioceno inferior de la Cuenca de Montalbán afectando a sedimentos fluviales del Río Pancrudo. La flecha indica la presencia del nivel volcanoclástico de la Cuenca de Montalbán. B) Yesos macronodulares de Barrachina. C) Testigo del sondeo de Barrachina-1 con presencia de halita intercalada con niveles de anhidrita nodular. D) Testigo de sondeo que muestra desarrollo de nódulos de anhidrita en matriz dolomítica. Escala = 2 cm (55 metros de profundidad). E) Testigo de sondeo que muestra finas alternancias de anhidrita micronodular, margas dolomíticas y finos niveles de halita marcados por flechas negras. Escala = 2 cm (100 metros de profundidad). F) Testigo de sondeo que ilustra estructuras *chicken-wire* en anhidrita nodular. Escala = 2 cm (119 metros de profundidad).

- 189,95-301,80 m: arcillas rojas con micronódulos de yeso y agregados de yeso lenticular, vénulas (*'satinspar veins'*), y algunos niveles continuos de yeso nodular. El ambiente sedimentario corresponde a la transición de facies aluviales distales a facies salinas de mudflat.
- 301,80-312 m: yeso macrocristalino y algunos niveles de yeso nodular con elongación vertical. Hacia la base se encuentran calizas arenosas de color gris alternando con arcillas marrones. El ambiente sedimentario es lacustre con baja salinidad.
- 312-552,85: fundamentalmente, secuencias detríticas granodecrecientes formadas por conglomerados calcáreos, arenas y limos, en alternancia con arcillas rojas, con algunos nódulos de yeso aislados y carbonatos

recristalizados. La granulometría de las secuencias aumenta hacia la parte basal del sondeo. Facies proximales a distales de abanico aluvial.

La sección estratigráfica de Torrelosnegros consta de:

- 0-70 m: yeso laminado sindeposicional (detrítico, lenticular e intrasedimentario).
- 70-95 m: alternancia de margas grises, yeso microlenticular bioturbado y yeso macrocristalino.
- 95-130 m: alternancia de margas, margas con yeso lenticular y niveles de calizas brechoideas.
- 130-151 m: carbonatos palustres, calizas con gasterópodos y caráceas y a la base, niveles de brechas intraformacionales.

Básicamente, el «Composite Log» nos permite definir dos grandes unidades sedimentarias neógenas (atribuimos a las facies de abanico aluvial presentes en el sondeo una probable edad oligocena), parcialmente asimilables a las unidades inferior e intermedia de la Cuenca de Calatayud (fig. 3):

**Unidad Evaporítica:** los materiales más antiguos atribuibles al Neógeno son los yesos macronodulares de Barrachina (fig. 9B), que afloran con una potencia máxima de unos 50 m y que presentan numerosas evidencias de un crecimiento postdeposicional. En el sondeo Barrachina-1 se ha reconocido una potente sección de yesos nodulares con niveles de halita que se apoya sobre una potente sección de abanicos aluviales (figs. 9C, D, E y F). La datación de estas unidades se hace problemática, ya que no existen más referencias bioestratigráficas que pudieran ser utilizadas.

**Unidad Evaporítica-Carbonatada:** consta de yesos laminados sindeposicionales y calizas palustres y lacustres suprayacentes en los sectores centrales de cuenca en aparente continuidad sedimentaria. En este sentido, posteriores prospecciones paleontológicas y estudios petrológicos-petrográficos podrían proporcionar una mayor información sobre la comentada ausencia de la biozona MN4 y sus implicaciones estratigráficas, lo que podría llevar al establecimiento de una discontinuidad sedimentaria a nivel regional y la consiguiente subdivisión en dos unidades litoestratigráficas de esta Unidad Evaporítica-Carbonatada. Los yesos laminados sindeposicionales forman la parte más superficial del sondeo y la parte inferior de la Sección de Torrelosnegros, mientras que las calizas palustres y lacustres ocupan la parte superior de la sección. Estos materiales son muy similares a los que caracterizan a la Unidad Intermedia en los sectores meridionales de la Cuenca de Calatayud, encontrándose un patrón muy definido de ciclicidad sedimentaria en evaporitas. De la misma forma, es característica la presencia de niveles calcáreos de karstificación/brechificación a techo de la unidad.

#### *Mineralogía de las facies evaporíticas y carbonatadas*

Como se ha indicado previamente, la variedad litológica y mineralógica de evaporitas y carbonatos de la Cuenca de Calatayud, ha permitido llevar a cabo una caracterización de la evolución sedimentaria y paleoclimática a partir de asociaciones minerales características. Por el contrario, la

variedad mineralógica de las facies lacustres neógenas de los sectores centrales de la Cuenca de Montalbán es más reducida. En el perfil mineralógico del sondeo de Barrachina-1, se ha identificado yeso, anhidrita, halita, dolomita y calcita. La anhidrita identificada en muestras de nódulos de sulfato cálcico puede ser asociada con una génesis «primaria o diagenética temprana», aunque los procesos de anhidritización sinsedimentaria o la transformación yeso/anhidrita en profundidad han jugado un importante papel, en especial en muestras con las dos fases minerales del sulfato cálcico. En la parte más superficial del sondeo y la sección de Torrelosnegros, ya no se identifica anhidrita y el yeso de precipitación primaria es dominante, junto con algunas muestras con celestina.

Las asociaciones minerales dominantes en el «Composite Log» son las siguientes:

Halita + Anhidrita/Yeso + Dolomita  
Yeso + Dolomita + Celestina  
Calcita

#### **Comparación entre el Neógeno evaporítico/carbonatado de las cuencas de Calatayud y Montalbán**

La correlación de las tres unidades litoestratigráficas mayores y rupturas sedimentarias de la Cuenca de Calatayud con el Neógeno de la vecina Cuenca de Montalbán ofrece una evolución sedimentaria similar, aunque con notables diferencias cronoestratigráficas. El Neógeno de la depresión de Montalbán posee una unidad evaporítica (asimilable a la Unidad Inferior) y una unidad evaporítico/carbonatada (asimilable a la Unidad Intermedia), pero carece de una unidad fluvio-lacustre de carácter siliciclástico/carbonático que pudiera ser asimilable a la Unidad Superior.

En los muestreos realizados en las facies evaporíticas del sector de Montalbán, se distingue la ausencia de glauberita, thenardita, aragonito y magnesita. En el sector de Calatayud, la presencia de magnesita sedimentaria en facies de la Unidad Inferior proporciona una importante información paleoclimática, no solamente a nivel genético por su asociación con facies evaporíticas hipersalinas, sino también por los procesos diagenéticos asociados (Sánchez-Moral *et al.*, 1993; Cañaveras *et al.*, 1998; Sanz-Rubio *et al.*, 1999, 2001, 2002; Pozo *et al.*, 2000). La ausencia de magnesita en la asociación I, que caracteriza buena parte del sondeo de Barrachina-1, incita a pensar en que las condiciones de hipersalinidad no llegaron a ser tan altas como en la Cuenca

de Calatayud. Por otro lado, el pobre desarrollo de niveles potentes de halita masiva y las mineralogías mixtas de anhidrita/yeso en profundidad, refuerzan esa hipótesis. Sin embargo, las asociaciones II y III, que son características de la parte superficial del sondeo y de la parte basal de la serie de Torrelosnegros presentan una clara similitud con las definidas en la Cuenca de Calatayud.

#### *Geoquímica isotópica de las facies evaporíticas*

En las formaciones evaporíticas de la Cuenca de Calatayud, como en otras cuencas ibéricas, se ha reconocido, en función de la señal isotópica obtenida, un origen por reciclaje a partir de los sulfatos triásicos (Utrilla, 1989). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  presentan un enriquecimiento respecto de los materiales triásicos, que Ortí *et al.* (1994) explican mediante un reciclaje parcial del sulfato sedimentado en las zonas de borde de la cuenca, hacia zonas más centrales; estos autores atribuyeron las tendencias generales en los valores isotópicos del  $\delta^{18}\text{O}$  a una ordenación, desde las columnas de borde (Fuentes de Jiloca) hasta las de centro de cuenca (Calatayud-Maluenda), con una cierta distribución asimétrica de la salinidad, con la zona de mayor concentración desplazada hacia el extremo NW, generador de salmueras muy concentradas que han podido afectar al estrecho cinturón de la Sierra de Armantes. Sanz-Rubio (1999) aporta nuevos análisis isotópicos para los niveles yesíferos postdeposicionales (a partir de facies anhidrítico-glauberíticas) de la Unidad Inferior, en la serie «Asador San Ramón», obteniéndose valores superiores a los más altos del perfil (Calatayud y Armantes) de Ortí *et al.* (1994), con una media de  $\delta^{18}\text{O}$  de 24,1‰ correspondiéndose con los mayores niveles de evaporación. Sin duda, el gradiente de salinidad entre los diferentes sectores de la cuenca queda muy bien definido y ofrece, sin lugar a dudas, la existencia de una tendencia muy marcada en los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$ , como probable reflejo de un gradiente de salinidad vertical (y a veces horizontal), es decir, representaría la evolución desde sistemas hipersalinos de Unidad Inferior (con afloramiento al Norte de Calatayud, y en los tramos inferiores de los sectores centrales de la cuenca, con valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 20-26‰) a sistemas evaporíticos de salinidad moderada de techo de la Unidad Inferior y Unidad Intermedia (con afloramiento en gran parte del sector SE de la cuenca, con valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 13-20‰).

El perfil isotópico realizado en el sondeo de Barrachina-1 para  $\delta^{18}\text{O}$  en sulfatos fue realizado a través de un muestreo dirigido a muestras mineraló-

gicamente puras que presumiblemente correspondían a anhidrita y/o yeso de precipitación primaria o de diagénesis temprana (fig. 10). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  para las 27 muestras tomadas para anhidrita y yeso tienen valores que oscilan entre 12,7 y 20,5‰, con una media de 17,7‰. Sin embargo, en función de la columna de sondeo y los valores isotópicos pueden hacerse varios grupos, de base a techo:

Grupo I: muestras BAR10128 (188,90 m)-BAR10203 (368,60 m): presentan valores comprendidos entre 12,7 y 17‰ (valor medio = 15,5‰). Las muestras corresponden a anhidrita nodular en la parte superior del tramo y a yeso nodular en la parte basal.

Grupo II: muestras BAR10036 (62,7 m)-BAR10121 (179,60 m): valores comprendidos entre 17,1 y 20,5‰ (valor medio = 19,1‰). Las muestras corresponden íntegramente a anhidrita nodular.

Grupo III: muestras TNEGROS1-BAR10010 (20,25 m): presentan valores comprendidos entre 19,3 y 19,9‰ (valor medio = 19,6‰). Las muestras corresponden a yeso primario laminado de la parte más superficial del sondeo y al comienzo de la sección estratigráfica de Torrelosnegros.

Los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de las muestras del sondeo Barrachina-1 (figs. 10 y 11D) son en todo caso más bajos que las facies hipersalinas de Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud. Así, en concreto, el Grupo II, coincidente con el tramo de mayor salinidad del sondeo (anhidrita/yeso + halita) no presenta los valores típicos de la Unidad Inferior, deduciendo que su grado de salinidad es menor. El perfil muestra una clara evolución entre muestras del Grupo I y II, que coincide asimismo con una evolución litológica y paleoambiental, desde facies de abanico aluvial distal-mudflat salino con influencia de aguas dulces meteóricas a lacustre evaporítico de moderada-alta salinidad. Por el contrario, el Grupo III, característico de ambiente lacustre evaporítico, de baja a moderada salinidad (precipitación de yeso primario) posee unos valores anormalmente altos para este tipo de facies. Las razones de este enriquecimiento podrían tener su origen en un proceso de reciclaje de evaporitas previamente depositadas.

#### *Geoquímica isotópica en carbonatos*

La caracterización de isótopos de oxígeno y carbono de los diferentes grupos de carbonatos deposicionales con un orden estratigráfico (dolomitas, magnesitas y calcitas) de la Cuenca de Calatayud ha



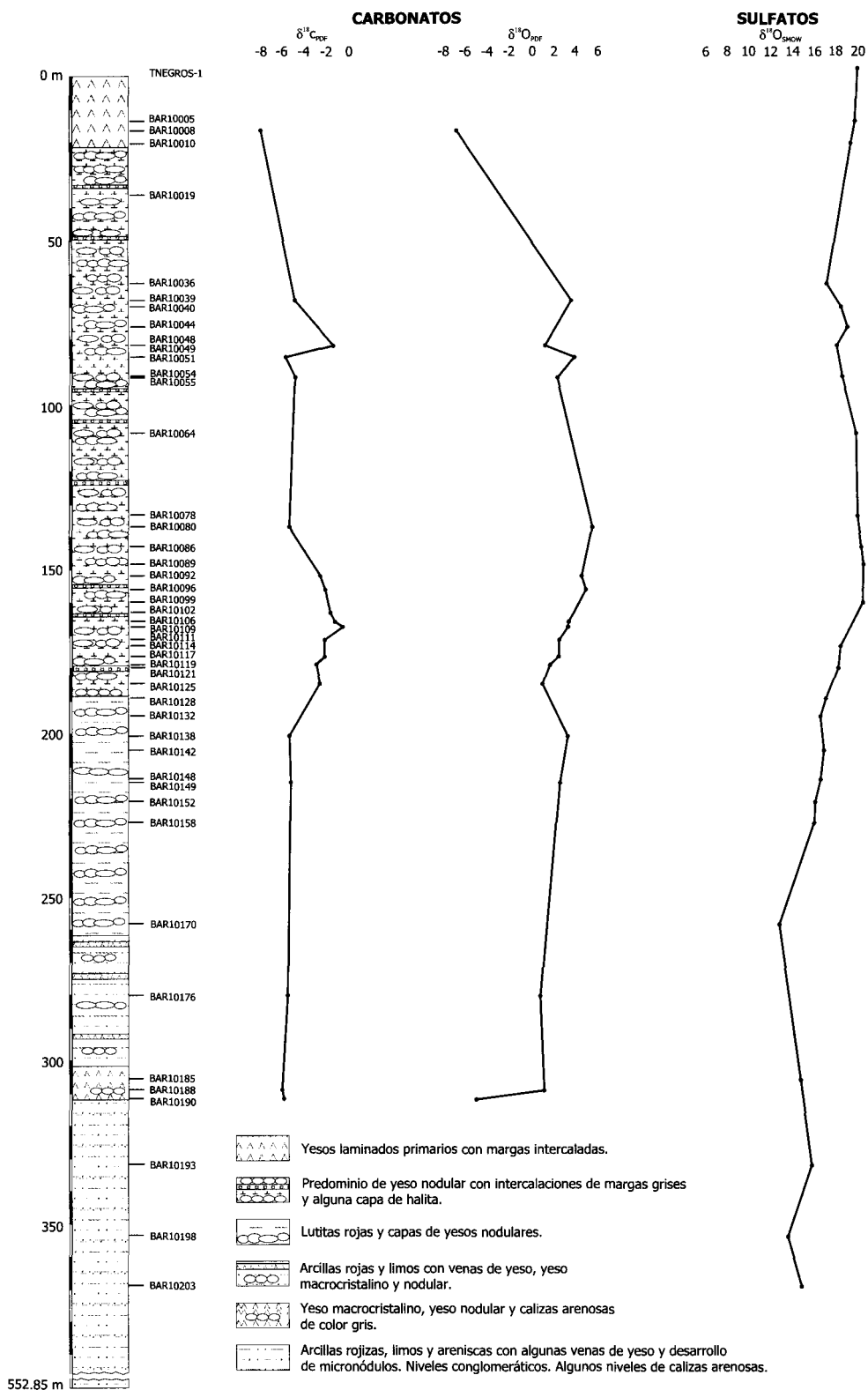


Fig. 10.—Columna estratigráfica sintética del sondeo Barrachina-1 (Cuenca de Montalbán) y perfiles isotópicos obtenidos para  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$  (‰ PDB) en carbonatos y  $\delta^{18}O_{SMOW}$  en sulfatos.

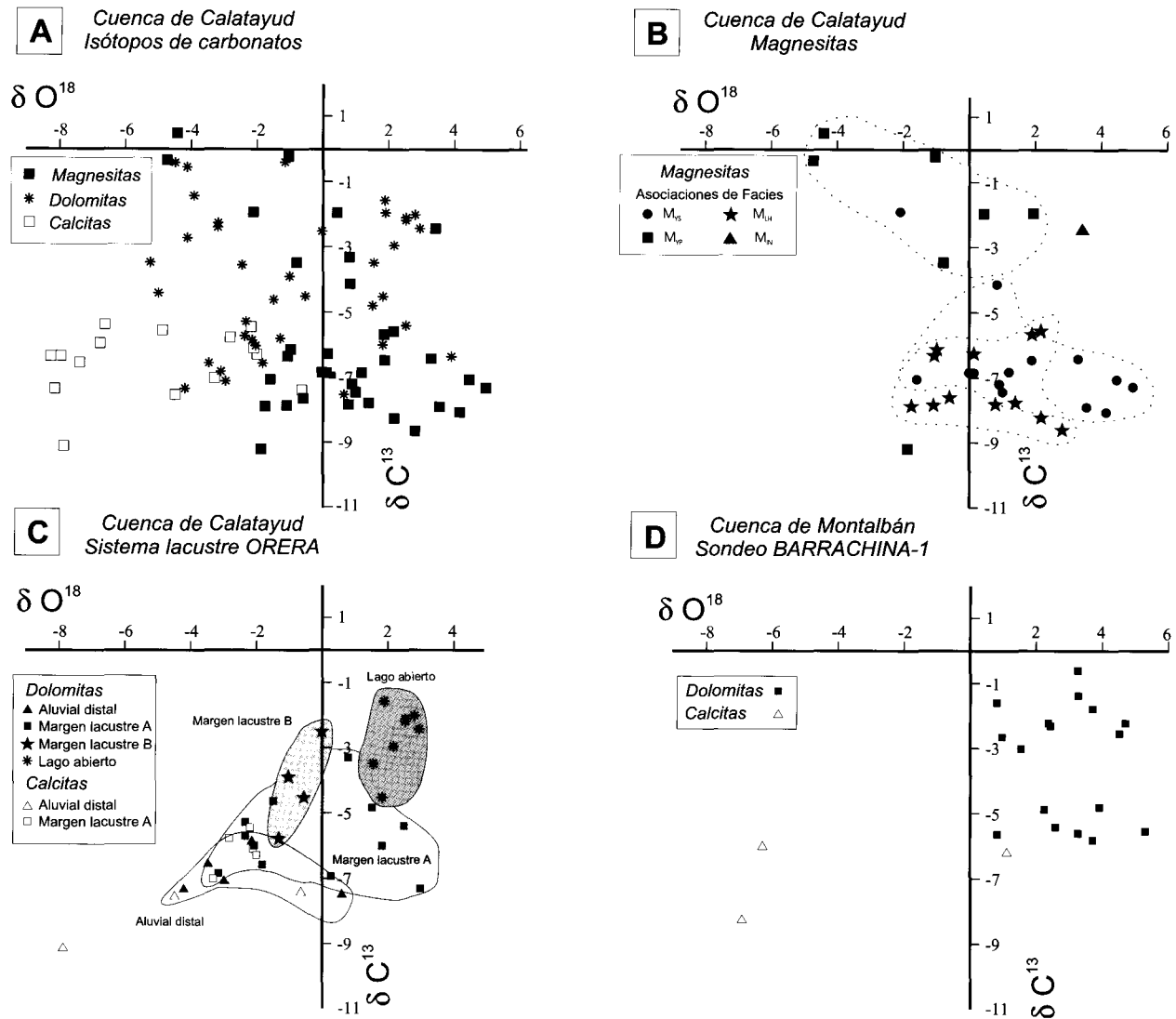


Fig. 11.—Representaciones cartesianas de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  (‰ PDB) de carbonatos en la Cuenca de Calatayud-Montalbán. **A**) Representa todas las muestras analizadas en magnesitas, dolomitas y calcitas deposicionales del conjunto de la Cuenca de Calatayud. **B**) Representación de las magnesitas de la Cuenca de Calatayud en función de la asociación de facies (Sanz-Rubio *et al.*, 2002), donde  $M_{VS}$  es magnesita laminada en alternancia con yeso nodular secundario,  $M_{VP}$  es magnesita laminada en alternancia con yeso primario,  $M_{LH}$  es magnesita laminada en alternancia con margas y lutitas y,  $M_{IN}$  es magnesita matriz de yeso nodular. **C**) Representación de las muestras correspondientes al sistema lacustre de Orera y facies aluviales asociadas, en la Cuenca de Calatayud, en función de sus asociaciones de facies (Abdul-Aziz *et al.*, 2003). **D**) Representación de los valores obtenidos en el perfil isotópico del sondeo Barrachina-1 (Cuenca de Montalbán).

sido realizada por Cañaveras *et al.* (1998), Sanz-Rubio (1999), Sanz-Rubio *et al.* (2002) y Abdul-Aziz *et al.* (2003) (figs. 11A, B, C y D).

### Magnesitas

El conjunto de datos isotópicos de las magnesitas sedimentarias a partir de 34 muestras correspon-

dientes a distintas asociaciones de facies (Sanz-Rubio *et al.*, 2002) muestra una amplia dispersión, tanto en lo que se refiere a los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (-9,3 a +0,4‰ PDB) como a los de  $\delta^{18}\text{O}$  (-4,8 a +4,9‰ PDB) (fig. 11B). Tomados por grupos de muestras en función de las asociaciones de facies donde se ha reconocido magnesita, los niveles milimétricos-centimétricos de magnesita alternantes con lutitas presentan valores medios de  $\delta^{13}\text{C} = -7,1$ ‰ PDB y  $\delta^{18}\text{O}$

= +0,3‰ PDB. Los resultados obtenidos en asociaciones de magnesita, margas, y arcillas alternantes con yeso secundario presentan valores medios de  $\delta^{13}\text{C} = -6,55\text{‰}$  PDB y  $\delta^{18}\text{O} = +1,60\text{‰}$  PDB. Por su parte, las muestras de magnesita tomadas en niveles de margas, arcillas y magnesita alternantes con yeso primario presentan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  más positivos ( $X = -2,4\text{‰}$  PDB), mientras que los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son en conjunto más negativos ( $X = -1,5\text{‰}$  PDB).

Entre los datos existentes sobre las composiciones isotópicas de magnesita, las depositadas en condiciones evaporíticas, bien en ambiente marino (Garber *et al.*, 1990; Melezhik *et al.*, 2001) o continental (Botz y von der Borch, 1984; Kralik *et al.*, 1989), pueden servir de pauta para una comparación de las composiciones isotópicas determinadas en las magnesitas de la Cuenca de Calatayud. La composición isotópica se encuentra relativamente enriquecida en  $\delta^{18}\text{O}$ , lo que, unido al carácter criptocristalino (presumible precipitación primaria) de la magnesita y su asociación con sedimentos salinos (sulfatos sódicos y cálcicos), permite concluir que su depósito tuvo lugar en aguas isotópicamente evaporadas o pesadas. Los relativamente altos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las magnesitas de la Cuenca de Calatayud están en concordancia con los obtenidos a partir de otras magnesitas con texturas similares depositadas en ambientes lacustres evaporíticos (Betz y von der Borch, 1984; Kralik *et al.*, 1989). No obstante, los bajos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  determinados en las magnesitas de la Cuenca de Calatayud contrastan fuertemente con la tendencia comúnmente observada a un enriquecimiento en  $\delta^{13}\text{C}$  en magnesitas depositadas en ese tipo de ambientes (Betz y von der Borch, 1984; Kralik *et al.*, 1989; Melezhik *et al.*, 2001). Las causas de enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  en carbonatos formados en ambientes evaporíticos son varias, aunque generalmente están relacionadas con la alta bioproductividad propia de estos ambientes y la probabilidad de generación de carbono pesado por fermentación (Kralik *et al.*, 1989; Melezhik *et al.*, 2001). Los bajos contenidos en  $\delta^{13}\text{C}$  de las magnesitas de la Cuenca de Calatayud pueden ser explicados por la mezcla de aguas evaporíticas con aguas meteóricas ricas en  $\text{CO}_2$  biogénico, lo que supondría un enriquecimiento en carbono orgánico derivado del suelo (Cañaveras *et al.*, 1998). Una explicación alternativa para los bajos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , especialmente los correspondientes a las magnesitas en las que coexisten valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  con composiciones enriquecidas en  $\delta^{18}\text{O}$ , sería una posible mediación bacteriana en la formación de la magnesita. La experiencia obtenida en dolomías lacustres recientes formadas con la intervención de comunidades bacterianas (Vasconcelos *et al.*, 1995; Vasconcelos y McKenzie, 1997) indica que la con-

tribución de estos microorganismos queda reflejada en la composición isotópica del carbonato precipitado por una neta falta de correlación entre valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ . Esta falta de correlación positiva está causada por el enriquecimiento en  $^{12}\text{C}$  que tiene lugar como resultado de la actividad metabólica de las comunidades bacterianas (Vasconcelos *et al.*, 1998). Es destacable que en los diferentes muestreos realizados en el Neógeno de la Cuenca de Montalbán, no se ha encontrado magnesita.

### Dolomitas y calcitas

Los datos isotópicos de dolomitas de la Cuenca de Calatayud se relacionan con materiales dolomíticos de la Unidad Intermedia, presentando unos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  comprendidos entre -1 y -5,5‰, y de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -0,2 y -4,5‰ (figs. 11A y C).

Los datos de las relaciones isotópicas de oxígeno y carbono de las calcitas deposicionales de la cuenca pertenecen tanto a niveles de calizas del techo de la Unidad Intermedia como propiamente a la Unidad Superior. Las calcitas deposicionales presentan unos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  comprendidos entre -4,8 y -8,4‰ y para el  $\delta^{13}\text{C}$ , entre -5,3 y -7,3‰.

Los datos isotópicos de oxígeno y carbono de calcitas y dolomitas del sondeo Barrachina-1 (20 muestras) son coherentes con la interpretación del perfil de  $\delta^{18}\text{O}$  en sulfatos (figs. 10 y 11D) y se encuentran dentro de los rangos isotópicos establecidos para las calcitas y dolomitas de la Cuenca de Calatayud. De la misma forma, el perfil isotópico de  $\delta^{18}\text{O}$  en los carbonatos, que generalmente se encuentran en asociación con las evaporitas, muestra que los valores más positivos se encuentran en mineralogías dolomíticas del tramo de anhidrita/yeso nodular interlaminado con halita y margas grises, mientras que los valores más negativos se asocian con calcitas. En general, los datos isotópicos de las calcitas ( $n = 3$ ), que interpretamos como deposicionales, presentan unos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  comprendidos entre -6,9 y 1,1‰ y para el  $\delta^{13}\text{C}$ , entre -8,2 y -6,1‰. Las muestras se localizan en el perfil del sondeo como BAR10008 (margas, primera muestra) y BAR10188 y BAR10190 (microtobas, dos últimas muestras). Las dolomitas ( $n = 17$ ), pueden corresponder a margas, matriz de nódulos de anhidrita o dolomías ocre y presentan unos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  comprendidos entre 0,7 y 5,4‰ y para el  $\delta^{13}\text{C}$ , entre -6,2 y -0,6‰.

Las dolomitas de las cuencas de Calatayud y Montalbán poseen una señal isotópica típica de unas condiciones de sedimentación lacustre somera (Calvo *et al.*, 1995). Un bajo contenido en  $\text{O}^{18}$  de estos carbonatos lacustres someros refleja la

influencia de aguas enriquecidas en  $O^{16}$  de origen meteórico, mientras que valores positivos son indicativos de condiciones evaporíticas (figs. 11A, C y D). Estas aguas suelen ir cargadas en  $CO_2$  isotópicamente empobrecido, procedente de suelos orgánicos, lo que, de la misma forma que para las magnetitas se explicaría su  $\delta^{13}C$  negativo. También, el amplio rango que presentan debe ser reflejo de la diversidad de microambientes y procesos que tienen lugar durante su depósito. Finalmente, en la Cuenca de Calatayud, las calcitas del techo de la Unidad Intermedia y de la Unidad Superior presentan señales isotópicas típicas de calizas tobáceas y palustres.

### **Cronoestratigrafía y bioestratigrafía de las unidades neógenas de la Cuenca de Montalbán**

Las últimas prospecciones realizadas en la Cuenca de Montalbán han permitido la localización de dos nuevos puntos fosilíferos, denominados Bañón y Balsete (Mazo *et al.*, 2002). Los elementos faunísticos (macro y microvertebrados) del yacimiento de Bañón permiten situarlo en la biozona MN6 (Aragoniense superior), siendo este dato de gran importancia ya que el yacimiento se sitúa a techo de los niveles carbonáticos más jóvenes conservados del sector central de la cuenca. En cuanto al yacimiento de Balsete, su fauna (macrovertebrados) permite situar la localidad en la biozona D de la MN5 (Aragoniense medio).

En consonancia con las controvertidas hipótesis sobre la existencia de dos grandes impactos meteoríticos terciarios en la zona de Azuara (Zaragoza) y Rubielos de la Cérda (Teruel), Ernstson *et al.* (2001) describieron posibles rocas de fundido de impacto en sedimentos terciarios de la Cuenca de Montalbán, que atribuyen a la segunda de las estructuras de impacto meteorítico. Hradil *et al.* (2001) describen en mayor profundidad un nivel de color blanquecino-amarillento en las proximidades de la localidad de Barrachina (fig. 9A), que contiene más de un 90% de vidrio silíceo; éste consiste mayoritariamente en un vidrio blanquecino con pequeños esferoides y cuerpos lenticulares de unos 0,5 mm, y en menor proporción, un vidrio traslúcido grisáceo e intersticial.

Debido a la potencial importancia cronoestratigráfica y bioestratigráfica de un evento de estas características en el Mioceno de la Cuenca de Montalbán, se muestreó el material, en un afloramiento localizado en los taludes de la carretera que une Barrachina y Navarrete, a aproximadamente 2 km de la primera localidad, y muy cerca del sondeo Barrachina-1. El nivel amarillento-blanquecino apa-

rece interestratificado en un tramo de margas grises y verdes que se encuentran a techo de los yesos macronodulares de Barrachina y que constituyen la transición vertical a los yesos laminados primarios (fig. 9A). El nivel se distingue por un color amarillento pálido, de unos 10-15 cm, un tacto untuoso, y una fácil disgregación, donde se aprecian a simple vista unos pequeños granos de color algo más oscuro. En lámina delgada, se reconocen cristales idiomorfos de cuarzo y plagioclasa, con tamaños entre 0,5-1 mm, que se encuentran parcialmente corroídos y opacos, embebidos en una matriz parcialmente isotropa. En nícoles paralelos, se observa que la matriz está formada por pequeños cuerpos lenticulares y angulosos que recuerdan a una matriz vítrea volcánica. En Difracción de Rayos X, la montmorillonita de tipo cálcico aparece como fase dominante (90%), con aproximadamente un 8-10% de cuarzo, un 2% de yeso e indicios de albita. Nosotros interpretamos un origen volcanoclástico para este nivel.

En 1989 fue localizada una capa volcanoclástica en sedimentos miocenos del sector central de la Cuenca del Ebro (Hirst, 1988) entre las localidades de Lanaja y Peñalba, en la vertiente Norte de la Sierra de Alcubierre extendiéndose a lo largo de unos 100 km. La citada capa, datada en  $19.3 \pm 0.2$  Ma (Odin *et al.*, 1997) (Límite Ramblense/Ageniense dentro de la zona MN2b), presenta una potencia variable entre 0,15 y 0,30 m y hasta el presente momento no había sido citada en la parte meridional de la Cuenca del Ebro ni en las cuencas terciarias intramontañosas de la Cordillera Ibérica. A falta de dataciones radiométricas de la probable capa volcanoclástica localizada en la Cuenca de Montalbán, interpretamos que su origen debe estar relacionado con el mismo evento volcánico que dio lugar a la capa localizada en la Cuenca del Ebro, por lo que podría convertirse en un excelente nivel guía o de correlación.

### **Conclusiones**

Las cuencas terciarias de Calatayud y Montalbán evolucionan individualmente durante gran parte del Neógeno separadas por el umbral de Daroca, si bien se encuentran en una misma fosa tectónica (Calatayud-Montalbán) alargada en dirección NO-SE, coincidente con la directriz principal de la Cordillera Ibérica.

El relleno sedimentario neógeno de las cuencas de Calatayud y Montalbán comprende sedimentos detríticos de carácter aluvial (conglomerados, areniscas, limos y arcillas) en los sectores de margen de cuenca que pasan a sedimentos lacustres (evaporitas y carbonatos) en los sectores centrales de la

cuenca. La sedimentación lacustre terciaria de la Cuenca de Calatayud consta de una amplia variedad de mineralogías evaporíticas y carbonáticas, distribuidas en tres unidades litoestratigráficas mayores (Inferior, Intermedia y Superior). La caracterización mineralógica de los materiales que forman las diferentes secuencias lacustres ha permitido el establecimiento de asociaciones minerales típicas de un medio sedimentario e intervalo temporal definido. Las pautas de cambio durante el Neógeno en las asociaciones mineralógicas de los sistemas lacustres se correlacionan con las pautas de variación climática y/o hidroquímica.

La variedad mineralógica de las facies lacustres neógenas de los sectores centrales de la Cuenca de Montalbán es más reducida que en la vecina Calatayud. En la Cuenca de Montalbán, el sondeo Barrachina-1 y las secciones sedimentarias complementarias, conforman un «Composite Log», aportando información inédita sobre las facies evaporíticas existentes en profundidad y, permitiendo la caracterización de los sectores centrales de la cuenca y la evolución de la sedimentación lacustre durante el Neógeno. El «Composite Log» ha permitido definir dos grandes unidades sedimentarias neógenas (Unidad Evaporítica y Unidad Evaporítica Carbonatada).

La correlación de las tres unidades litoestratigráficas mayores y rupturas sedimentarias de la Cuenca de Calatayud con el Neógeno de la vecina Cuenca de Montalbán ofrece una evolución sedimentaria similar, aunque con notables diferencias cronoestratigráficas. El Neógeno de la depresión de Montalbán posee una Unidad Evaporítica (asimilable a la Unidad Inferior) y una Unidad Evaporítica Carbonatada (asimilable a la Unidad Intermedia), pero carece de una unidad fluvio-lacustre de carácter siliciclástico/carbonático que pudiera ser asimilable a la Unidad Superior.

La comparación de las asociaciones mineralógicas, la petrología y análisis isotópicos entre ambas cuencas indica que las condiciones de hipersalinidad en la Unidad Evaporítica de la Cuenca de Montalbán no llegaron a ser tan altas como en la Unidad Inferior de la Cuenca de Calatayud. Sin embargo, las asociaciones minerales de la Unidad Evaporítico-Carbonatada de la Cuenca de Montalbán guardan mayor similitud en términos de salinidad alcanzada en las salmueras. En todo caso, parece confirmarse que, desde el Ramblense inferior, para un mismo intervalo temporal, los sistemas lacustres de la Cuenca de Montalbán se caracterizan por un menor grado de salinidad que los existentes en el mismo momento en la Cuenca de Calatayud. Asimismo, las formaciones evaporíticas existentes en la Cuenca de Montalbán durante el Mioceno infe-

rior-medio poseen menor desarrollo en términos de extensión y potencia que aquellas existentes en la Cuenca de Calatayud.

Las asociaciones minerales identificadas y caracterizadas (petrología, isótopos estables, etc.) en los depósitos lacustres de las cuencas de Calatayud y Montalbán demuestran una evolución sedimentaria durante el Mioceno inferior-medio, desde facies lacustres evaporíticas hipersalinas hacia facies lacustres evaporíticas de baja-moderada salinidad. Esta secuencia de precipitación salina responde a un cambio progresivo en la hidroquímica de los sistemas lacustres que se relaciona con un cambio climático gradual, que se inicia en el Ramblense. Las diferencias en cronoestratigrafía y desarrollo de las unidades de ambas cuencas se relacionan probablemente con un diferente contexto y evolución tectónica y condicionantes geomorfológicos.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el resultado de diversas campañas de investigación desarrolladas durante años en la Cuenca de Calatayud, las cuales, en su origen, fueron impulsadas por nuestro compañero y maestro, el Dr. Manuel Hoyos. A él dirigimos nuestro más sincero agradecimiento porque la huella de su trabajo es aún evidente en la Comarca de Calatayud y alrededores. A otro compañero, Josefo, que tan buenos y sinceros momentos hizo disfrutar a Manolo y a nosotros. El trabajo se ha beneficiado de la ayuda económica aportada por el proyecto PB98-0503. Agradecemos expresamente la cesión del sondeo Barrachina-1 a Sociedad Española de Talcos, S.A. y U.S. Borax Inc.

#### Referencias

- Abdul-Aziz, H., Hilgen, F., Krijgsman, W., Sanz-Rubio, E. y Calvo, J. P. (2000). Astronomical forcing of sedimentary cycles in the Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain) *Earth Planet. Sci. Letters*, 177: 9-22.
- Abdul-Aziz, H., Sanz-Rubio, E., Calvo, J. P., Hilgen, F. J. y Krijgsman, W. (2003). Paleoenvironmental reconstruction of a middle Miocene proximal alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology*, 50: 211-236.
- Botz, R. W. y Von Der Borch, C. C. (1984). Stable isotope study of carbonate sediments from the Coorong Areas South Australia. *Sedimentology*, 31: 837-849.
- Calvo, J. P., Jones, B. F., Bustillo, M., Fort, R., Alonso Zarza, A. M. & Kendall, C. (1995). Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, Central Spain. *Chem. Geol.*, 123: 173-191.
- Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S., Sanz-Rubio, E. y Hoyos, M. (1998). Meteoric calcitization of magnesite in Miocene lacustrine deposits (Calatayud Basin, NE Spain). *Sedim. Geol.*, 119: 183-194.
- Casas, A. M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, T. (2000). Syn-tectonic sedimen-

- tation and thrust-and-fold kinematics at the intramountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 1: 1-17.
- Daams, R. y Freudenthal, M. (1988). Synopsis of the Dutch-Spanish collaboration program in the Neogene of the Calatayud-Teruel Basin. In: Freudenthal, M. (ed.): *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel Basin (Spain)*. Scripta Geol. *Special Issue*, 1: 3-18.
- Daams, R., Freudenthal, M. y Van De Weerd, A. (1977). Aragonian, a new stage for continental deposits of Miocene age. *Newslett. Strat.*, 6: 42-55.
- Daams, R., Freudenthal, M. y Álvarez-Sierra, M. (1987). Ramblian; a new stage for continental deposits of early miocene age. *Geol. Mijnb.*, 65: 297-308.
- De Bruijn, H. (1967). Gliridae, Sciridae, y Eomyidae (Rodentia, Mammalia) miocenos de Calatayud (Zaragoza, España) y su relación con la biostratigrafía del área. *Bol. Geol. Min.*, 78: 187.
- Ernstson, K., Claudín, F., Schüssler, U., Anguita, F. y Ernstson, T. (2001). Impact melt rocks, shock metamorphism, and structural features in the Rubielos de la Cérda structure, Spain: Evidence of a companion to the Azuara impact structure. En: «Impact markers in the stratigraphic record», Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M. y Palomo, I. (eds.). Abstract Book 6th ESF-IMPACT Workshop, Granada (Spain), 23-24.
- Garber, R. A., Harris, P. M. y Borer, J. M. (1990). Occurrence and significance of magnesite in Upper Permian (Guadalupian) Tansill and Yates Formation, Delaware Basin, New Mexico. *AAPG Bulletin*, 74: 119-134.
- Hoyos, M., Doblas, M., Sánchez Moral, S., Cañaveras, J. C., Ordóñez, S., Sese, C., Sanz-Rubio, E. y Mahecha, V. (1996). Hydration diapirism: a climate-related initiation of evaporite mounds in two continental Neogene basins in Central Spain. En: «Salt Tectonics», Blundell, G. I. y Davison, I. (eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 100: 49-63.
- Hoyos, M., Sanz-Rubio, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J. C. y Calvo, J. P. (1998). Updating of the stratigraphy and evaluation of climatic and/or tectonic influence in the sedimentary ruptures of the Calatayud Basin (NE Spain). En: *Sedimentology at the dawn of the third millennium*, Cañaveras, J. C., García del Cura, M. A. y Soria, J. (eds.). 15th International Sedimentological Congress, Alicante, Spain: 435.
- Hirst, J. P. P. (1989). Pyrenean tectonic control of Oligo-Miocene river systems, Huesca, Aragón, Spain. En: *Tertiary Iberian Basins*, Friend, P. y Dabrio, C. (eds.). Cambridge University Press World and Regional Series: 50-87.
- Hradil, K., Schüssler, U. y Ernstson, K. (2001). Silicate, phosphate and carbonate melts as indicators for an impact-related high-temperature influence on sedimentary rocks of the Rubielos de la Cérda structure, Spain. En: *Impact markers in the stratigraphic record*, Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M. y Palomo, I. (eds.). Abstract Book 6th ESF-IMPACT Workshop, Granada (Spain), 49-50.
- Kralik, M., Aharon, P., Schroll, E. y Zachmann, D. (1989). Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites: a review. En: *Magnesite, Geology, Mineralogy, Geochemistry, formation of Mg-carbonates*, Müller, P. (ed.). Monograph Series on Mineral Deposits, 28: 197-223.
- Krijgsman, W., Langereis, C. G., Daams, R. y Van Der Meulen, A. J. (1994). Magnetostratigraphic dating of the Middle Miocene climate change in the continental deposits of the Aragonian type area in the Calatayud-Teruel basin (Central Spain). *Earth Planet. Sci. Letters*, 28: 513-526.
- Marín, A. (1932): Sondeos de Investigación de sales potásicas. *Boletín de Sondeos*. Tomo III. Instituto Geológico y Minero de España: 115.
- Mazo, A. V., Salesa, M. J. y Sánchez, I. M. (2002). Dos nuevos puntos fosilíferos con macromamíferos del Aragoniense de la Cuenca de Montalbán (Teruel, España). *Rev. Esp. Paleont.*, 17: 269-283.
- Melezhik, V. A., Fallick, A. E., Medvedev, P. V. y Makarikhin, V. V. (2001): Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments. *Sedimentology*, 48: 379-397.
- Odin, G. S., Cuenca Bescós, G., Canudo, J. I., Cosca, M. y Lago, M. (1997). Biostratigraphy and geochronology of a Miocene continental volcanoclastic layer from the Ebro Basin, Spain. En: *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*, Montanari, A., Odin, G.S. y Coccioni, R. (Eds.). Elsevier Science: 297-310.
- Ortí, F. y Rosell, L. (1994). *Origen glauBERTICO del cuerpo central de los yesos de Calatayud*. Comunicaciones II Congreso del Grupo Español del Terciario: 255-258.
- Ortí, F. y Rosell, L. (2000): Evaporative systems and diagenetic patterns in the Calatayud basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology*, 47: 665-685.
- Peláez-Campomanes, P. (1993). *Micromamíferos del Paleógeno continental español: Sistemática, Biocronología y Paleoecología*. Ph. D. Thesis. Universidad Complutense de Madrid: 385.
- Pérez, A. (1989). *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Ph. D. Thesis. Universidad de Zaragoza: 525.
- Pierre, C. (1982). *Teneurs en isotopes stables (18O, 2H, 13C, 34S) et conditions de genése des évaporites marines: application é quelques milieux actuels et au Messinien de la Méditerranée*. Tesis Doctoral. Université Paris-Sud, Orsay: 266.
- Pozo, M., Sanz-Rubio, E., Rodríguez-Aranda, J. P., Casas Sainz de Aja, J., Calvo, J. P. y Cañaveras, J. C. (2000): Depósitos de magnesita en la Cuenca de Calatayud: facies y asociaciones mineralógicas. *Geotemas*, 1 (3): 277-282.
- Sánchez-Moral, S., Hoyos, M., Ordóñez, S., García Del Cura, M. A. y Cañaveras, J. C. (1993). *Génesis de Epsomita infiltracional por dedolomitización en ambiente sulfatado árido; Eflorcencias en la Unidad Inferior evaporítica de la Cuenca de Calatayud*. V Congr. Geoquim. España, Soria: 24-29.
- Sanz-Rubio, E. (1999). *Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos del Neógeno de la Cuenca de Calatayud (provincia de Zaragoza)*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid: 579.
- Sanz-Rubio, E., Hoyos, M., Calvo, J. P., Sánchez-Moral, S. Y Cañaveras, J. C. (1997). Paleokarstificaciones y evolución de los sistemas deposicionales miocenos de la Cuenca de Calatayud. En: «Itinerarios geológicos en el Terciario», Alcalá, L. y Alonso-Zarza, A. M. (eds.): 109-134.
- Sanz-Rubio, E., Hoyos, M., Calvo, J. P. y Rouchy, J. M. (1999). Nodular anhydrite growth controlled by pedo-

- genic structures in evaporite lake formations. *Sedim. Geol.*, 125: 195-203.
- Sanz-Rubio, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J. C., Calvo, J. P. y Rouchy, J. M. (2001). Calcitization of Mg-Ca carbonate and Ca sulphate deposits in a continental Tertiary basin (Calatayud Basin, NE Spain). *Sedim. Geol.*, 140: 123-142.
- Sanz-Rubio, E., Pozo, M., Rodríguez-Aranda, J. P. y Calvo, J. P. (2002). Petrología y Geoquímica isotópica de los depósitos de magnesita de la Cuenca de Calatayud (provincia de Zaragoza). Interpretación paleoambiental. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (1-2): 113-127.
- Sesé, C. (2003). Paleontología y Bioestratigrafía del Mioceno Continental de la Cuenca de Calatayud (Zaragoza): Nuevos yacimientos de micromamíferos. *Estudios Geol.* (en este volumen).
- Utrilla, R. (1989). *Les composicions isotòpiques ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{34}S$ ) del sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i les illes Balears*. Tesis, Universitat de Barcelona, p. 276.
- Utrilla, R., Pierre, C., Ortí, F. & Pueyo, J. J. (1992). Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. *Chem. Geol.*, 102: 229-244.
- Van Dam, J. y Sanz-Rubio, E. (2003). *Late Miocene and Pliocene small mammals from the Calatayud Basin (Central Spain)*. Coloquios de Paleontología: (en prensa).
- Van Der Meulen, A. J. y Daams, R. (1992). Evolution of Early-Middle Miocene rodent faunas in relation to long term palaeoenvironmental changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93: 227-253.
- Vasconcelos, C. y McKenzie, J. A. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *J. Sedim. Res.*, 67: 378-390.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J. A., Bernasconi, S., Grujic, D. y Tien, A. J. (1995): Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperature. *Nature*, 337: 220-222.

Recibido el 28 de febrero de 2003.

Aceptado el 24 de mayo de 2003.