

## RASGOS MORFOLOGICOS Y PETROLOGICOS DEL PALEOKARST DE LA UNIDAD SUPERIOR DEL MIOCENO DE LA CUENCA DE MADRID

M. E. Sanz-Montero\*, M. A. García del Cura\*\*, \*\*\*, J. P. Calvo\* y J. C. Cañaveras\*\*\*\*. \*\*\*\*

### RESUMEN

En la Cuenca de Madrid y, especialmente, en la zona sur (Mesa de Ocaña), la discontinuidad estratigráfica que define el límite Mioceno-Plioceno está representada por una superficie paleokárstica desarrollada sobre las calizas de la Unidad Superior del Mioceno. El paleokarst sufrió una evolución polifásica dentro de la cual se han destacado tres episodios principales. El primero, que afectó por igual a todo el conjunto carbonático, se inició con la desecación de los sistemas lacustres instalados en el área durante el Turoliense. El nivel freático se mantuvo próximo a la superficie del terreno, como se constata por la situación de cuevas horizontales en las calizas. La superficialidad de la tabla de agua, junto a la falta de litificación del sedimento, propició una extensiva colonización vegetal. Asociado a las raíces de las plantas, se originó un conjunto de tubos que, junto con las cuevas horizontales, configuran un modelado característico del tipo de perfiles kársticos denominados «descubiertos». La evolución posterior del karst tuvo lugar tras el plegamiento de las calizas. Esta segunda etapa se caracterizó por la formación local de calcretas con sus fábricas características (laminar, pisolítica, etc.) sobre los perfiles anteriores, lo que evidencia un régimen climático árido. Más tarde, la tipología de perfiles «cubiertos por calcretas» resultante fue enterrada por el sistema fluvial plioceno que se instaló en el NE de la Mesa de Ocaña. En la zona sur, más alejada de los depocentros deposicionales, se constata un tercer episodio evolutivo definido por la acumulación de suelos, fundamentalmente en los sinclinales. Bajo esta cubierta edáfica tuvo lugar una intensa disolución y brechificación del sustrato que se ha reflejado en un tercer tipo de perfiles, denominados «brechoides» y que indicarían condiciones climáticas húmedas. Finalmente, todo el conjunto fue fosilizado por las costras calcáreas que se formaron a finales del Plioceno.

El estudio de este paleokarst permite, por un lado, desvelar los procesos diagenéticos principales que han experimentado las calizas de la Unidad Superior del Mioceno desde las etapas iniciales de exposición subaérea y, por otro, determinar que dicha exposición se prolongó durante todo el Plioceno. No obstante, la duración de la primera fase generalizada de karstificación fue más breve, ya que las evidencias apuntan a cifras del orden de 10<sup>5</sup> años.

**Palabras clave:** *paleokarstificación, calizas continentales, Neógeno, Cuenca de Madrid.*

### ABSTRACT

In the Madrid Basin, especially in the Southern part (Mesa de Ocaña), the Miocene-Pliocene stratigraphic boundary is defined by a paleokarst sculpted on the Miocene limestones. The development of the paleokarst was completed in three main successive stages. The first one was initiated when the lacustrine sedimentary complex, settled in the basin during the Turolian, dried out. Although the water table dropped, it was still close to the surface, as indicated by the location of sub-horizontal caves in the limestone formation. The proximity of the water table favored an encroachment of vegetation into the un lithified sediment. Conduits related to the plant roots, together with the horizontal caves,

\* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid (e-mail: mesanz@geo.ucm.es; jpcalvo@geo.ucm.es).

\*\* Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid (e-mail: agcura@geo.ucm.es).

\*\*\* Laboratorio de Petrología Aplicada. Unidad Asociada CSIC-Universidad de Alicante. Apartado 90-03080 Alicante

\*\*\*\* Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Apartado 99-03080 Alicante (e-mail: jc.canaveras@ua.es).

represent the most prominent dissolution features of the resulting «uncovered» karst. The second stage of karstification took place after the limestones folded. It was characterized by the formation of calcretes, which exhibit typical fabrics (laminar, pisoliths, etc.), on the previous profiles, providing evidence of a dry climatic stage. Karstic profiles «covered by calcretes» were buried by a Pliocene river system. In the south zone of the Mesa de Ocaña, far away of the fluvial complex, a third episode of karstification has been verified. This episode is defined by the accumulation of soils, basically in the synclines, which caused the dissolution and brecciation of the substrate, as it is reflected in a third type of profiles, called «brechoides». These features are consistent with a humid climate. Finally, all types of karst were buried by a laminar calcrete formed at the latest Pliocene. Therefore, the polyphase development of the paleokarstic surface lasted almost all the Pliocene. Nevertheless, figures on the order of  $10^5$  years are envisaged as reliable to assess the duration of the first phase, the only one evenly affecting the limestone formations.

**Key words:** *paleokarst, continental limestones, Neogene, Madrid Basin.*

## Introducción

El registro neógeno de la Cuenca de Madrid está constituido por tres unidades estratigráficas mayores de edad Mioceno y dos unidades pliocenas, estas últimas colmatando el relleno de la cuenca (Calvo *et al.*, 1989; Ordóñez *et al.*, 1991; Calvo *et al.*, 1996) (fig. 1). Estas unidades, definibles como unidades tecto-sedimentarias, están limitadas a base y a techo por discontinuidades sedimentarias, representadas en varios casos por superficies paleokársticas. Así, la discontinuidad entre la Unidad Inferior del Mioceno (Ramblense-Aragoniense medio) y la Unidad Intermedia queda definida por una superficie paleokárstica esculpida sobre materiales yesíferos (Calvo *et al.*, 1984; Rodríguez-Aranda, 1995), cuyo desarrollo abarca varias decenas de miles de años (Rodríguez-Aranda *et al.*, 2002). La discontinuidad entre la Unidad Intermedia del Mioceno (Aragoniense medio-Vallesiense inferior) y la Unidad Superior está representada también por una superficie paleokárstica, en este caso desarrollada sobre materiales carbonáticos y yesíferos (Cañaveras, 1994) en un intervalo temporal netamente más amplio que la anterior (¿alrededor de un millón de años?) (Cañaveras *et al.*, 1996). Por su parte, el techo de la Unidad Superior del Mioceno (Vallesiense superior-Turoliense) presenta una superficie paleokárstica desarrollada sobre carbonatos (Sanz Montero, 1994), que separa esta unidad de los depósitos siliciclásticos y calcretas que componen la parte inferior del registro sedimentario plioceno de la Cuenca de Madrid.

El interés del estudio de las superficies paleokársticas o, en general, de los paleokarsts queda puesto de manifiesto por el hecho de que una parte importante de los almacenes de hidrocarburos y también de algunos recursos minerales metálicos aparece asociada a este tipo de sistemas, caracterizados por una notable porosidad y permeabilidad. Ello se refleja en la importancia dada a los paleokarsts en el análisis

estratigráfico de cuencas (por ejemplo, identificación de límites entre secuencias deposicionales) y en las estrategias de exploración de minerales metálicos e hidrocarburos (Quinlan, 1972; Fritz *et al.*, 1993). La literatura sobre paleokarsts es, por consiguiente, muy amplia, pudiendo subrayarse dentro de ella los trabajos de Wright (1982), Esteban y Klappa (1983), James y Choquette (1988a), Bosak *et al.* (1989), Wright y Smart (1994), Ford (1995), Vanstone (1998) y Baceta *et al.* (2001) y otros muchos sobre estudios específicos de determinados paleokarsts.

Según Wright (1982), el término 'paleokarst' se refiere a los rasgos kársticos desarrollados en el pasado en relación con un sistema hidrológico o un paisaje previos. La mayor parte de los rasgos específicos de un paleokarst están en relación con procesos de disolución a pequeña, media o gran escala que afectan a rocas altamente solubles, típicamente carbonatos y yesos, dando lugar al desarrollo, más o menos intenso, de porosidad secundaria (Ford y Williams, 1989). La tipología de paleokarsts (intra-estratales, subyacentes, enterrados, etc.) ha sido conceptualizada y resumida por Wright (1982).

Además de la información sobre discontinuidades estratigráficas inherente a la presencia de superficies paleokársticas, el estudio de los rasgos de un paleokarst permite obtener inferencias de carácter paleoclimático (Wright, 1988), sobre la continuidad o carácter polifásico de la karstificación (Juhász *et al.*, 1995; Molina *et al.*, 1999), así como evidencias sobre el intervalo de tiempo o duración de los procesos de karstificación en una determinada región en el pasado (Esteban, 1991). Todos estos aspectos se basan en el reconocimiento cualitativo de los rasgos presentes en los paleokarsts. En un trabajo reciente, Budd *et al.* (2002) hacen hincapié en el potencial de la cuantificación de los rasgos kársticos como método para valorar la intensidad y amplitud de los procesos de karstificación en el registro estratigráfico.

En este trabajo se lleva a cabo una descripción e

interpretación del paleokarst desarrollado sobre los depósitos carbonáticos que constituyen el techo de la Unidad Superior del Mioceno en la Cuenca de Madrid, particularmente en la zona sur de la cuenca, donde este paleokarst aparece más ampliamente expuesto. La tipología de los perfiles kársticos y su asociación con los diversos tipos de materiales relacionados genéticamente con el paleokarst, son utilizados como base para la interpretación paleoambiental del contexto sedimentario de la cuenca durante el Mioceno superior.

El estudio se ha realizado siguiendo la metodología habitual de campo y laboratorio, que incluye análisis de difracción de rayos X, observación de muestras

con microscopio petrográfico, microscopio de catodoluminiscencia (condiciones de trabajo: tensión del haz electrónico 15 kV, intensidad 400-500 microamperios y presión 0,05 Torr), y microscopio electrónico de barrido (MEB, modelo JEOL 6400). Igualmente, se ha procedido al análisis isotópico de C y O en distintas muestras de carbonatos. Los valores se expresan en unidades ‰ referidas al estándar PDB-1.

**Contexto geológico**

La Cuenca de Madrid aparece delimitada, al norte y oeste, por los relieves del Sistema Central, al este,

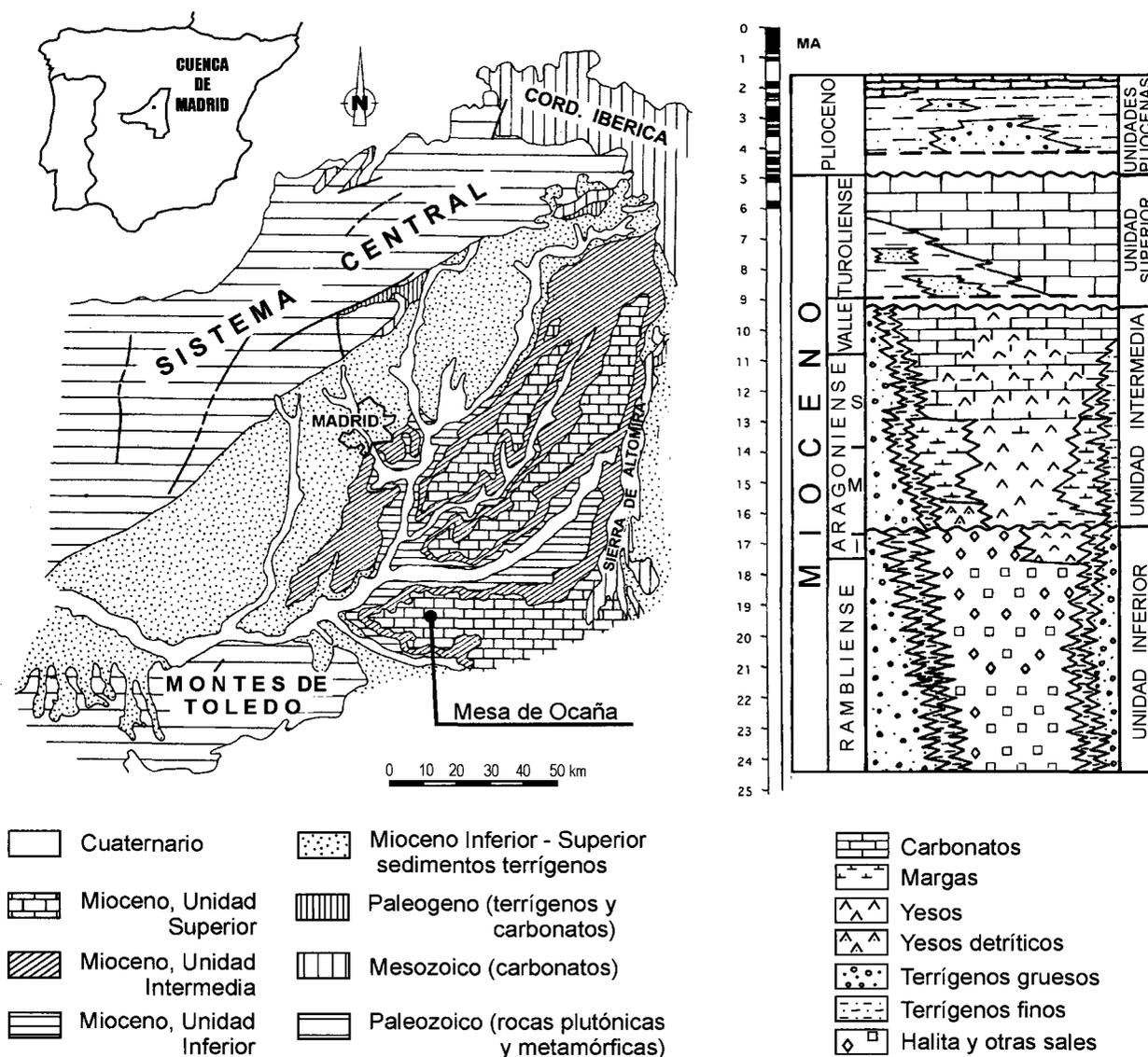


Fig. 1.—Mapa geológico y unidades litoestratigráficas mayores reconocidas en el registro sedimentario neógeno de la Cuenca de Madrid.

por la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira y por los Montes de Toledo en su parte meridional, configurándose como una cuenca de geometría triangular que abarca 12.000 km<sup>2</sup> (fig. 1). El registro sedimentario terciario de la Cuenca de Madrid es muy completo, con una sucesión de depósitos paleógenos y neógenos cuyo espesor oscila entre los 2.000 y los 3.500 m (Ordóñez *et al.*, 1991; Calvo *et al.*, 1996).

Salvo en las partes más próximas a los bordes de la cuenca, los sedimentos aflorantes son de edad Neógeno y se disponen generalmente con geometría horizontal. Desde un punto de vista estratigráfico, se distinguen tres unidades mayores de edad Mioceno (unidades Inferior, Intermedia y Superior), todas ellas constituidas por sedimentos de carácter continental. Tanto la Unidad Inferior como la Unidad Intermedia presentan una distribución de facies a grandes rasgos concéntrica, con depósitos siliciclásticos (facies de abanico aluvial y fluviales) adyacentes a los bordes de cuenca y depósitos lacustres (evaporitas y carbonatos) en las partes centrales (Calvo *et al.*, 1989; Ordóñez *et al.*, 1991; Alonso-Zarza y Calvo, 2002). La distribución de facies fue, sin embargo, distinta durante el depósito de la Unidad Superior, observándose una disposición orientada aproximadamente N-S de facies siliciclásticas,

que dan lugar a lo que se conoce regionalmente como «Red Fluvial Intramiocena» (Capote y Carro, 1968), sobre las que se disponen, en zonas centrales de la cuenca, depósitos carbonáticos lacustres (también conocidos regionalmente como «Calizas del Páramo»). La Unidad Superior del Mioceno presenta una notable complejidad interna en cuanto al reparto de estas facies, así como por su estrecha relación paleogeomorfológica con los niveles que culminan la Unidad Intermedia, los cuales, tal como se ha indicado anteriormente, aparecen afectados por procesos de karstificación desarrollados ampliamente durante el Vallesiense (Cañaveras *et al.*, 2003). Un modelo de la paleogeografía de esta unidad, cuyas características han sido descritas en Calvo *et al.* (1989), se presenta en la figura 2.

Los depósitos de edad Plioceno aparecen desigualmente representados a lo largo de la Cuenca de Madrid. Estos depósitos consisten básicamente en facies siliciclásticas, carbonatos fluviales y lacustres y niveles de calcretas. La mejor representación de depósitos pliocenos se encuentra en la Mesa de Ocaña-Tarancón. Ordóñez *et al.* (1984) describen, sobre las facies yesíferas y carbonáticas karstificadas de la Unidad Intermedia en esta zona, una unidad fluvial con limos rojos, suelos calcimorfos y

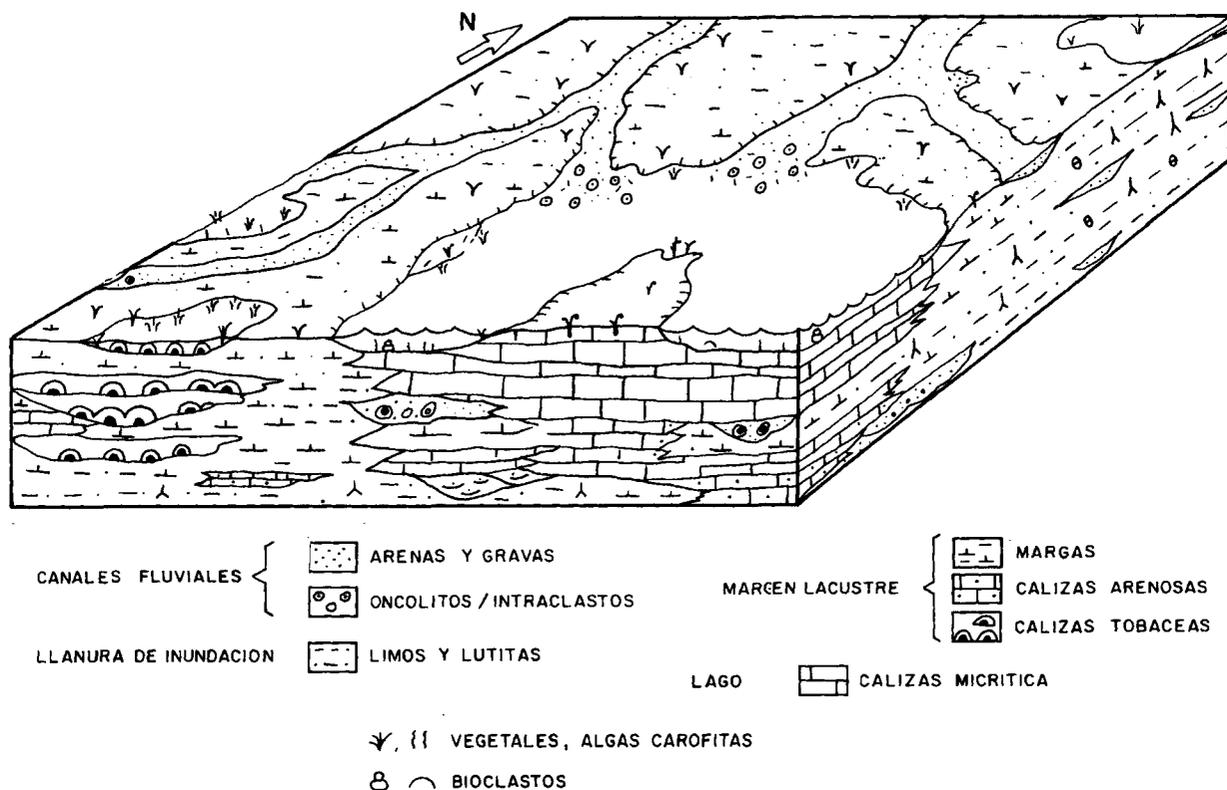


Fig. 2.—Modelo sedimentario para los términos intermedios de la Unidad Superior del Mioceno.

canales terrígeno-carbonatados (Ordóñez y García del Cura, 1983), de unos 30 m de espesor, a cuyo techo se disponen niveles de calizas micríticas algales e intramicritas de tamaño arena, que presentan a techo rasgos edáficos y de karstificación. Sobre este conjunto se desarrolla un encostramiento carbonático o calcreta con un perfil muy maduro (facies laminar, pisolítica y brechoide).

La actividad tectónica acontecida durante el Plioceno se concreta en dos episodios fundamentales que Aguirre *et al.* (1976) denominaron fases Iberomanchega I y II. La primera fase tuvo lugar a finales del Plioceno inferior y fue responsable de la formación de pequeños pliegues y fallas en las capas de calizas miocenas, a los que se sobreimpone una estructura mayor, que incluye amplios y suaves sinclinales, elevaciones y flexiones (Capote y Fernández-Casals, 1978). La fase Iberomanchega II, de edad Plioceno medio-superior, causa el basculamiento hacia el sur de la submeseta meridional (Aguirre *et al.*, 1976).

La presencia de rasgos de karstificación a techo de los niveles de carbonatos de la Unidad Superior del Mioceno es observable en varios puntos de la Cuenca de Madrid (García del Cura *et al.*, 1992), pero, aparte de algunas secciones en el área de Los Santos de la Humosa, en las proximidades de Alca-

lá de Henares, los mejores perfiles se reconocen en la Mesa de Ocaña-Tarancón, en la parte sur de la cuenca (fig. 1). En esta zona es donde se centran las descripciones e interpretaciones realizadas sobre este paleokarst en el presente trabajo.

### Descripción e interpretación de los rasgos paleokársticos

La superficie paleokárstica analizada ha sido objeto de estudio fundamentalmente en canteras, que son relativamente abundantes en la zona de la Mesa de Ocaña. Los frentes de cantera ofrecen buenos afloramientos, tanto lateral como verticalmente (fig. 3). Así, la observación de estos frentes ha permitido determinar que la tipología kárstica varía lateralmente en distancias de orden métrico, condicionada por la naturaleza y estructura de las calizas. A la vez, se puede observar que el desarrollo vertical de los rasgos de disolución afecta, por lo general, a todo el espesor de los carbonatos, que raramente superan la decena de metros en la zona sur de la Cuenca de Madrid (Sanz Montero, 1994).

La impronta kárstica en las calizas es muy evidente en los frentes de cantera, donde se manifiesta



Fig. 3.—Frente de explotación de cantera donde se observa el modelado kárstico de las calizas de la Unidad Superior del Mioceno. El paleokarst aparece fosilizado por depósitos pliocenos. El término superior que aparece en la izquierda de la fotografía se corresponde con la calcreta laminar pliocena.

por abundante oquerosidad, brechificación y rellenos de arcilla de intenso color rojizo. Ese conjunto de rasgos es más patente hacia el techo y se va reduciendo progresivamente hacia la base de las series carbonáticas.

#### Tipos de perfiles kársticos

Las calizas de la Unidad Superior muestran un modelado de exposición subaérea peculiar y variado que presenta zonaciones propiciadas por la geomorfología y estructura plegada del sustrato, de tal modo que se han reconocido tres tipos principales de perfiles kársticos (fig. 4). Estos se han clasificado siguiendo en gran medida la terminología de Wright (1982), que contempla la relación existente entre la superficie de karstificación y la formación inmediatamente superior, en este caso representada por la Unidad Detrítica Pliocena. Conforme a aquella relación, Wright (1982) establece dos tipos de superficies kársticas: 1) cubiertas por suelos y 2) descubiertas si no los presentan. A su vez estas superficies se pueden encontrar enterradas (fosilizadas) o no. Así, se aludirá a los perfiles reconocidos como: 1) perfiles de tipo descubierto, 2) perfiles cubiertos por paleosuelos de tipo calcreta y 3) perfiles cubiertos por paleosuelos de tipo brechoide o karst cavernoso (Jennings, 1971).

#### Perfiles de tipo descubierto

En general, estos perfiles se reconocen en los pliegues anticlinales o en áreas donde las series carbonáticas muestran poca deformación. En el área norte de la Mesa de Ocaña (entorno de Villarrubia de Santiago), los perfiles están generalmente fosilizados por las series detríticas pliocenas (fig. 4). En esta tipología de karst se han diferenciado tres tramos atendiendo fundamentalmente a la morfología y distribución de los rasgos de disolución reconocibles a mesoescala (fig. 5a). Los tramos considerados, en sentido descendente, son los siguientes:

El *tramo superior* mide entre 2 y 3 m de espesor. Se caracteriza por un entramado muy denso de tubos verticales de sección sinuosa y poco bifurcados. El diámetro medio de los tubos se mantiene bastante constante alrededor de los 4 cm. Las secciones longitudinales varían de 20 a 60 cm, por lo que ningún tubo abarca el espesor total del tramo (fig. 5b).

Los tubos verticales de disolución aparecen huecos en sus zonas centrales, hacia las paredes se reconocen carbonatos de tonos blancos o rosáceos que incluyen escasos terrígenos y restos del sustrato inalterado. Tales carbonatos se corresponden con mosaicos de microesparita contruidos por cristales subeuhedrales de calcita que se

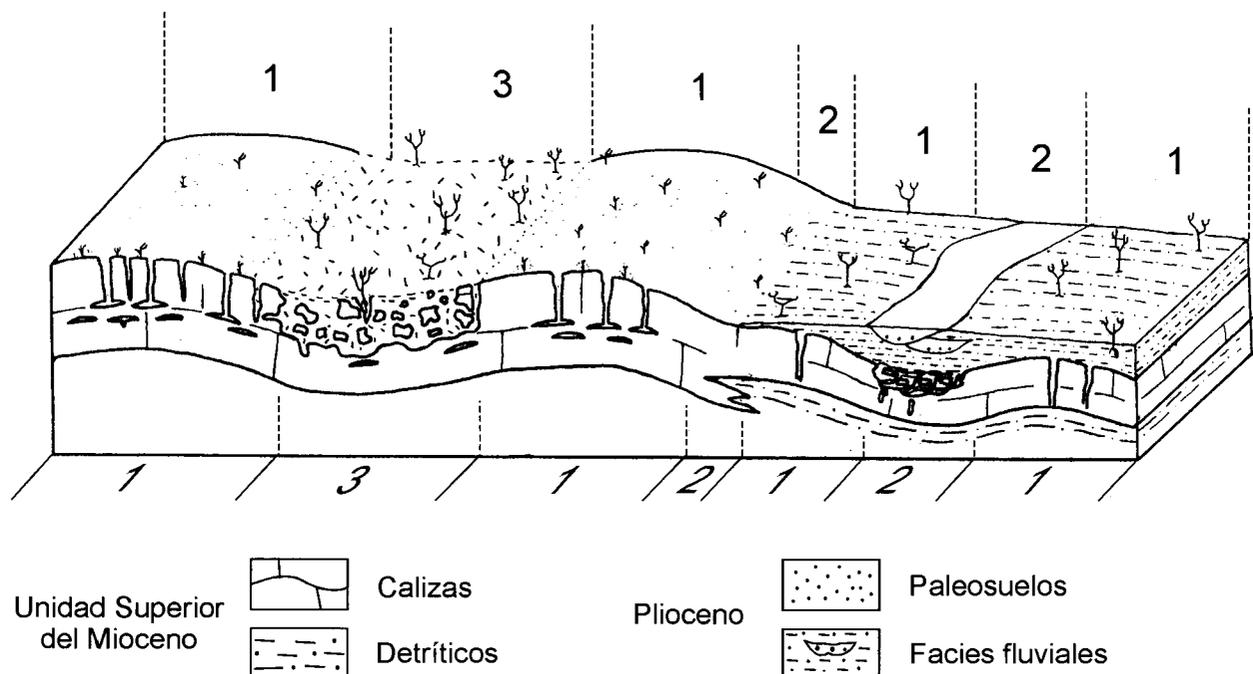


Fig. 4.—Modelo de distribución geomorfológica e interpretativo de los distintos tipos de perfiles kársticos diferenciados: 1) perfiles kársticos de tipo descubierto, 2) perfiles cubiertos por calcretas y 3) perfiles cubiertos por paleosuelos de tipo brechoide.

encuentran interpenetrados. En algunos casos existen películas de arcillas ilíticas que tapizan los cristales de microesparita (fig. 5c). Los tonos rosáceos de la fábrica microesparítica, que contrastan con los colores grisáceos del sustrato, se atribuyen a la presencia de tales ilitas. En las proximidades de los tubos el sustrato presenta frecuentes texturas alveolares. Vistas mediante microscopio electrónico de barrido (MEB-ES), las texturas alveolares se caracterizan por presentar un entramado de poros donde se conservan cristales aciculares y fibrosos de calcita, así como otros restos orgánicos.

El *tramo intermedio* tiene una potencia media de aproximadamente 0,5 m. En este tramo se disponen familias de cuevas o huecos subhorizontales situados a distintas alturas (fig. 5a). La longitud media de las cavidades ronda los 10 cm, mientras que su altura suele ser inferior a 5 cm. La separación entre cuevas de una misma familia presenta valores del orden de varios centímetros. Localmente se reconocen cuevas de mayor continuidad lateral que pueden alcanzar hasta varios decímetros de longitud. La morfología más común de los huecos es semibovedada o semilenticular, ya que suelen exhibir la base horizontal muy plana y el techo convexo hacia arriba. Con frecuencia se observa que desde las bases de la cueva hacia abajo se extienden tubos de disolución verticales, de escasos centímetros, que confieren al conjunto resultante forma de «T» o de «ojo de cerradura» (Ford, 1988) si se conectan varias cuevas.

En algunos afloramientos se disponen espeleotemas tapizando las cavidades. Estos se presentan con tonalidades que varían de blanco a gris y raramente superan los 5 cm de espesor. Se diferencian dos tipos, que suelen coexistir: placas de calcita y coladas (*flowstone*). Las coladas se presentan como concreciones globulares, aisladas o agrupadas en racimos, o bien como tapices laminares, que ocupan posiciones parietales, pavimentarias y, más raramente, cenitales. Petrográficamente, las coladas se componen de distintas franjas formadas por haces de cristales fibrosos de calcita que aparecen delimitados por películas de óxidos, materia orgánica y micrita. El grado de pureza de los cristales varía entre franjas (fig. 5d). Las placas de calcita flotante (*flakes* o *rafts*, por ejemplo, Hill y Forti, 1986) se orientan frecuentemente paralelas con la cavidad y pueden aparecer incluidas como bolsadas dentro de las coladas (fig. 5d). Se componen de delgadas películas planas y rectas de micrita que miden hasta varios milímetros de longitud. Sobre las superficies de éstas se apoyan sendas hileras de cristales de calcita con terminaciones cristalinas en «dientes de perro» (fig. 5e).

Otro rasgo característico de este nivel es la presencia, más abundante hacia la base, de porosidad de disolución tipo *vug* rellena de limo vadoso.

Conviene señalar, por un lado, que la posición y morfología de los huecos de disolución descritos no están condicionadas por discontinuidades del sustrato (superficies de estratificación o fracturas), ya que éstos se disponen dentro de niveles masivos (fig. 5a). Por otro lado, todos los huecos de disolución están afectados por el plegamiento de las calizas, de tal modo que las cuevas se inclinan manteniendo su paralelismo con los planos de estratificación de las calizas y los tubos «verticales» se orientan perpendiculares con éstos.

En el *tramo inferior* no se reconocen rasgos de disolución a mesoescala, pero a microescala se observa que la matriz micrítica del sustrato se halla en buena medida recristalizada a pseudoesparita. Por otro lado, el tramo presenta abundantes poros de disolución de tamaño milimétrico y morfología sinuosa (*vug*) que se rellenan con cementos calcíticos en mosaico.

Las distintas fábricas petrográficas descritas — micrita, microesparita, pseudoesparita y cementos esparíticos — han sido caracterizadas, tanto isotópicamente ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) como con catodoluminiscencia (Wright *et al.*, 1997). Así, se debe destacar que el conjunto de micrita-microesparita/pseudoesparita (que se muestrearon conjuntamente dada su íntima asociación) muestra unos valores correspondientes al  $\delta^{13}\text{C}$  que varían de  $-7,83$  a  $-7,28\text{‰}$ ; los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , por su parte, oscilan entre  $-5,37$  y  $-4,68\text{‰}$ . Estos valores contrastan con los más ligeros correspondientes al cemento esparítico comprendidos entre  $-9,37$  y  $-9,06\text{‰}$  para  $\delta^{13}\text{C}$  y entre  $-7,19$  y  $-6,29\text{‰}$  para  $\delta^{18}\text{O}$ . La respuesta de las distintas fábricas a la catodoluminiscencia es más variable, de modo que la microesparita no es luminiscente como tampoco lo suele ser la matriz micrítica. Por su parte, los cementos esparíticos, así como algunos bioclastos, muestran distintos grados de luminiscencia.

Respecto a la extensión vertical, este tipo de perfiles sólo se desarrolla completamente si las series calcáreas son litológicamente homogéneas y superan los 5 m de espesor. Si no alcanzan esta potencia, por ejemplo en el norte de la Mesa de Ocaña, únicamente se reconoce el tramo superior de tubos verticales. Por otra parte, si las series calcáreas intercalan niveles de calcetas (Sanz Montero *et al.*, 1991) o de margas, también se modifican los rasgos kársticos, ya que la dureza de los primeros y la impermeabilidad de los segundos limitan la evolución kárstica hacia abajo, de modo que sólo se reconoce el tramo más alto. Además, en el contacto con las margas se aprecia un desarrollo de cavernas.

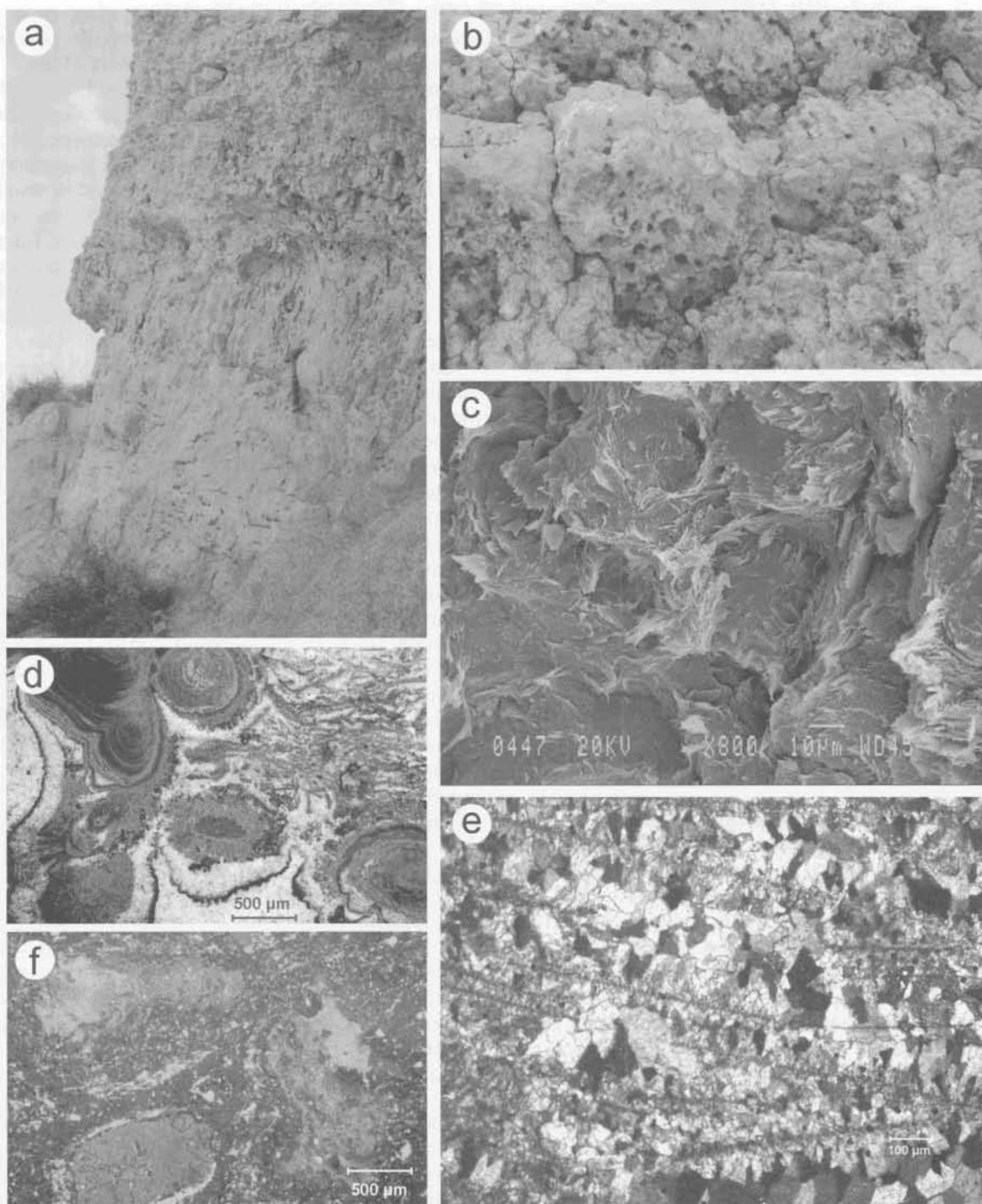


Fig. 5.—*a)* Afloramiento de un perfil kárstico de tipo descubierto desarrollado en las calizas de la Unidad Superior del Mioceno. Los rasgos macroscópicos de disolución son: tubos verticales, en los tramos más altos, y niveles de cuevas, en los tramos inferiores. *b)* Detalle de los tubos verticales de disolución donde destaca la densidad del entramado. El diámetro de las secciones, de morfología subcircular, oscila entre 3 y 6 cm. *c)* Fotografía de MEB-ES donde se reconoce un mosaico de cristales de microesparita cubiertos por arcillas ilíticas. *d)* Microfotografía donde se muestra la coexistencia de dos tipos de espeleotemas característicos de los niveles de cuevas del paleokarst: coladas y placas de calcita (*raft*). *e)* Detalle de las placas de calcita constituidas por una película micrítica revestida, en sus dos superficies, por cristales de esparita con terminaciones en «dientes de perro». *f)* Microfotografía de pisolitos característicos de los perfiles kársticos con desarrollo de calcretas. Están formados por clastos de calcita, alterados a microesparita, alrededor de los que se disponen fábricas laminares.

### Interpretación

Los perfiles de tipo descubierto muestran una secuencia de rasgos de disolución y productos diagenéticos que, como se verá seguidamente, responden, con la variación de escala de nuestro modelo concreto, al modelo ideal de karst descrito por distintos autores (Jennings, 1971; Esteban y Klappa, 1983) en el que se diferencian las zonas vadosa y freática y un paleonivel freático, típicos del ambiente meteórico.

En la *zona vadosa* se produce la infiltración y percolación del agua. El descenso de agua en esta zona se produce libre y rápidamente a favor de conductos, o bien, por goteo (James y Choquette, 1988b). En el caso de los perfiles descritos, la abundancia de tubos verticales en el tramo superior indica que el primer mecanismo debió de tener una amplia participación. Otros rasgos observados en los perfiles y característicos de esta zona son: precipitados químicos escasos y discontinuos, preservación de la porosidad de los bioclastos y presencia de productos típicos, tales como el limo vadoso.

Los tubos verticales, presentes sólo en estos tramos más altos, se atribuyen a raíces, tal y como corrobora su morfología cilíndrica, su distribución espacial y su prolongación desde la superficie de los estratos hasta lo que se interpreta como la zona de emplazamiento del nivel freático (fig. 5, a y b). En el mismo sentido redundan las texturas alveolares de ese nivel que son causadas por raíces.

Entre las zonas vadosa y freática se sitúa el *nivel freático* (N.F.) donde tienen lugar los procesos de mezcla de aguas que conducen a la formación de cuevas con tendencia a adoptar morfologías elipsoidales o abovedadas (Ford, 1988). Las cuevas encontradas en los perfiles de tipo descubierto no sólo tienen esta morfología, sino que, además, se disponen en una franja localizada a una profundidad definida y separan zonas con rasgos diagenéticos diferentes. Todo ello indica que las cuevas de estos perfiles constituyen verdaderos indicadores del paleonivel freático. Las cuevas se sitúan a distintas alturas debido a que el N.F. experimentó oscilaciones periódicas a lo largo del tiempo. Si el N.F. desciende durante un período prolongado, las cuevas se emplazan en el dominio vadoso donde son retocadas y adquieren formas de «T» o de «ojo de cerradura», como las observadas en el tramo intermedio, y que son formas mixtas típicas de ambas zonas hidrológicas. En estas cuevas ocupadas por aire y/o agua se produciría la precipitación más importante de espeleotemas, cuya morfología y posiciones dependen del mecanismo generador. Así, las coladas y globulitos de los perfiles precipitan a partir de agua que discurre por las paredes de las cavidades.

Por su parte, los espeleotemas tipo *raft*, se forman, de acuerdo con Pomar *et al.* (1976, 1979), en la superficie de cuerpos de agua estáticos.

Las cuevas evidencian, por tanto, la presencia de un nivel freático muy próximo a la superficie (a menos de 5 m de profundidad). Por otra parte, la distribución de estas cuevas en áreas geográficas muy distantes, así como su ubicación en profundidades más o menos constantes, apoya un origen temprano del karst ya que este tipo de porosidad es propia de karst, con predominio de flujos difusos. En éstos el flujo de agua se produce a través de una red homogénea de poros y en presencia de un nivel freático subhorizontal bien definido. Tales condiciones se dan en sedimentos carbonáticos expuestos tempranamente (James y Choquette, 1988b). El mismo hecho se constata por la verticalidad de los tubos del tramo superior atribuidos a raíces, propias de sustratos blandos.

En medios netamente continentales, bajo el N.F. y abarcando la zona más alta de la zona freática, se extiende la *zona lenticular* (Jackus, 1977), donde no se aprecian rasgos macroscópicos de disolución distintivos. No obstante, en la zona freática se producen extensivas disoluciones a microescala y neomorfismo agradable. En general, los productos freáticos son de tamaño más grueso y tienen las terminaciones cristalinas bien definidas (Longman, 1980), lo que justificaría la abundancia de pseudosparita y huecos de disolución rellenos con cementos esparíticos en los estratos más bajos de los perfiles.

### Perfiles cubiertos por paleosuelos de tipo calcreta

Se localizan en el norte de la Mesa de Ocaña (Villarrubia de Santiago y Ocaña) y se disponen en los sinclinales de las calizas de la Unidad Superior del Mioceno (fig. 4).

Estos perfiles constan de calcretas desarrolladas sobre los perfiles de tipo descubierto, ya descritos, que aparecen modificados irregularmente hacia sus techos.

La calcreta está constituida por fragmentos del sustrato calcáreo, generalmente de tamaño centimétrico y morfologías de subrectangulares a subesféricas, que se encuentran embebidos por las fábricas de la calcreta. Estas últimas destacan por sus colores naranjas, rojos u ocres. Los clastos de caliza gris, presentan una gradación completa entre aquellos que conservan sus texturas deposicionales y los que se encuentran completamente transformados a microesparita.

La calcreta es de consistencia dura y se muestra con dos tipos básicos de fábrica, laminar y masiva.

La fábrica masiva consiste en un mosaico de cristales de calcita de tamaño microesparítico en el que se incluyen siliciclastos de tamaño limo, que aparecen con textura «flotante». Es frecuente encontrar óxidos de hierro y arcillas ilíticas dispersos entre los cristales, siendo esos componentes los causantes de la tonalidad naranja de esta fábrica. La fábrica laminar se halla recubriendo los bloques de calizas, dando lugar en ocasiones a estructuras pisolíticas (fig. 5f), o se introduce hasta profundidades de 1 m a favor de los tubos de disolución. Las calcretas laminares están muy brechificadas y pueden aparecer incorporadas como fragmentos en otras generaciones de calcretas, lo que constata su carácter multiepisódico. Esta fábrica presenta espesores de 3 a 15 cm y está constituida por una alternancia irregular de láminas milimétricas blancas y rojizas. Las láminas claras consisten en agregados de cristales fibroso-radiales de 20 a 40 mm de diámetro, mientras que las láminas rojas están compuestas por micrita densa con cuarzo y arcilla dispersa. Estas láminas pueden presentar huecos con peloides y zonas donde se aprecian texturas alveolares-septales como las definidas por Wright (1988) y que, al MEB, se caracterizan por la existencia de huecos atribuibles a raíces en los que abundan diferentes tipologías de filamentos calcitizados y cristales aciculares de calcita. Se dispone de datos referentes a la composición isotópica de la fábrica laminar (Sanz Montero, 1996). Los resultados abarcan un amplio rango, especialmente en lo que se refiere a los valores de  $\delta O^{18}$ , que van de  $-3,74$  a  $-7,35$ , mientras que los valores de  $\delta C^{13}$  oscilan entre  $-8,30$  y  $-9,47$ . Asimismo, existe una correlación positiva entre las relaciones  $C^{13}/C^{12}$  y  $O^{18}/O^{16}$ .

### Interpretación

La formación de calcretas en los perfiles de tipo descubierto conlleva, por una parte, la instalación de una cobertera edáfica sobre las calizas que sería responsable, mediante la actividad de la vegetación, de la brechificación y disolución del sustrato previamente karstificado, ya que preserva cuevas y tubos. Por otra parte, conlleva la acumulación progresiva en dicho suelo de carbonato cálcico con morfologías y texturas distintivas.

El vínculo de costras calcáreas y perfiles kársticos es un fenómeno bastante común, típico de los climas áridos o semiáridos (Choquette y James, 1988; Vanstone, 1998). La correlación positiva entre las relaciones isotópicas  $C^{13}/C^{12}$  y  $O^{18}/O^{16}$  observadas en la fábrica laminar, también ratificaría esta deducción climática para las calcretas de la Mesa de Ocaña, según las interpretaciones de Sch-

lesinger (1985). Este autor sugiere que, en un contexto de variaciones climáticas bajo un régimen general de clima árido, la mayor precipitación de carbonatos se produce en la estación seca, cuando el agua contenida en el suelo se evapora enriqueciéndose en  $O^{18}$ . Esto se produce a la vez que disminuye la respiración de las plantas y, por tanto, su aporte de  $CO_2$  aumentando la participación de  $CO_2$  atmosférico con valores menos negativos de  $\delta^{13}C$ .

Basándose tanto en el control estructural de estos perfiles (ubicados en depresiones) como en el hecho de que se formaron tras la karstificación de las calizas, se interpreta que las calcretas se desarrollaron tras el plegamiento de la Unidad Superior.

### *Perfiles cubiertos por paleosuelos de tipo brechoide o karst cavernoso*

Este tipo de perfiles se caracteriza porque los niveles de calizas aparecen fragmentados en bloques de distintos tamaños, por lo que se alude a ellos con el término informal de perfiles de tipo brechoide. El conjunto de los rasgos de disolución de estos perfiles conforma un modelado característico similar al descrito por Jennings (1971) como «karst cavernoso» (*kavernossen karren*). En nuestro caso, esta tipología de karst se localiza principalmente en las formas sinclinales y grada lateralmente a los perfiles de tipo descubierto que se preservan en los anticlinales (fig. 6). La distribución geográfica de estos perfiles se restringe al borde occidental de la Mesa de Ocaña, coincidiendo con las áreas donde no se depositó la Unidad Detrítica Pliocena (fig. 4).

En conjunto estos perfiles constituyen auténticos paleosuelos donde el sustrato que actúa como roca madre está representado por los niveles más bajos de los perfiles de tipo descubierto, hecho que se constata por la presencia de niveles de cuevas, aunque éstas se hallan agrandadas y retocadas en muy distintos grados. Hacia arriba, los estratos calcáreos de la roca madre muestran progresivamente más signos de disolución, hasta que en los términos más altos únicamente se reconocen bloques de calizas que aparecen desconectados entre sí y embebidos en lutitas masivas (fig. 6). La coloración de las lutitas, que están formadas por arcillas ilíticas y por cuarzo de tamaño limo, varía entre roja y rosa. Las tonalidades más rosas se deben a la presencia de acumulaciones locales de carbonato cálcico.

Los clastos de caliza que aparecen incorporados dentro del suelo muestran tamaños que varían desde pocos centímetros hasta bloques de orden submétrico. Se encuentran muy corroídos, de tal modo que las corrosiones forman una trama de golfos y tubos



Fig. 6.—Afloramiento de perfil kárstico de tipo brechoide desarrollado a favor de un sinclinal. En los términos más bajos se observa que las cuevas y tubos desarrollados en las calizas se encuentran plegados. Hacia techo aparecen fragmentos de caliza matriz-soportados. Escala = 2 m.

sinuosos en sus bordes a favor de los cuales se han ido desgajando fragmentos menores. A estas corrosiones cavernosas alude la denominación germana con la que se conoce este tipo de karst (*kavernossen karren*) y se atribuyen a la disolución producida por las raíces de la vegetación que habita en el suelo (Jennings, 1971; Choquette y James, 1988).

Los fragmentos de caliza muestran una amplia gama de rasgos de meteorización, como son recristalización de la matriz a microesparita, nodulización, impregnaciones de óxidos, y mayor presencia de grietas y texturas alveolares.

### Interpretación

Los rasgos de disolución descritos son típicos de sustratos calcáreos que soportan una cubierta edáfica. Cuando se da esta coyuntura, la disolución de las calizas se acelera, porque se produce un considerable incremento de  $\text{CO}_2$  en el agua debido a la actividad de la vegetación. Este efecto se favorece, según los distintos autores que han descrito morfologías similares (Jennings, 1971; Wright, 1982; Choquette y James, 1988), si prevalecen condiciones climáticas de tipo húmedo.

Puesto que estos perfiles se encuentran condicionados estructuralmente, se dan principalmente en las formas sinclinales y su sustrato se encuentra plegado (fig. 6), se constata que este karst brechoide se sitúa cronológicamente en etapas posteriores al plegamiento de la Unidad Superior del Mioceno.

El bajo contenido en residuo insoluble de las calizas (Sanz Montero *et al.*, 1991) no justifica el volumen de material detrítico que los recubre, por lo que, en nuestra opinión, estos suelos son alóctonos. Bajo esta perspectiva, el sistema fluvial plioceno,

por su proximidad espacial y temporal, así como composicional, podría haber actuado como aportador de este soporte detrítico.

### Modelo evolutivo del karst

La interpretación de cada uno de los perfiles y su posición morfosedimentaria permite establecer la secuencia de procesos que han dado lugar a la karsificación de las calizas de la Unidad Superior del Mioceno que se concreta en tres fases principales (Sanz Montero *et al.*, 1994).

1) Fase de exposición subaérea. En el tránsito del Mioceno al Plioceno (5,1 Ma), los sistemas lacustres instalados en el área durante el Turoliense (Sanz Montero *et al.*, 1992) se desecan, el sedimento carbonático queda así expuesto y sometido a una rápida colonización vegetal. Las plantas prolongarían sus raíces hasta el N.F. regional que, aunque ha descendido, todavía se encuentra próximo a la superficie del terreno, a una profundidad entre 2 y 4 m del techo actual de las calizas. La superficialidad del N.F. desempeñó un papel decisivo en la formación de los rasgos kársticos más característicos de esta fase (tubos verticales de raíces y cuevas más o menos retocadas en la zona de oscilación de la tabla de agua).

Como apunta todo lo anterior, el modelado kárstico de esta fase, que se refleja en los perfiles de tipo descubierto, se produce paralelamente a la litificación del sedimento. Esta deducción concuerda con los resultados de Wright *et al.* (1997) que analizaron el proceso evolutivo de litificación de los carbonatos de esta unidad. Dichos autores interpretan que el sedimento al exhumarse debía de estar constituido por un mosaico muy abierto de cristales de calcita. El paso de este mosaico tan poroso a otro más denso tuvo lugar bajo condiciones meteóricas, como señalan los valores isotópicos y la respuesta a la catodoluminiscencia de las fábricas resultantes.

Por otra parte, este mismo aspecto se constata por el plegamiento de las calizas que tuvo lugar hace aproximadamente 4 Ma (Aguirre *et al.*, 1976). Aunque la deformación tectónica afectó a niveles superficiales del terreno, la plasticidad de los carbonatos era notable, por tanto, éstos se plegaron cuando todavía no estaban totalmente litificados.

2) Fase postplegamiento de las calizas. La evolución posterior de los perfiles kársticos de tipo descubierto generados en la fase anterior va a depender de la nueva posición sedimentaria y topográfica que adquieren tras el plegamiento de las calizas y la instalación del sistema fluvial plioceno. Así, hacia el norte (Villarrubia de Santiago, Zarza de Tajo, etc.) se formó el surco denominado sinclinal del Tajo a

favor del cual se dispuso el complejo fluvial plioceno que cubriría, por zonas, el karst generado en la etapa anterior. En los suelos desarrollados en las facies de inundación del complejo se acumuló carbonato cálcico que se conserva en forma de las calcretas que tapizan algunos perfiles kársticos previos.

Numerosos autores dedicados al estudio de calcretas coinciden en señalar que su presencia indica condiciones climáticas de aridez (véanse «Referencias» en Alonso-Zarza, 2003). Integrando esta información climática con la referente al contexto tecto-sedimentario deducido, se puede inferir que el máximo desarrollo de calcretas se produjo hace unos 4 Ma (Rusciniense medio), coincidiendo con un período de relativa aridez que se registró en la cuenca (Calvo *et al.*, 1993) y muy próximo en el tiempo, por tanto, a la fase de plegamiento.

3) Expansión del sistema fluvial plioceno. En las zonas alejadas del surco tectónico, esto es, hacia el oeste y el sur de la Mesa de Ocaña, la topografía del terreno estaba definida por una sucesión de sinclinales y anticlinales muy laxos en las calizas. Hasta estas áreas más alejadas, en los momentos de mayor expansión del sistema fluvial, llegarían sedimentos detríticos que se acumulaban principalmente en los sinclinales permitiendo el desarrollo de suelos. Las plantas asentadas en estos suelos generan los perfiles brechoides mediante una intensa acción corrosiva y disgregadora del sustrato, representado por las calizas karstificadas en la primera fase (fig. 4). Este modelado brechoide implica condiciones de relativa humedad (Jennings, 1971) que pudieron darse en el tránsito del Rusciniense al Villafranquiense (3,5 Ma), tal y como apunta la interpretación paleoclimática para este período (Calvo *et al.*, 1993). En este mismo sentido (clima cálido y húmedo) redunda el trabajo realizado por Ordóñez *et al.* (1984) sobre los carbonatos fluviales de las series pliocenas. Tal estimación paleoclimática concuerda, a su vez, con la obtenida por González y Asensio (1983) mediante el análisis de los sedimentos detríticos de dicho complejo.

Finalmente se desarrolla una calcreta laminar por toda la Mesa de Ocaña que fosiliza las series fluviales, en el nordeste, y los distintos tipos de perfiles de exposición descritos, en el sur y oeste (fig. 3). Con la formación de esta calcreta concluye, por tanto, la exposición subaérea de las calizas.

## Discusión

El paleokarst mostrado por las calizas de la Unidad Superior del Mioceno ha resultado de una compleja evolución durante la cual se han ido sucediendo distintos procesos controlados por diversos factores.

Así, en los primeros estadios de exposición subaérea de los carbonatos, un factor intrínseco, la falta de litificación del sustrato, combinado con otro extrínseco, la presencia de un nivel freático relativamente próximo a la superficie, no sólo propiciaron que se iniciara el proceso de karstificación, sino que además se perfilaron como los principales responsables de la específica tipología de rasgos de disolución resultantes.

La existencia de un sustrato blando y la disponibilidad de agua favoreció la proliferación de vegetación sobre el sedimento recién expuesto y la consiguiente profundización de sus raíces en él. Mientras que el emplazamiento de raíces ha quedado registrado por tubos verticales, el del nivel freático tiene su reflejo en los niveles de cuevas presentes en los perfiles resultantes. Asimismo, los tubos verticales dejados por las raíces probablemente se constituyeron en vías preferentes de entrada de agua al sustrato y, por tanto, favorecieron el proceso de karstificación. Sin embargo, en este caso el amalgamamiento de tubos de raíces (fig. 5b) no ha potenciado la formación de dolinas, a diferencia de lo descrito por Vanstone (1998) en carbonatos marinos y por Rodríguez Aranda *et al.* (2002) en yesos lacustres. Cabe señalar que el paleokarst modelado por estos últimos presenta bastantes analogías con nuestro caso, en cuanto a su desarrollo temprano coincidente con la existencia de un nivel freático próximo a la superficie. Esto propició en ambos ejemplos la penetración de raíces, a la vez que restringió el desarrollo del karst a los términos más altos de las series afectadas, que constituyen un epikarst.

Un conjunto de agentes morfosedimentarios interrelacionados, como son la topografía resultante del plegamiento de las calizas, la proximidad a los depocentros sedimentarios fluviales y el asentamiento de suelos, sería responsable de la evolución posterior del karst generado en la etapa anterior. Ese karst sufrió las transformaciones más significativas fundamentalmente en las zonas deprimidas (sinclinales), que favorecían la instalación y permanencia de suelos. Las variaciones climáticas que se sucedieron en el Plioceno evolucionaron de condiciones áridas y cálidas a regímenes más húmedos y fríos, modificaron el modelado kárstico previo, mediante formación de calcretas en los momentos áridos y por disolución-corrosión, en el régimen húmedo.

La duración del proceso de karstificación es un aspecto de singular relevancia en tanto que el paleokarst define una ruptura sedimentaria mayor en la cuenca. Además se da la peculiaridad en este caso de que la costra laminar pliocena fosiliza perfectamente el paleokarst y, por tanto, permite circunscribir su evolución al intervalo de tiempo que transcurre entre la exposición de las calizas y la formación

de dicha costra. Sin embargo, mientras que sí existen datos que permiten confirmar la cronología de las calizas (Turolense, 5 Ma; Sanz Montero *et al.*, 1992), la costra laminar no se puede datar con precisión. Por las implicaciones climáticas de tipo árido y cálido que requiere su génesis, tentativamente le atribuimos una antigüedad de unos 2,5 Ma., al coincidir esta edad con un período en el que prevalecieron unas condiciones ambientales de estas características (Calvo *et al.*, 1993). Por su parte, Pérez González (1982) propuso 2 Ma como la edad más probable del encostramiento.

Por tanto, jugando con estas estimaciones temporales se podrían indicar que los perfiles más evolucionados, los brechoides, se formaron en menos de tres millones de años. Pero este dato no es significativo porque en los anticlinales, apartados tan sólo unos metros de éstos, se conservan perfiles de tipo descubierto escasamente alterados. Ello implica que la influencia de otros factores, como son en este caso la presencia de una cubierta edáfica, desempeñó un papel más significativo en la transformación de las calizas que el tiempo de exposición. No obstante, sí es un dato de importancia el tiempo de formación de los perfiles de tipo descubierto que, de acuerdo con nuestras interpretaciones, habría que situarlo cronológicamente inmediatamente después de la sedimentación de los carbonatos de los complejos lacustres (5 Ma) y antes del plegamiento de las calizas (unos 4 Ma). Esto permite, por tanto, precisar que los procesos de litificación y karstificación inicial de las calizas de la unidad superior se prolongaron unos cientos de miles de años.

## Conclusiones

El paleokarst desarrollado en las calizas de la Unidad Superior de la Cuenca de Madrid ofrece un buen ejemplo para comprender los procesos de karstificación de carbonatos continentales y su evolución posterior bajo diferentes condiciones ambientales. En este sentido, el caso estudiado puede ser tomado como referente de partida para interpretar procesos semejantes en otras calizas lacustres, rocas especialmente abundantes en el registro sedimentario de las cuencas terciarias españolas. Esta abundancia contrasta, no obstante, con la escasez de análisis detallados referentes a los rasgos de karstificación que las calizas pudieran presentar.

El paleokarst descrito tiene una singular importancia estratigráfica, ya que va ligado a una ruptura sedimentaria mayor que se sitúa a techo de las series miocenas en la Cuenca de Madrid. Así, su análisis no sólo ha permitido modelizar los procesos

que operan durante los episodios de exposición de esta naturaleza, sino que también ha posibilitado estimar su duración. Concretamente, un orden de magnitud de  $10^5$  años, es la cifra que se maneja como factible para la karstificación y la litificación simultánea del sedimento carbonático.

Los factores que controlaron la evolución del karst variaron a lo largo del tiempo. En una primera etapa, coincidente con la exposición subaérea del sedimento, destacaron la colonización vegetal, conjuntamente con la existencia de un nivel freático próximo a la superficie del terreno. El perfil kárstico resultante de este episodio se modificó más tarde condicionado fundamentalmente por una topografía remodelada por el plegamiento de las calizas miocenas. La proximidad al sistema fluvial plioceno que se instaló en el área y el desarrollo de suelos de distinta naturaleza, fenómeno que fue controlado por las fluctuaciones climáticas, también constituyen parámetros importantes en la evolución del paleokarst.

Recientemente, Budd *et al.* (2002) han propuesto un método tentativo para cuantificar el papel que desempeñan cada uno de los principales factores que operan en la karstificación de carbonatos. En nuestro caso, no se puede aplicar un método numérico para cuantificar la importancia de cada parámetro, pero los resultados obtenidos nos permiten concluir que los agentes biológicos y, más específicamente la vegetación, se manifiesta como uno de los factores más influyentes, en tanto que su participación ha sido una constante en todo el proceso de karstificación.

## AGRADECIMIENTOS

Este artículo ha sido confeccionado como tributo a la memoria de nuestro compañero y amigo Manuel Hoyos, del cual aprendimos buena parte de lo que hoy sabemos sobre morfologías y depósitos kársticos y sus características en el registro neógeno de la Cuenca de Madrid. A él nuestra admiración y más cálido recuerdo. Agradecemos a los doctores Salvador Ordóñez y Juan Pablo Rodríguez Aranda sus ideas y sugerencias sobre los sistemas de paleokarst en esta cuenca. El presente trabajo es el resultado de varios proyectos de investigación, financiados por los Ministerios de Educación, Cultura y Deporte y de Ciencia y Tecnología que los autores han desarrollado en los últimos años.

## Referencias

- Aguirre, E., Díaz Molina, M. y Pérez-González, A. (1976). Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neog. Cuatern.*, 5: 7-29.
- Alonso Zarza, A. M. y Calvo, J. P. (2002). Tajo basin. En: *The geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, eds.). Geol. Soc. Londres: 315-320.

- Alonso Zarza, A. M. (2003). Paleoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Sci. Rev.*, 60: 261-298.
- Baceta, J. I., Wright, V. P. y Pujalte, V. (2001). Palaeomixing zone karst features from Palaeocene carbonates of north Spain: criteria for recognizing a potentially widespread but rarely documented diagenetic system. *Sedim. Geol.* 139: 205-216.
- Bosak, P., Ford, D. C., Glazek, J. y Horacek, I. (eds.) (1989). *Paleokarst. A systematic and regional review*. Elsevier, Amsterdam, 725 págs.
- Budd, D. A., Gaswirth, B. y Oliver, W. L. (2002). Quantification of macroscopic subaerial exposure features in carbonate rocks. *J. Sed. Res.*, 72: 917-928.
- Calvo, J. P., Alonso Zarza, A. M., García del Cura, M. A., Ordóñez, S., Rodríguez Aranda, J. P. y Sanz Montero, M. E. (1996). Sedimentary evolution of lake systems trough the Miocene of the Madrid Basin: paleoclimatic and paleohydrological constraints. En: *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, eds.), Cambridge University Press: 272-277.
- Calvo, J. P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J. M., Robles, F., Ruiz Bustos, A., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A. y Vera, J. A. (1993). Up-to-date of the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 6: 29-40.
- Calvo, J. P., Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1984). Caracterización sedimentológica de la Unidad Intermedia del Mioceno en la zona sur de Madrid. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2: 145-176.
- Calvo, J. P., Ordóñez, S., García del Cura, M. A., Hoyos, M., Alonso Zarza, A. M., Rodríguez Aranda, J. P. y Sanz Montero, M. E. (1989). Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geol. Hispánica*, 24: 281-298.
- Cañaveras, J. C. (1994). *El paleokarst del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 433 págs.
- Cañaveras, J. C., Calvo, J. P., Hoyos, M. y Ordoñez, S. (1996). Paleomorphologic features of an intra-Vallesian paleokarst, Tertiary Madrid Basin: significance of paleokarstic surfaces in continental basin analysis. En: *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, edit.) Cambridge University Press, Cambridge: 278-284.
- Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S. Calvo, J. P. y Ordoñez, S. (2003). Perfiles paleokársticos en el techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 59, (Este volumen).
- Capote, R. y Carro, S. (1968). Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo. *Estudios Geol.*, 24: 91-95.
- Capote, R. y Fernández Casals, M. J. (1978). La tectónica postmiocena del sector Central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.*, 89: 114-122.
- Choquette, P. W. y James, N. P. (1988). Introduction. En: *Paleokarst*. (N. P. James, y P. W. Choquette, eds.) Springer Verlag, Nueva York. 1-21.
- Esteban (1991). Paleokarst: practical applications. En: *Paleokarst and paleokarstic reservoirs*. (V. P. Wright, edit.): 89-119. PRIS Occasional Publ. Series n.º 2. University of Reading: 89-119.
- Esteban, M. y Kappla, C. (1983). Subaerial exposure. En: *Carbonate depositional environments*. (P. A. Scholle, D. G. Debout, y C. H. Moore, eds.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Mem.* 33: 1-54.
- Ford, D. C. (1988). Characteristics of dissolutional cave systems in carbonate rocks. En: *Paleokarst*. (N. P. James y P. W. Choquette, eds.) Springer Verlag, Nueva York: 25-57.
- Ford, D. C. (1995). Paleokarst as a target for modern karstification. *Carbonates and Evaporites*, 10: 138-147.
- Ford, D. C. y Williams, P. W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin-Hyman, Londres, 601 págs.
- Fritz, R. D., Wilson, J. L. y Yurewicz, D. A. (1993). Paleokarst related to hydrocarbon reservoirs. *SEPM Core Workshop No. 18*, Nueva Orleans, 275 págs.
- García del Cura, M. A., Ordóñez, S., González, J. A., Dapena, E., Cañaveras, J. C., Díaz Álvarez, M. C., García Calleja, M. A., Galindo, E., Martínez Alfaro, P. E., Calvo, J. P. y Sanz Montero, M. E. (1992) *Las canteras de calizas de los interfluvios de los ríos Jarama-Tajuña-Tajo de la Comunidad de Madrid: valoración de recursos, impacto ambiental y propuesta de restauración de explotaciones*. Mem. Final. Comunidad de Madrid. 84 págs. + mapas.
- González, J. A. y Asensio, I. (1983). Geomorfología y sedimentología de los conglomerados fluviales de la Mesa de Ocaña-Tarancón. *Rev. Mat. y Proc. Geol. Univ. Complutense Madrid*, 1: 83-102.
- Hill, C. A. y Forti, P. (1986). *Cave minerals of the world*. *Natl. Speleol. Soc.*, Alabama, 238 págs.
- Jackus, L. (1977). *Morphogenetics of karst regions*. John Wiley & Sons, Nueva York, 284 págs.
- James, N. P. y Choquette P. W., eds. (1988a). *Paleokarst*. Springer Verlag, Nueva York, 416 págs.
- James, N. P. y Choquette, P. W. (1988b). Limestones. The meteoric diagenetic environment. *Diagenesis, Geoscience Canada Reprint Series*, 4: 35-73.
- Jennings, J. N. (1971). *Karst*. The MIT Press, Cambridge, 252 págs.
- Juhász, E., Korpás, L. y Valgo, A. (1995). Two hundred million years of karst history, Dachstein Limestone, Hungary. *Sedimentology*, 42: 473-489.
- Longman, N. W. (1980). Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 64: 461-487.
- Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A. (1999). A review of polyphase karstification in extensional tectonic regimes: Jurassic and Cretaceous examples, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedim. Geol.*, 129: 71-84.
- Ordóñez, S. y García del Cura, M. A. (1983). Recent and tertiary fluvial carbonates in Central Spain. En: *Modern and Ancient Fluvial Systems*. (J. D. Collinson y J. D. Lewin, eds.), *Spec. Pub. Int. Assoc. Sediment.*, 6: 485-497.
- Ordóñez, S., Calvo, J. P., García del Cura, M. A., Alonso Zarza, A. M. y Hoyos, M. (1991). Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays from the Tertiary Madrid Basin (Spain). En: *Lacustrine Facies Analysis* (P. Anadon, L. Cabrera y K. Kelts, eds.). *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 13: 39-55.

- Ordóñez, S., González Martín, J. A. y García del Cura, M. A. (1984): Carbonatos fluviales en la Mesa Ocaña-Tarancón. *Acta Salmat.* II: 277-298.
- Pérez González, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Ed. Universidad Complutense. Madrid. 787 págs.
- Pomar, L., Ginés, A. y Fontarnau, R. (1976). Las cristalizaciones freáticas. *Endins*, 3: 3-25.
- Pomar, L., Ginés, A. y Gines, J. (1979). Morfología, estructura y origen de los espeleotemas epiacuáticos. *Endins*, 5-6: 3-17.
- Quinlan, J. F. (1972). Karst-related mineral deposits and possible criteria for the recognition of paleokarst: a review of preservable characteristics of Holocene and older karst terranes: *24th Int. Geological Congress*, sec. 6: 156-168.
- Rodríguez Aranda, J. P. (1995). *Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la Zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid. 474 págs.
- Rodríguez Aranda, J. P., Calvo, J. P. y Sanz Montero, M. E. (2002). Lower miocene gypsum paleokarst in the Madrid Basin (central Spain): dissolution, diagenesis, morphological relics and karst end-products. *Sedimentology*, 49: 1-16.
- Sanz Montero, M. E. (1994). *Sedimentología de las formaciones neógenas del sur de la cuenca de Madrid, con énfasis en los procesos kársticos y edáficos asociados a las rupturas sedimentarias del Plioceno*. Tesis doctoral. Universidad Complutense, Madrid. 323 págs.
- Sanz Montero, M. E. (1996). *Sedimentología de las formaciones neógenas del sur de la cuenca de Madrid*. (CEDEX, edit.). Monografías 52, Madrid. 245 págs.
- Sanz Montero, M. E., Calvo, J. P., García del Cura, M. A. y Ordóñez, S. (1991). Origin and diagenesis of calcrete in Upper Miocene limestones, Southern Madrid Basin, Spain. *Rev. Soc. Geol. España*. 4: 127-142.
- Sanz Montero, M. E., Sesé, C. y Calvo, J. P. (1992). Primer hallazgo de micromamíferos de edad Turolense en la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 48: 171-178.
- Sanz Montero, M. E., Calvo, J. y Ordóñez, S. (1994). Rasgos y procesos de karstificación asociados a depósitos lacustres carbonáticos: el tránsito Mioceno-Plioceno en el sur de la Cuenca de Madrid. En: *II. Congreso del Grupo Español del Terciario*, Simposio, Jaca, España: 283-286.
- Schlesinger, W. H. (1985). The formation of caliche in soils of the Mojave Desert, California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 57-66.
- Vanstone, S. D. (1998). Late Dinantian palaeokarst of England and Wales: implications for exposure surface development. *Sedimentology*, 45: 19-37.
- Wright, V. P. (1982). The recognition and interpretation of paleokarst: two examples from the Lower Carboniferous of South Wales. *J. Sedim. Petrol.*, 52: 83-94.
- Wright, V. P. (1988). Paleokarst and paleosols as indicators of paleoclimate and porosity evolution: a case study from the Carboniferous of South Wales. En: *Paleokarst*. (N. P. James y P. W. Choquette, edits.) Springer Verlag: 329-341.
- Wright, V. P. y Smart, P. L. (1994). Paleokarst (dissolution diagenesis): its occurrence and hydrocarbon exploration significance. En: *Diagenesis IV* (K. H. Wolf y G. V. Chilingarian, edits.). *Developments in Sedimentology*, 51: 477-517.
- Wright, V. P., Alonso Zarza, A. M., Sanz Montero, M. E. y Calvo, J. P. (1997). Diagenesis of Late Miocene micritic lacustrine carbonates, Madrid Basin, Spain. *Sedim. Geol.*, 114: 81-95.

Recibido el 14 de febrero de 2003.  
Aceptado el 12 de mayo de 2003.