

FABRICAS DIAGENETICAS ASOCIADAS AL PALEOKARST DEL TECHO DE LA UNIDAD INTERMEDIA DEL MIOCENO DE LA CUENCA DE MADRID

J. C. Cañaveras * y **, M. Hoyos *, S. Ordóñez ** y J. P. Calvo ***

RESUMEN

Los materiales carbonáticos y evaporíticos del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid han actuado como soporte de fenómenos de karstificación temprana, cuyo desarrollo ha supuesto un cambio significativo en la evolución del relleno de la cuenca. Dentro de estos materiales se han reconocido carbonatos con fábricas diagenéticas complejas resultado de procesos de diagénesis meteórica superficial. Los procesos predominantes en la evolución diagenética del encajante de la paleokarstificación del techo de la Unidad Intermedia son la dedolomitización y la calcitización/pseudomorfitización de yesos. Factores como la composición original del sedimento, la influencia de microorganismos y la hidroquímica de los fluidos diagenéticos han determinado la gran variabilidad de las fábricas diagenéticas reconocidas.

Palabras clave: *Dedolomitización, calcitización, diagénesis meteórica, paleokarst, Mioceno, Cuenca de Madrid.*

ABSTRACT

Carbonates and evaporites from the top of the Miocene Intermediate Unit of the Madrid Basin have set as host-rock for early karstification phenomena. The development of these karstic processes imply an important change in the depositional evolution of the basin. In these materials, complex diagenetic fabrics formed as a result of shallow meteoric diagenetic processes have been recognized, being dedolomitization and calcitization of gypsums the main diagenetic processes that affected the top of the Miocene Intermediate Unit. The high variability of diagenetic fabrics is thought to be mainly influenced by the original composition of sediments, the activity of microorganisms and the chemistry of diagenetic waters.

Key words: *Dedolomitization, calcitization, meteoric diagenesis, paleokarst, Miocene, Madrid Basin.*

Introducción

El desarrollo de rasgos paleokársticos asociados a rupturas sedimentarias puede considerarse como el resultado final de prolongados períodos de exposición subaérea (Esteban y Klappa, 1983). Tanto los procesos como los productos asociados a estas paleokarstificaciones están controlados por factores extrínsecos, como son el clima, la tectónica o el tiempo de duración de la exposición subaérea, e intrínsecos, tales como la composición, textura y estructura del

material afectado (Choquette y James, 1988). En el caso de karstificaciones tempranas, los sedimentos afectados sufren una serie de transformaciones diagenéticas antes y en parte durante los procesos de karstificación *s.s.*, que confieren unos caracteres composicionales y texturales a estos materiales que les hacen ser capaces de albergar un sistema de drenaje jerarquizado con flujo en conductos, esto es, un sistema kárstico. En las facies centrales lacustres del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid se ha reconocido la existencia de

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

** Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante. Campus San Vicente del Raspeig. 03690 Alicante.

*** Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

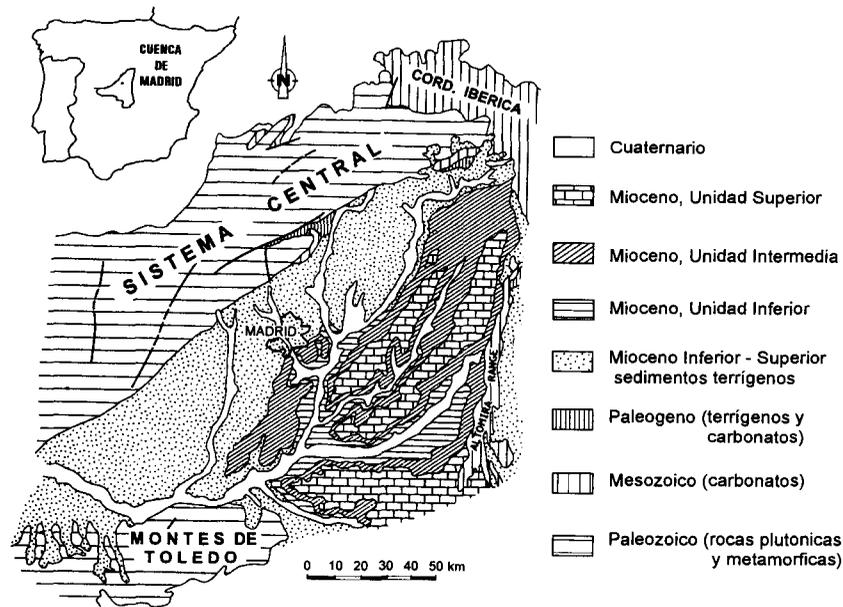


Fig. 1.—Esquema geológico de la Cuenca de Madrid (modificado de Ordóñez *et al.*, 1991).

un paleokarst intra-Vallesiense que marca el límite de esta unidad con la Unidad Superior del Mioceno (Calvo *et al.*, 1980; Ordóñez *et al.*, 1985; Cañaveras, 1994; Cañaveras *et al.*, 1996a). Calvo *et al.* (1980) reconocen y describen fábricas de disolución, reemplazamiento y génesis de espeleotemas en materiales carbonáticos del techo de la Unidad Intermedia en una sección cercana a Guadalajara, resaltando la alta complejidad petrológica que presentan estos materiales. Asimismo, Megías *et al.* (1983) destacan «la intensidad de los procesos diagenéticos sufridos por estos materiales, con frecuentes procesos de dedolomitización, recristalización o silicificación, relacionados en gran parte con la fuerte karstificación sufrida por esta unidad». El estudio detallado del paleokarst intra-Vallesiense a nivel cuencal (Cañaveras, 1994) ha confirmado la amplia variedad de fábricas diagenéticas existentes en el techo de la Unidad Intermedia, buena parte de ellas producto de procesos de dedolomitización temprana (Cañaveras *et al.*, 1996b). En el presente trabajo se describen e interpretan los procesos diagenéticos que han afectado a los materiales que actuaron como soporte de la paleokarstificación del techo de la Unidad Intermedia a nivel de toda la cuenca, contextualizándolos en el marco del paleokarst intra-Vallesiense.

Encuadre geológico

La Cuenca de Madrid, situada en el centro de la Península Ibérica, contiene un registro muy completo

de depósitos neógenos, con un notable desarrollo de complejos lacustres y aluviales (fig. 1). Se trata de una cuenca intracratónica generada por la orogenia alpina, que presenta una evolución morfoestructural condicionada por el funcionamiento diferencial de los bordes y el rejuego de los accidentes o fracturas del basamento (Martín Escorza, 1976). La estratigrafía general del Neógeno de la Cuenca de Madrid está basada en el análisis tectosedimentario del relleno de la cuenca y consta de tres unidades litoestratigráficas mayores para el Mioceno, que, de base a techo, son (fig. 1): Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior (Alberdi *et al.*, 1983; Hoyos *et al.*, 1985). Las Unidades Inferior e Intermedia presentan una disposición de facies en orlas concéntricas reflejando el carácter endorreico de la sedimentación en la cuenca durante el Mioceno inferior y medio, con facies lacustres más o menos salinas en el centro que gradan lateralmente a depósitos aluviales progresivamente más gruesos hacia los márgenes de la cuenca (García del Cura, 1977; Alonso *et al.*, 1986). La Unidad Superior, compuesta de tramo basal siliciclástico de origen fluvial y un tramo superior carbonático fluvio-lacustre, supone un reajuste de los sistemas deposicionales de la cuenca, con un paso de condiciones netamente endorreicas a más exorreicas (San José, 1975; Martín Escorza, 1976; Calvo *et al.*, 1990). En las partes centrales de la cuenca, separando las Unidades Intermedia y Superior se ha reconocido un paleokarst intra-Vallesiense con abundante registro de rasgos exokársticos (dolinas, valles fluvio-kársticos) y endokársticos (brechas, espeleotemas, sedimentos internos siliciclásticos) (Calvo *et al.*, 1980; Ordóñez *et al.*, 1985;

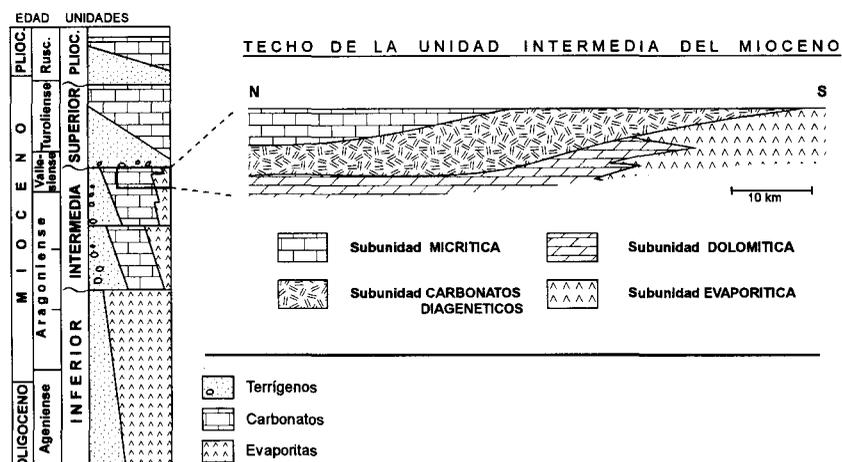


Fig. 2.—Cuadro litoestratigráfico del Neógeno de la Cuenca de Madrid en el que se detallan las subunidades definidas en este trabajo para el techo de la Unidad Intermedia del Mioceno.

Cañaveras, 1994; Cañaveras *et al.*, 1996a). La interpretación de los rasgos paleokársticos y su integración espacial permite reconstruir la paleogeografía del techo de la Unidad Intermedia para el Vallesense superior, de forma que se dibuja una superficie de exposición subaérea a escala cuencal con una red de drenaje con dirección nortada, situándose las áreas de recarga en la parte septentrional de la cuenca.

Metodología

Las relaciones espaciales entre los distintos grupos de materiales o litofacies que componen y/o se asocian al techo de la Unidad Intermedia se ha realizado mediante un exhaustivo trabajo de campo, con el levantamiento de columnas litoestratigráficas detalladas y muestreos sistemáticos y específicos para el posterior análisis de los materiales en laboratorio. Para su análisis petrográfico se estudiaron más de 400 láminas delgadas mediante técnicas de microscopía óptica convencional (microscopio petrográfico y lupa binocular) y más de 30 muestras mediante microscopía electrónica de barrido (microscopios Philips XL-20 del Laboratorio de Microscopía Electrónica del Museo Nacional de Ciencias Naturales y el Jeol-6400 del Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid). Con objeto de discriminar mineralógicamente las fases carbonáticas en su estudio petrográfico, las muestras fueron sistemáticamente teñidas según el método de Lindholm y Finkelman (1972). Los análisis mineralógicos se han realizado en un difractor de Rayos X Philips PW-1710 en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Para el cálculo del %mol $MgCO_3$ de las distintas fases carbonáticas se ha seguido el método de Goldsmith y Graf (1958).

Características litológicas del techo de la Unidad Intermedia

La naturaleza de los materiales del techo de la Unidad Intermedia es primordialmente carbonática

(dolomias, calizas) y/o yesífera distribuyéndose los niveles evaporíticos primordialmente en la zona S y SE de la cuenca. Se han distinguido varios grupos litológicos espacialmente diferenciados a los que hemos denominado (fig. 2):

— Subunidad Micrítica. Formada por *wackestones-packstones* intraclásticos y/o peloidales y *mudstones* más o menos fosilíferos, dispuestos en bancos tabulares de orden decimétrico a métrico o en cuerpos brechoides heterométricos clastosostenidos, especialmente a base. Las facies tipo *wackestones-packstones* representan términos palustres dado su abundancia en rasgos edáficos y diagenéticos tempranos tales como grietas de desecación, porosidad fenestral, huellas de raíces, huellas de disolución y pseudomorfos lenticulares; por su parte, las facies tipo *mudstones* corresponden a depósitos de lagos muy someros, de baja pendiente con poca o nula influencia de terrígenos (Alonso-Zarza *et al.*, 1992; Cañaveras, 1994).

— Subunidad de Carbonatos Diagenéticos. Consistente en calizas con fábricas micro a macrocristalinas en las que raramente se preservan texturas deposicionales o primarias. Estos carbonatos se disponen en bancos tabulares con superficies más o menos ondulados de orden decimétrico (0,2-0,9 m de potencia), con base y techo irregulares (fig. 3A) o en cuerpos brechoides heterométricos generalmente clastosostenidos (fig. 3B). En conjunto componen un litosoma de gran extensión lateral y un espesor medio de unos 8-9 m. La descripción detallada e interpretación de estas fábricas carbonáticas son el objeto principal de este trabajo y se desarrollarán en posteriores apartados.

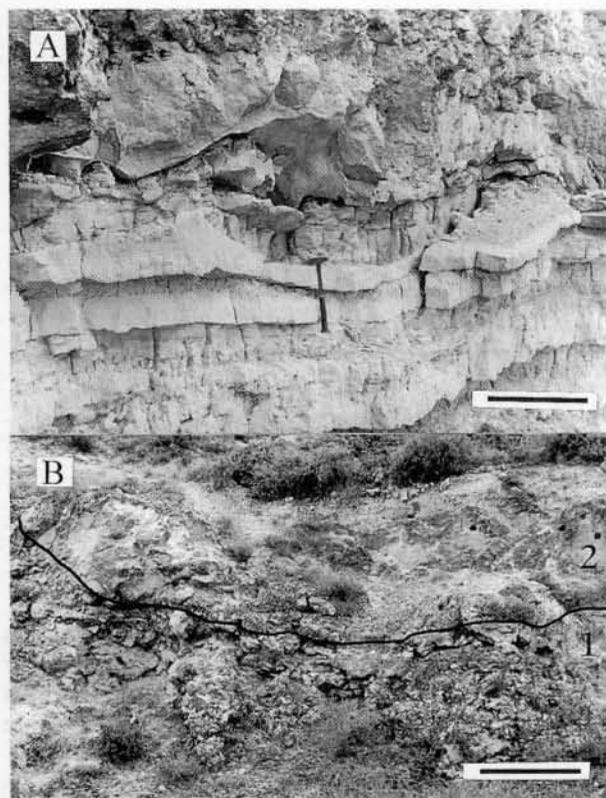


Fig. 3.—Aspectos de campo de la Subunidad de Carbonatos Diagenéticos. A) Bancos tabulares con estratificación ondulosa. B) Cuerpos brechoides irregulares correspondientes a brechas exokársticas (2) asociados a rellenos terrígenos de fondo de dolina (1).

— Subunidad Dolomicrítica. Formada por la alternancia de dolomicritas, calizas micríticas, margodolomías, margas (más o menos yesíferas), yesos y arcillas en bancos tabulares de espesor decimétrico. Se reconocen abundantes moldes y pseudomorfos de yesos lenticulares, huellas de raíces, cristales de yeso intrasedimentario y marmorizaciones. Petrográficamente se trata de *dolomudstones* y *mudstones*, correspondientes a medios lacustres moderadamente salinos, someros, de baja energía y pendiente, con poca influencia de terrígenos y con rasgos indicativos de escasas emersiones.

— Subunidad Evaporítica. Formada por bancos masivos de orden decimétrico a métrico de yesos de tonos crema con textura meso-macrolenticular, abundantes huellas de bioturbación (estriotúbulos) y con silicificaciones dispersas, especialmente a techo, a modo de nódulos de morfología muy irregular. Estos materiales se han interpretado como pertenecientes a lagos salinos someros marginales, con influencia de aguas meteóricas superficiales y con pequeñas fluctuaciones del nivel de agua y del grado de salinidad (Rodríguez Aranda, 1995).

Petrografía de los carbonatos diagenéticos

Todos los materiales carbonáticos correspondientes a la Subunidad de Carbonatos Diagenéticos están formados por calcita con menos de un 2 %mol $MgCO_3$. Estos materiales se caracterizan por una amplia complejidad textural, diferenciándose distintas fábricas diagenéticas, a menudo interrelacionadas espacialmente tanto a escala de afloramiento como a escala microscópica:

Calizas meso-macrocrystalinas

Presentan una amplia distribución dentro de la Subunidad de Carbonatos Diagenéticos, especialmente en las partes septentrionales y centro-occidentales de la cuenca. La mayor parte de este tipo de fábricas (calizas suturadas y fibrosas) han sido descritas en detalle en Cañaveras *et al.* (1996b) por lo que en este apartado se exponen de manera resumida.

Calizas suturadas. Consisten en mosaicos meso-macrocrystalinos inequigranulares ($50 \mu m \rightarrow 4 mm$) xenotópicos de cristales con bordes muy irregulares e interpenetrados (sudurados), pseudo-pleocroicos y con un alto número de impurezas (óxidos e hidróxidos de hierro, principalmente) (fig. 4A). Ocasionalmente, se reconoce una textura bipoblacional, con una población de cristales de menor tamaño ($10-150 \mu m$) irregularmente distribuida. Estos mosaicos presentan frecuentes fantasmas meso-macrolenticulares, de grietas y de texturas/estructuras primarias (bandedos, brechoides, granulares), que reflejan facies micríticas o dolomicríticas primarias alteradas diagenéticamente.

Calizas fibrosas. Formadas por mosaicos meso-macrocrystalinos compuestos por cristales anhedrales-subeuhedrales pseudo-pleocroicos, ricos en impurezas, de tamaños que oscilan desde $30 \mu m$ a más de $2 mm$, con extinción generalmente recta y una estructura o micro-fábrica interna fibroso-radiada anastomosada y/o dendrítica más o menos marcada, definida por la acumulación de impurezas e inclusiones. La morfología de los cristales que conforman estos mosaicos es muy variada: cristales pseudoesferulíticos con estructura interna fibroso-radiada a partir de un punto central (fig. 4B), cristales arborescentes, cónicos, en forma de V o en forma de brocha, con estructura interna fibroso-paralela y/o fibroso-radiada (fig. 4C). Se reconocen masas de cristales fibrosos de sepiolita y paligorskita en posiciones inter e intracrystalinas. Asimismo, en el interior de los cristales pseudoesferulíticos se reconocen amasijos, a veces entrelazados, a veces cristalográficamente orientados, de fibrillas calcíticas de sección circular y $0,1-0,2 \mu m$ de grosor

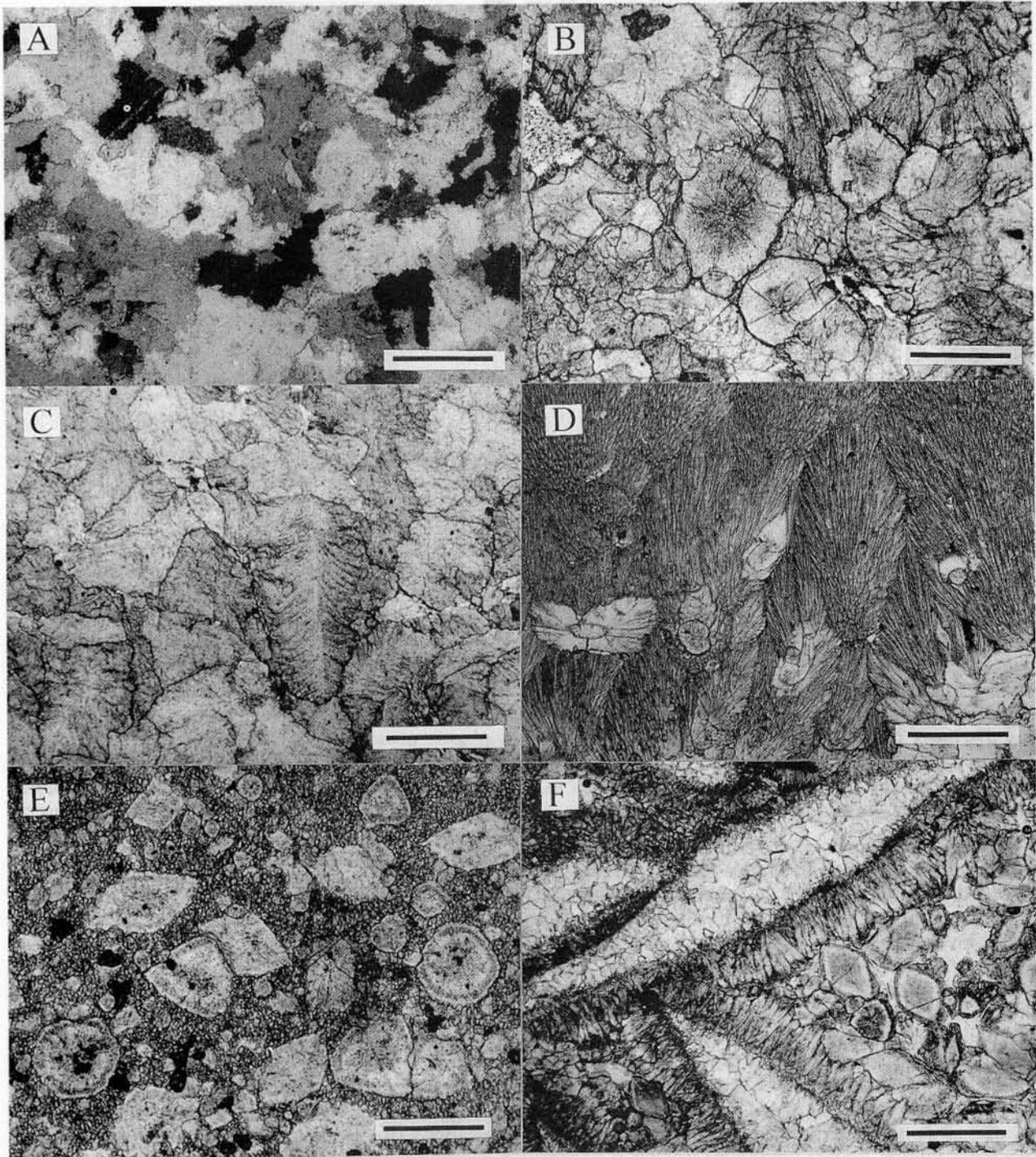


Fig. 4.—Fábricas meso-macrocrystalinas. A) Calizas suturadas; mosaico macrocrystalino xenotópico. B) Mosaico mesocrystalino formado por cristales pseudoesferulíticos. C) Mosaico compuesto por cristales calcíticos fibrosos con formas arborescentes o en forma de V. D) Corteza fibrosa asociada a mosaicos pseudosparíticos fibroso-radiados. E) Mosaico porfirotópico con topos consistentes en cristales de sección rómbica, subrómbica o subesferoidal. F) Mosaico xenotópico con abundancia de cristales zonados de sección rómbica entre pseudomorfos macrolenticulares. Barra de escala: 100 μ m.

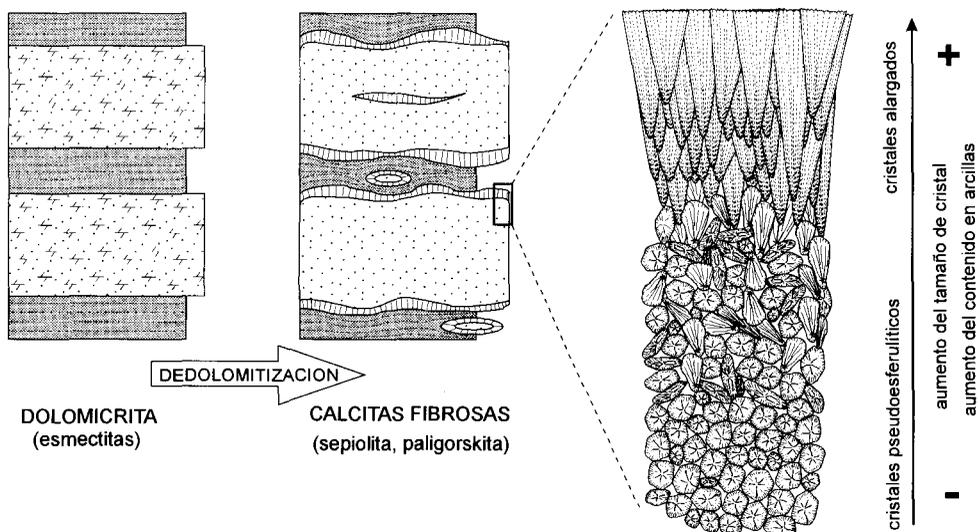


Fig. 5.—Distribución de los diferentes tipos texturales que conforman los bancos de calizas fibrosas con indicación de su origen por dedolomitización de material dolomítico que lleva acompañada la transformación de arcillas esmectíticas intracrystalinas a arcillas fibrosas (sepiolita y paligorskita).

semejantes a los productos de actividad bacteriana o bioinducción descritos por diversos autores (e.g., Phillips *et al.*, 1991). Asociados a estos mosaicos se encuentran cortezas fibrosas, a menudo presentando estructuras tipo *cone in cone* y *beef*, formadas por haces cónicos de cristales fibrosos y/o columnares de calcita con extinción ondulante o en relevo (fig. 4D). En la figura 5 se muestra la relación entre los distintos tipos de morfologías cristalinas que conforman esta fábrica, observándose una gradación en la morfología y tamaño de los cristales así como en la abundancia de masas de filosilicatos.

Calizas rómbicas. Consisten en mosaicos meso-macrocrystalinos formados principalmente por cristales zonados de sección rómbica a subrómbica y textura fibrosa, especialmente en los bordes y caras levemente curvadas; también se reconocen cristales zonados con secciones redondeadas y rectangulares (fig. 4E, F). El zonado consiste generalmente en un núcleo rómbico turbio con muchas inclusiones, una banda clara límpida y el borde externo turbio, oscuro, con textura fibrosa y abundantes filosilicatos (sepiolita y paligorskita). Si bien la distribución de estos materiales es más restringida que el resto de carbonatos diagenéticos meso-macrocrystalinos, suelen componer niveles o bancos con bastante continuidad lateral. Se pueden diferenciar tres tipos de fábricas en las que aparecen este tipo de cristales: (1) Mosaicos mesocrystalinos idioxenotópicos de cristales con secciones rómbicas a esferoidales en los que son abundantes los pseudomorfo macrolenticulares (fig. 4F). Los pseudomorfos, que pueden llegar a alcanzar 0,5 cm de dimen-

sión máxima, suelen presentar una fina (50-100 μm) envuelta micrítica de probable origen cianobacteriano, más o menos continua y están rodeados por una empalizada de cristales tipo *bladed*; el relleno de estos pseudomorfos es generalmente un mosaico mesocrystalino tipo *blocky* y/o *drusy*, aunque ocasionalmente se reconocen estructuras geopetales con rellenos complejos (grumos micríticos, *silt* vadoso, mosaicos *blocky-drusy*). (2) Mosaicos meso-macrocrystalinos porfirotópicos en los que los topes localmente se presentan rotos y/o disueltos (fig. 4E). (3) Mosaicos mesocrystalinos inequigranulares formados mayoritariamente por cristales rómbicos fragmentados y/o disueltos, que suelen presentarse recrecidos sintaxialmente.

Calizas micro-mesocrystalinas

Dentro de este grupo se pueden diferenciar tres tipos de fábricas que suelen presentarse irregularmente distribuidas y estrechamente relacionadas en el espacio: (1) Calizas micro-mesocrystalinas con pseudomorfos lenticulares, los cuales presentan longitud que oscila entre 30 a 250 μm , ya sean monocristalinos (los de menor tamaño) o policristalinos, y suelen presentar envueltas micríticas más o menos continuas. En este tipo de fábrica son comunes las estructuras de bioturbación del tipo estrietotubulos. La matriz está compuesta por un mosaico criptomicrocrystalino o bien por mosaicos mesocrystalinos equigranulares, inequigranulares bimodales o porfíricos. (2) Calizas micro-mesocrystalinas con textura grumelar formadas por mosaicos micro-mesocrista-

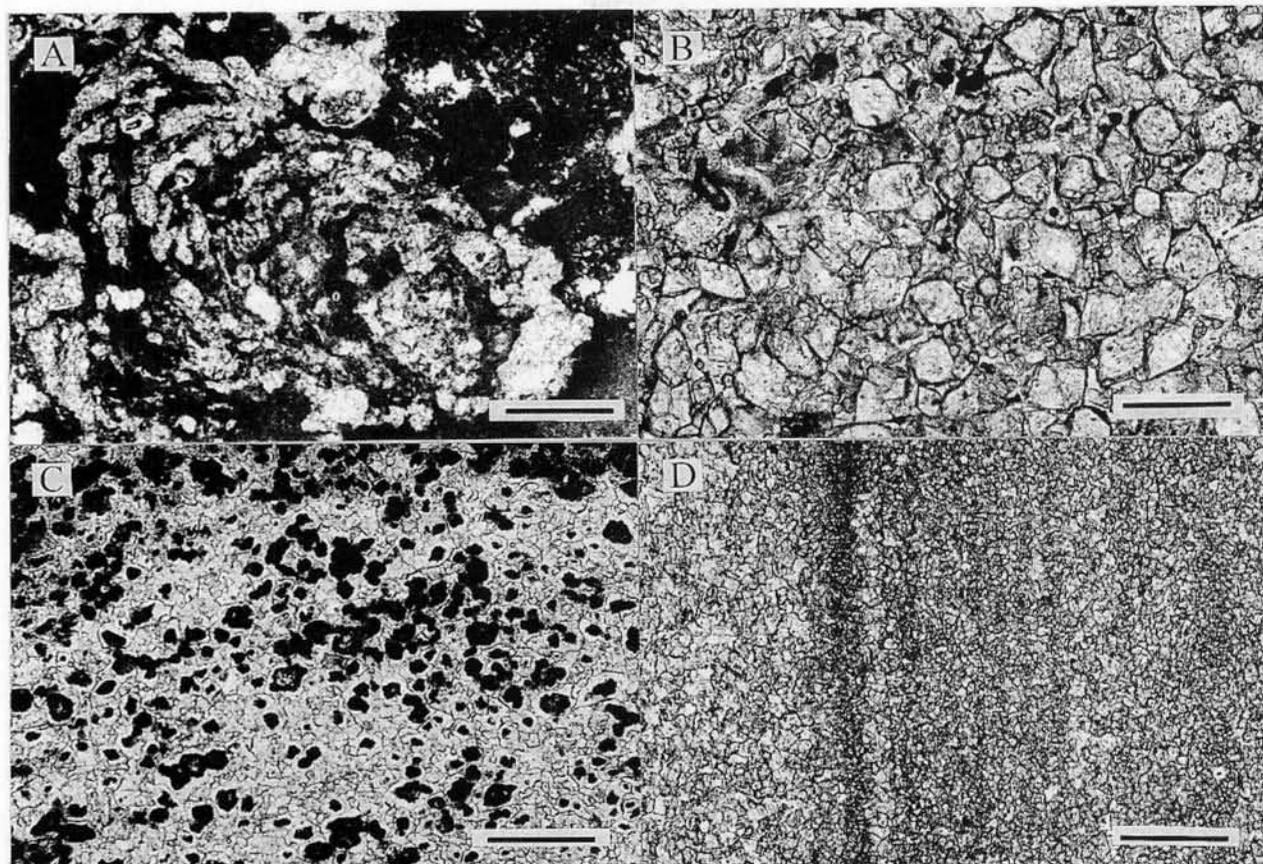


Fig. 6.—Fábricas microcristalinas. A) Caliza micro-mesocrystalina grumelar con estructura de bioturbación. B) Mosaico microcristalino equigranular idio-hipidiotópico con predominio de cristales rómbicos. C) Mosaico xenotópico con cristales con núcleos enfatizados ricos en impurezas e inclusiones. D) Vista general de un mosaico bandeado. Barra de escala, A y C: 100 μm , B: 50 μm , D: 200 μm .

linos con zonas irregularmente distribuidas de distinto tamaño de cristal, con abundantes impurezas y estructuras complejas. En esta fábrica no se reconocen pseudomorfos lenticulares, aunque se intuyen estructuras de bioturbación tipo estriotúbulo (fig. 6A). (3) Calizas mesocrystalinas masivas formadas por mosaicos xenotópicos donde destaca la relativa abundancia de cristales alargados, lentiformes y rectangulares.

Calizas microcristalinas

Este tipo de fábricas diagenéticas presenta una distribución bastante heterogénea. Suelen ser más abundantes hacia el centro y SE de la cuenca, componiendo prácticamente en su totalidad los términos carbonáticos diagenéticos asociados a la Subunidad Evaporítica. Son también relativamente más abundantes tanto a techo como a la base de la subunidad, en el contacto transicional con las Subunidades Micrítica y Dolomicríticas respectivamente, forman-

do generalmente bancos de orden decimétrico o asociados con otras fábricas diagenéticas meso-macrocrystalinas (calizas suturadas, calcitas fibrosas, etc.). En conjunto, se trata de mosaicos cripto-microcristalinos hipidio-xenotópicos, donde, en función del tamaño de cristal y la distribución de los mismos, se diferencian los siguientes subtipos texturales:

Calizas microcristalinas equigranulares. Formadas por mosaicos micro- y/o mesocrystalinos equigranulares, con tamaño de cristal que oscila entre 20 y 70 μm de media, encontrándose zonas o cristales aislados de más de 150 μm de grosor. Se pueden distinguir dos subtipos en función de la forma de los cristales: (1) Mosaicos idio-hipidiotópicos donde dominan los cristales con sección rómbica a subrómbica (fig. 6B), presentando, en algunos casos, núcleos enfatizados (fig. 6C), y (2) mosaicos xenotópicos donde dominan los cristales anhedrales. Ambos subtipos componen bancos o fragmentos de brecha que, de forma general, pasan lateralmente a litofacies evaporíticas (yesos

mesolenticulares) e incluso, ocasionalmente, presentan relictos de cristales de yeso.

Calizas porfirotópicas. En ellas se distinguen dos subtipos: (1) Mosaicos porfirotópicos cripto-mesocristalinos formados por una matriz cripto- y/o microcristalina (10-40 μm) y por unos topos generalmente de formas rómbicas o subrómbicas y tamaños que oscilan entre 30 y 200 μm . (2) Mosaicos porfirotópicos cripto-microcristalinos formados por una matriz criptocristalina oscura y por topos monocristalinos lípidos de formas anhedrales y tamaños que oscilan entre 20-50 μm . En ambos tipos, en especial en el primero, la abundancia relativa de los topos puede llegar a transformar la textura en mosaicos de dos poblaciones, con una población de menor tamaño, cripto o microcristalina que presenta tonos más oscuros y una población de mayor tamaño (50-300 μm) que está formada por cristales de formas romboidales. Esta fábrica se reconoce distribuida irregularmente por toda la zona de estudio asociada a otros tipos de fábricas diagenéticas.

Calizas bandeadas. Están formadas por bandas de mosaicos equigranulares y/o inequigranulares de distinto tamaño de cristal (fig. 6D). En general, las bandas más oscuras están compuestas por calizas cripto-microcristalinas equigranulares o porfirotópicas, mientras que las bandas claras están formadas por calizas mesocristalinas equigranulares y/o empalizadas calcíticas tipo *bladed*. A menudo, el carácter bandeado de estas fábricas está enfatizado por la existencia de masas discontinuas de arcillas dispuestas paralelamente a la estratificación. La distribución de estos materiales en la zona de estudio es muy irregular.

Interpretación de las fábricas diagenéticas

La abundancia, continuidad y gran extensión de los carbonatos diagenéticos, junto con una posición estratigráfica definida dentro del marco de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid, son indicativos de que su formación no obedece a fenómenos puntuales, sino que se enmarcan en un contexto de formación a escala regional. Asimismo, estas fábricas diagenéticas pasan, en muchas ocasiones, lateral y transicionalmente de unas a otras, de modo que no suelen componer cuerpos o niveles monotexturales diferenciados, por lo que puede inducirse que sus mecanismos genéticos deben coincidir o al menos estar relacionados en algunos casos.

En las fábricas diagenéticas meso-macrocrystalinas se han reconocido fantasmas de estructuras primarias tales como fantasmas de lenticulas, cemen-

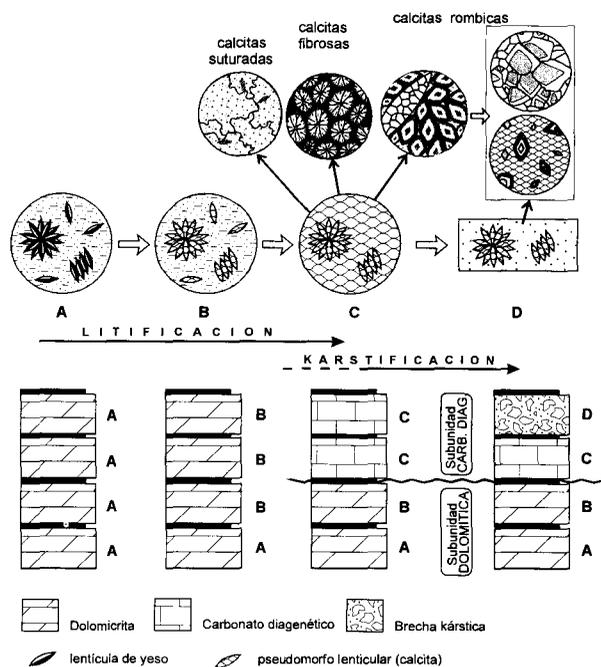


Fig. 7.—Evolución diagenética de materiales dolomíticos con abundantes yesos intrasedimentarios. Se pueden diferenciar cuatro fases: A) Crecimiento de yesos lenticulares intrasedimentarios en el seno de un material dolomítico con mayor o menor contenido en arcillas. B) Pseudomorfización de los cristales de yeso a calcita. C) Dedolomitización de la matriz dolomítica; en este caso la fábrica diagenética resultante presenta abundantes cristales de sección rómbica. D) Procesos de karstificación que conllevan la disolución y desagregación (por su mayor contenido en arcillas) de la matriz pseudoesparítica dando como resultado acumulaciones de cristales pseudoesparíticos (rómbicos en este caso) con improntas detríticas (cristales rotos, huellas de transporte), y la formación de brechas endokársticas con cantos que son agregados lenticulares calcíficos con morfología de rosas del desierto.

tos esparíticos en grietas y texturas brechoides. Estas estructuras también se reconocen en los materiales dolomíticos de la Subunidad Dolomítica, materiales que se sitúan en contacto difuso o neto, pero siempre irregular, con las fábricas diagenéticas meso-macrocrystalinas. De este modo, dadas las relaciones espaciales que presentan estos carbonatos diagenéticos con las facies dolomíticas inferiores y las analogías texturales que comparten con éstas (fig. 7), se ha propuesto una génesis de las calcitas suturadas mediante un proceso de dedolomitización a partir de un material original dolomítico (Cañaveras *et al.*, 1996b). Fábricas de dedolomitización como las que presentan las calcitas suturadas han sido escasamente documentadas en la literatura científica; no obstante, ejemplos de materiales semejantes interpretados como productos de dedolomitización a partir de precursores dolomíticos son los descritos por García del Cura y Ordóñez (1980) en sedimentos lacustres continentales

del Mioceno de la Cuenca del Duero, y Rossi (1993) en sedimentos del Thanetiense del Valle de Ager (Pirineos). En Cañaveras *et al.* (1996b) se invoca una serie de criterios para desechar un mecanismo de dedolomitización (selectivo de fábrica o no) a partir de un precursor doloesparítico para las calcitas suturadas. Entre estos criterios destacan la inexistencia de este tipo de precursores en materiales miocenos de la cuenca y la ausencia de condiciones de enterramiento o temperatura necesarias para la formación de dolomitas meso-macrocristalinas xenotópicas (Gregg y Sibley, 1984) durante la historia geológica de estos materiales.

Con respecto a las calizas fibrosas, tanto en el Mioceno de la Cuenca de Madrid (Cañaveras, 1994; Cañaveras *et al.*, 1996b) como el Paleoceno de la Cuenca de Ager (Rossi, 1993), su estudio petrológico y geoquímico, permite descartar a las calcitas fibrosas pseudoesferulíticas como el resultado de recristalización de *Microcodium*, de neomorfismo de agregados esferulíticos (calcíticos o aragoníticos) o de la calcitización de yesos. Se ha interpretado que los cristales con estructura interna fibrosa crecieron como cristales simples (Cañaveras *et al.*, 1996b), explicándose la estructura interna de los cristales pseudoesferulíticos por un mecanismo de crecimiento por desdoblamiento, «*split-crystal growth*» de Kendall (1995). El carácter bioinducido de las calcitas fibrosas se basa en la similitud de las fibrillas reconocidas en estos cristales, con restos de actividad bacteriana y productos de bioinducción. Esta actividad bacteriana puede ser por sí misma la responsable de la fábrica fibrosa, o bien la degradación de estas colonias orgánicas, junto con las arcillas, puede configurar un medio geliforme, adecuado en términos de grado de viscosidad y transporte por difusión, para favorecer el crecimiento de estos hábitos cristalinos.

Los cristales calcíticos de secciones rómbicas, subrómbicas, irregulares y esféricos zonados son relativamente abundantes en fábricas de calcretas, tanto en ejemplos actuales como en fósiles, y se han interpretado como autigénicos o como productos de neomorfismo (véase Wright y Peeters, 1989, y referencias en este artículo). Khalaf y Abdal (1993) describen dedolomitas zonadas con estructuras internas radiales y con formas romboidales y esferulíticas, semejantes a las descritas aquí, en sedimentos para-actuales de Kuwait. Estos autores las interpretan como productos de dedolomitización por acción de aguas meteóricas superficiales a partir de dolocretas freáticas singenéticas. Al igual que en ese caso, los materiales de la Cuenca de Madrid no presentan otras evidencias de edafización, y sí presentan evidencias de autigénesis de filosilicatos fibrosos; sin embargo, las dolomitas y dedolomitas

del ejemplo de Kuwait no están asociadas con evaporitas. Dada su estrecha relación con las otras fábricas antes expuestas estos cristales también se han interpretado como dedolomitas a partir de un precursor dolomicrítico. Si consideráramos un reemplazamiento mimético, al tratarse de rombos generalmente monocristalinos, esto implicaría que los cristales rómbicos dolomíticos originales no contendrían relictos de calcita y, si los contuvieran, éstos presentarían la misma orientación (dedolomitización monocristalina en el sentido de Chafetz, 1972). Esto es muy inusual en ambientes lacustres, donde las dolomitas se caracterizan por su bajo ordenamiento estructural y por ser ricas en Ca (Last, 1990), aspectos que se han detectado en los estudios de difracción de rayos X en las muestras analizadas, por lo que esto no apoyaría la existencia de fábricas doloesparíticas precursoras.

Una de las diferencias texturales entre calizas suturadas, rómbicas y fibrosas es la existencia, en las últimas, de minerales fibrosos de la arcilla (sepiolita y paligorskita) en posiciones inter e intracristalinas. En medios continentales, por regla general, se ha considerado a la sepiolita como producto de precipitación directa, de crecimiento a partir de un gel de sílice amorfa o como producto de alteración de minerales esmectíticos (trioctaédricos) por acción de aguas meteóricas (Khoury *et al.*, 1982; Martín de Vidales *et al.*, 1988). Sea cual fuere el mecanismo, siempre son necesarias condiciones de alta alcalinidad, y altas actividades de sílice y magnesio en la solución, como ha quedado corroborado en simulaciones experimentales (La Iglesia, 1978). Por otro lado, a la paligorskita se le ha dado un origen autigénico a partir de la alteración de esmectitas dioctaédricas (El Prince *et al.*, 1979; Martín de Vidales *et al.*, 1988). Sin embargo, algunos autores la han considerado un producto de neoformación (Singer, 1984). Del mismo modo que para la sepiolita, estas reacciones se producen en ambiente alcalino y con altas actividades de sílice y magnesio. La entrada de aguas meteóricas, los procesos de dedolomitización y la existencia de fases esmectíticas previas en el contexto de la alteración diagnética del techo de la Unidad Intermedia conforman un medio adecuado para la transformación y neoformación de filosilicatos, tanto en términos de alcalinidad como de aportes de sílice y magnesio (Weaver y Beck, 1977; Khoury *et al.*, 1983; Calvo *et al.*, 1995). Por otro lado, la disposición de las masas de minerales filosilicatos fibrosos (sepiolita y paligorskita) en posiciones intercristalinas principalmente y en el interior de los cristales de calcitas fibrosas y de calcitas rómbicas, junto con otros caracteres como las estructuras concrecionales tipo *cone in cone* y *beef* observadas en las cortezas fibrosas, y los contactos

interpenetrados de los mosaicos pseudoesferulíticos y suturados, reflejan el carácter desplazativo de estos procesos de dedolomitización, desplazamiento que está relacionado con fenómenos de aumento de volumen en el paso dolomita a calcita en este caso (Cañaveras *et al.*, 1996b). Asimismo, la propia existencia de arcillas en el material inicial ha favorecido el transporte por difusión de los solutos y por tanto el desarrollo de hábitos fibrosos (Domínguez-Bella y García-Ruiz, 1987).

En conjunto, las fábricas meso-macrocrystalinas pueden interpretarse como el resultado de procesos de dedolomitización a partir de un material dolomítico más o menos arcilloso y con mayor o menor cantidad de yesos lenticulares intrasedimentarios (fig. 7). Por otro lado, las fábricas formadas por mosaicos xenotópicos y porfirotópicos compuestos por cristales de sección rómbica con caracteres detríticos se interpretan como el resultado de la disolución, desagregación y posterior acumulación de cristales rómbicos en una etapa post-dedolomitización (fig. 7). Estas fábricas se asocian a depósitos de origen kárstico como brechas y sedimentos interos arenosos (Cañaveras *et al.*, 1994).

Los pseudomorfos lenticulares han sido interpretados por numerosos autores y en diferentes contextos sedimentológicos y diagenéticos como productos de alteración diagenética de cristales lenticulares de yeso (véase referencias en Jacobs *et al.*, 1982, pág. 111). Asociados a estos materiales, en los niveles superiores de la denominada Subunidad Dolomítica, se reconocen en el seno de bancos dolomíticos abundantes pseudomorfos lenticulares de yeso en calcita, con hábitos, fábricas y abundancias semejantes a las de los carbonatos diagenéticos. Las características texturales de los pseudomorfos lenticulares, en especial los de mayor tamaño (cementos esparíticos conformando en algunos casos rellenos polifásicos de geometría geopetal), indican que el mecanismo de formación de estos pseudomorfos no es reemplazativo, sino un proceso de disolución de yeso y precipitación de calcita de manera sucesiva pero no simultánea. Los procesos de pseudomorfización podrían estar relacionados con la formación de caras y aristas curvas como las que se observan en los cristales de sección rómbica, que, como se ha expuesto anteriormente, suelen estar muy relacionados con pseudomorfos lenticulares mediante un proceso de sustitución de iones carbonato por iones sulfato en la estructura cristalina (Folk *et al.*, 1985); no obstante, el desarrollo de caras curvadas en cristales de calcita ha sido interpretada por otros autores como resultado de sobresaturaciones extremas (González *et al.*, 1992) o distorsiones en la estructura cristalina en un cristal compuesto debido a diferencias en las tasas de crecimiento de los distintos «cristalitos» o subcrista-

les que lo forman (Kendall, 1985), mecanismo este último que se ha invocado para el crecimiento de los cristales pseudoesferulíticos.

Las fábricas micro-mesocrystalinas mimetizan en mayor o menor grado fábricas deposicionales en las que son muy abundantes, incluso mayoritarios, los cristales lenticulares de yeso intrasedimentario. La preservación de la morfología de estos cristales debe relacionarse también con procesos de pseudomorfización de lenticulas de yeso como en el caso anteriormente expuesto, ya que las fábricas de calcitización de yesos, como se desarrollará más adelante, son significativamente diferentes. Estos carbonatos micro-mesocrystalinos mimetizan fábricas primarias dolomíticas con abundantes cristales lenticulares de yeso. Los cristales lentiformes y alargados observados en algunos tipos texturales de estas fábricas pueden interpretarse como originalmente yesíferos.

Con respecto a las calizas microcrystalinas, dentro de la amplia variedad de tipos texturales que presentan estos materiales, se pueden distinguir, desde el punto de vista genético, dos grandes grupos: las que pasan lateralmente a litofacies evaporíticas, que interpretamos como resultado de calcitización de sulfatos; y las que denotan rasgos de dedolomitización y/o neomorfismo. Las primeras abarcan calizas microcrystalinas equigranulares que conservan relictos de cristales de yeso. Dado que la señal isotópica que presentan las calizas microcrystalinas ($\delta^{13}\text{C}$: -6 a -9 ‰; Cañaveras, 1994), junto con la ausencia de depósitos de azufre nativo y de sedimentos ricos en materia orgánica asociados, no justifica la existencia de procesos de reemplazamiento por sulfato-reducción bacteriana involucrados en su génesis, mecanismo que es el más referido en la bibliografía para la calcitización de sulfatos (p. ej., Pierre y Rouchy, 1988), el mecanismo invocado para la génesis de estas fábricas es la calcitización de fábricas yesíferas primarias en sistemas subterráneos someros conducida por aguas de origen meteórico ricas en carbonatos (Rebelle, 1987; Anadón *et al.*, 1992).

Las calizas porfirotópicas y equigranulares que presentan cristales rómbicos y subrómbicos, algunos de ellos incluso con zonados simples (núcleos rómbicos enfatizados), pueden ser indicativas de dedolomitización a partir de un precursor dolomítico microcrystalino (Theriault y Hutcheon, 1987; Kenny, 1992). Siendo éste el único criterio que, junto con su estrecha relación espacial con otros materiales interpretados como dedolomitas (calcitas suturadas, calcitas fibrosas) apoya este mecanismo genético. No obstante, cristales de sección subrómbica y con núcleos enfatizados irregulares se han reconocido en las fábricas de calcitización de yesos antes mencionadas. Las calizas bandeadas, por sus características texturales, presentan evidencias tanto de dedolomitización (mosaicos

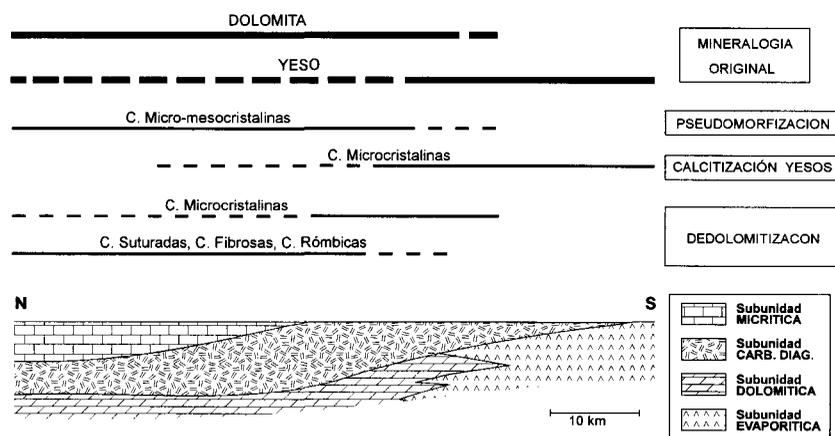


Fig. 8.—Distribución de procesos y fábricas diagenéticas en la Subunidad de Carbonatos Diagenéticos del techo de la Unidad Intermedia, con interpretación de la mineralogía original de esta subunidad.

porfirotópicos y equigranulares romboidales) como de precipitación primaria (empalizadas calcíticas tipo *bladed*) e, incluso, cabe la posibilidad de que algunas bandas estén relacionadas con procesos de calcitización de sulfatos (mosaicos equigranulares y porfirotópicos anhedrales). Como ya se ha puesto de manifiesto anteriormente, en algunos casos no hay suficientes evidencias y criterios para asignar un origen y una génesis a estos materiales con total seguridad. Por esta razón, no hay que desdeñar, aunque cuantitativamente sea de menor importancia, la existencia adicional de precipitados primarios calcíticos, así como de simples procesos de neomorfismo de precursores calcíticos, principalmente en las calcitas bandeadas, las cuales están muy relacionadas espacialmente con los materiales de la Subunidad Micrítica.

Discusión

En conjunto, la Subunidad de Carbonatos Diagenéticos representa la calcitización extensiva de dolomías y yesos en el techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. Las características texturales de las dedolomitas, su relación con facies evaporíticas, así como su distribución estratigráfica y su relación con rasgos paleokársticos, indican que los procesos de dedolomitización tuvieron lugar a poca profundidad debidos a la acción de aguas meteóricas, mediante un mecanismo de precipitación de calcita por disolución incongruente de dolomitas en presencia de soluciones ricas en calcio derivadas de la disolución de yesos. El papel de la disolución de sulfato cálcico en los mecanismos de dedolomitización, como proveedor de calcio y manteniendo bajas relaciones Mg/Ca en la solución, ha sido ampliamente referido en la

bibliografía científica (p. ej., Back *et al.*, 1993). Estos procesos de dedolomitización conducen a un incremento en el contenido de sulfato y magnesio de la solución resultante que: (1) Puede conducir a la formación, en condiciones favorables, de minerales sulfatado-magnésicos (Sánchez-Moral *et al.*, 1992) que raramente se preservan, y (2) favorece la transformación autigénica de esmectitas en sepiolitas y paligorskitas. Los procesos de calcitización de yesos, dominantes en las zonas centrales y meridionales de la cuenca, están conducidos por la entrada de aguas de origen meteórico enriquecidas en carbonato a su paso por materiales calcíticos (Subunidad Micrítica y dedolomitas).

Las diferencias entre las distintas fábricas diagenéticas viene dada primeramente por la naturaleza del soporte, bien sean dolomías o yesos. Dentro de las fábricas resultantes de la alteración diagenética de yesos se distinguen por un lado las calcitizaciones de yesos mesolenticulares y, por otro lado, la pseudomorfización de lenticulas de yeso intrasedimentario, en una matriz dolomítica, que en algunos casos llegan a ser el componente principal del material original. En el primer caso, en el que en la fábrica resultante no se preservan rasgos primarios o deposicionales, se trata de reemplazamiento *sensu stricto*, es decir, un proceso de disolución precipitación simultáneo; en el segundo caso, se trata de una calcitización en dos fases, con disolución de yeso y precipitación de calcita de forma seguida pero no simultánea, de manera que la fábrica resultante preserva o pseudomorfa, en mayor o menor grado, rasgos texturales primarios.

Las fábricas interpretadas como dedolomitas son mucho más variadas. En el caso de las dedolomitas meso-macrocrystalinas, se ha visto que los mecanismos de crecimiento están influenciados por las

características composicionales del sedimento (p. ej., el contenido en arcillas o en sulfatos) y/o la influencia de organismos. El contenido en arcillas del sedimento dolomítico original influye en el grado de viscosidad del soporte que, a su vez, es determinante en los procesos de nucleación y velocidad de crecimiento de los cristales, como ya apuntaron Calvo *et al.* (1980). Las calcitas suturadas, dado su hábito y su abundancia de impurezas (óxidos de Fe), representan un crecimiento rápido, indicativo de un medio relativamente poco viscoso, lo que está corroborado por el escaso o nulo contenido en arcillas que presentan. Por otro lado, las calcitas rómbicas, con cristales más limpios y con mayor grado de idiomorfismo, representan tasas de crecimiento relativamente más bajas, en medios algo más viscosos. En estos mosaicos de calcitas rómbicas el contenido en arcillas inter e intracristalinas es sensiblemente mayor que en los de calcitas suturadas. En este sentido, los hábitos de las calcitas fibrosas representarían los términos más viscosos en cuanto al medio soporte, lo que concordaría con la relativa abundancia de minerales arcillosos. Las calcitas fibrosas son las únicas fábricas donde se han reconocido huellas de actividad orgánica (bacterias); como se ha mencionado anteriormente, la degradación de colonias de microorganismos puede producir un medio geliforme (gel orgánico) que favorece los hábitos fibrosos en términos de difusión de iones. Las dedolomitas microcristalinas, generalmente compuestas por cristales más limpios e idiomorfos que las meso-macrocristalinas, pueden ser el reflejo de mayores grados de sobresaturación de la solución y de crecimientos lentos. Estas fábricas se distribuyen en las partes más profundas de la Subunidad de Carbonatos Diagenéticos, así como en las partes más meridionales, es decir, más alejadas de las zonas de recarga, por lo que los fluidos diagenéticos deben presentar un contenido en Mg relativamente mayor, derivado de procesos de dedolomitización previos, lo que reduce la velocidad de crecimiento de la calcita (Reddy y Wang, 1980; Mucci y Morse, 1983).

Los carbonatos diagenéticos junto con las calizas de la Subunidad Micrítica (fig. 2) actúan de material soporte para los procesos de karstificación temprana del techo de la Unidad Intermedia. Las características del paleokarst, en especial sus relaciones geométricas con los materiales de la base de la Unidad Superior, denotan el carácter temprano de la karstificación (Cañaveras, 1994; Cañaveras *et al.*, 1996b); asimismo, rasgos como la escasez de cavidades verticales, de morfologías exokársticas y de espeleotemas, junto con el alto desarrollo de cavidades horizontales cercanas a o en el nivel freático y la abundancia de colapsos, son compatibles con la existen-

cia de un encajante no consolidado totalmente (Jennings, 1985; Esteban y Klappa, 1983; James y Bone, 1989). La acción de aguas meteóricas sobre el conjunto polimineral no litificado que componían los materiales del techo de la Unidad Intermedia recién sedimentados produce una serie de interacciones que dan como resultado la estabilización y homogeneización mineralógica y geoquímica de los materiales afectados, al tiempo que se produce una consolidación (litificación) de los mismos, y la consiguiente reestructuración del flujo acuoso en conductos cuando el grado de litificación es suficiente. A partir de este momento, del mismo modo que el flujo acuoso se localiza en conductos, la alteración diagenética se localiza en las zonas adyacentes a éstos, es decir, asociada a planos de estratificación principalmente, por lo que la evolución diagenética del encajante es menor y puede considerarse prácticamente finalizada. De este modo, aunque litificación y karstificación pueden solaparse espacial y temporalmente en mayor o menor medida, se puede considerar de manera simple que la formación de los aquí denominados carbonatos diagenéticos es inmediatamente anterior a los procesos kársticos (fig. 7). No obstante, queremos enfatizar el solape o interrelación de ambos grupos de procesos, litificación y karstificación, lo cual queda especialmente reflejado en las zonas donde la disolución de evaporitas influye de manera particularmente importante, tanto en la formación de rasgos kársticos (p. ej., brechificación, espeleogénesis), como de alteración diagenética del encajante (p. ej., dedolomitizaciones).

Conclusiones

Los materiales originales del techo de la Unidad Intermedia consistían en una secuencia más o menos uniforme de carbonatos (dolomías y calizas) y evaporitas (yesos primarios) que, bajo la acción de procesos diagenéticos meteóricos tempranos, dan como resultado una serie compleja de materiales que aquí hemos agrupado bajo el epígrafe de Subunidad de Carbonatos Diagenéticos. De forma resumida, los procesos predominantes en la evolución diagenética del encajante de la paleokarstificación del techo de la Unidad Intermedia son la dedolomitización y la calcitización/pseudomorfización de yesos, si bien hay que destacar otro proceso diagenético que no tiene registro material directo como es la propia disolución, especialmente de los yesos. Este proceso tiene reflejo, tanto en la morfología de los cuerpos de carbonatos diagenéticos, como en la hidroquímica del fluido diagenético, ya que, como se ha indicado anteriormente, la disolución de yesos juega un papel esencial en la génesis de las dedolomitas. Asimismo, todos estos

procesos reflejan inequívocamente la influencia de aguas meteóricas en el acuífero superficial que componen los materiales del techo de la Unidad Intermedia durante el Vallesense superior. En la figura 8 se muestra un corte idealizado con la distribución de los procesos y fábricas diagenéticas en la Subunidad de Carbonatos Diagenéticos en la cuenca. La variabilidad de las fábricas de dedolomitas y de calcitización de yesos depende de diversos factores, como son el contenido en arcillas del material original, la influencia de microorganismos en el crecimiento de determinados hábitos cristalinos, el grado de sobresaturación y la velocidad de flujo de los fluidos diagenéticos.

En un contexto de karstificación temprana, el límite entre procesos diagenéticos tales como dedolomitización y calcitización de yesos generados por la acción de aguas meteóricas, de los de karstificación propiamente dichos es en la práctica difícil si no imposible de delimitar, pero conceptualmente viene dado por el cambio en el régimen de flujo acuoso. En este sentido, las características composicionales y texturales de los materiales del techo de la Unidad Intermedia y su evolución diagenética controlan la reestructuración del flujo acuoso hacia un sistema de drenaje kárstico. Un factor primordial en el gran desarrollo de procesos kársticos a techo de la Unidad Intermedia, y muy posiblemente en su rapidez de formación, es la existencia de niveles evaporíticos (yesos) cercanos a la superficie, dada su mayor susceptibilidad o potencial diagenético respecto a las aguas meteóricas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos PB89-0032 y PB89-0047 de la DGICYT. Forma parte de la Terrestrial Carbon Commission de INQUA y del Proyecto 379 (Karst processes and the carbon cycle) del PICG.

Referencias

- Alberdi, M. T., Hoyos, M., Junco, F., López Martínez, N., Morales, J., Sesé, C., y Soria, D. (1983). Biostratigraphie et evolution sedimentarie de l'aire de Madrid. *Abstract Interim. Coll. on Mediterranean Neogene continental Paleoenvironments and Paleoclimatic Evolution*, Montpellier, 18-23.
- Alonso-Zarza, A. M., Calvo, J. P., y García del Cura, M. A. (1986). Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos del Jarama (Madrid). *Estudios Geol.*, 42, 79-100.
- Alonso-Zarza, A. M., Calvo, J. P., y García del Cura, M. A. (1992). Palustrine sedimentation and associated features —grainification and pseudo-microkarst— in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedim. Geol.*, 76, 43-61.
- Anadon, P., Rosell, L., y Talbot, M. R. (1992). Carbonate replacement of lacustrine gypsum deposits in two Neogene continental basins, eastern Spain. *Sedim. Geol.*, 78, 201-216.
- Back, W., Hanshaw, B. B., Plummer, L. N., Rahn, P. H., Rightmire, C. T., y Rubin, M. (1983). Process and rate of dedolomitization: mass transfer and C-14 dating in a regional carbonate aquifer. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 1415-1429.
- Calvo, J. P., García del Cura, M. A., y Ordóñez, S. (1980). Facies diagenéticas, retrodiagenéticas y karstificación en calizas continentales (sector NE de la Cuenca de Madrid). *Rev. Inst. Invest. Geol.*, 34, 135-148.
- Calvo, J. P., Hoyos, M., Morales, J., y Ordóñez, S. (1990). Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid basin. *Paleontologia i Evolució*, 2, 63-95.
- Calvo, J. P., Jones, B. F., Bustillo, M., Fort, R., Alonso-Zarza, A. M., y Kendall, C. (1995). Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, central Spain. *Chemical Geology*, 123, 173-191.
- Cañaveras, J. C. (1994). *El paleokarst del techo de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid*, tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 433 págs.
- Cañaveras, J. C., Calvo, J. P., Hoyos, M., y Ordóñez, S. (1994). Agregados lenticulares calcícticos con morfología de rosas del desierto en perfiles kársticos del Mioceno superior de la Cuenca de Madrid. *II Congreso del GET*, 77-80.
- Cañaveras, J. C., Calvo, J. P., Hoyos, M., y Ordóñez, S. (1996a). Palaeomorphologic features of an intra-Vallesian paleokarst, Tertiary Madrid basin. Significance of paleokarstic surfaces in continental basin analysis. En: P. Friend y C. J. Dabrio (eds.), *Tertiary Iberian basins - the stratigraphic record of crustal kinematics*, World and Regional Geology 6, Univ. Press, Cambridge, 278-284.
- Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S., Calvo, J. P., Hoyos, M., y Ordóñez, S. (1996b). Dedolomites associated with karstification. Early dedolomitization in lacustrine sequences in the Tertiary Madrid Basin, central Spain. *Carbonates and Evaporites*, 11, 85-103.
- Chafetz, H. S. (1972). Surface diagenesis of limestone. *J. Sedim. Petrol.*, 42, 325-329.
- Choquette, P. W., y James, N. P. (1988). Introduction. En: N. P. James y P. W. Choquette (eds.), *Paleokarst*, Springer Verlag, Nueva York, 1-21.
- Domínguez-Bella, S., y García-Ruiz, J. M. (1987). Banoing structure in induced morphology crystal aggregates of CaCO₃. *J. Mat. Sci.*, 22, 3095-3102.
- El Prince, A. M., Mashhady, A. S., y Aba-Husayn, M. M. (1979). The occurrence of pedogenic palygorskite (attapulgate) in Saudi Arabia. *Soil. Sci.*, 128, 211-218.
- Esteban, M., y Kappla, C. (1983). Subaerial exposure. En: P. A. Scholle, D. G. Debout y C. H. Moore (eds.), *Carbonate depositional environments*, AAPG Mem., 33, 1-54.
- Folk, R. L., Chafetz, H. S., y Tiezzi, P. A. (1985). Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite hot-spring travertines, central Italy. En: N. Schneidermann y P. M. Harris (eds.), *Carbonate cements*, SEPM Spec. Publ., 36, 349-369.
- García del Cura, M. A. (1977). Las sales sódicas, calcosódicas y magnésicas de la Cuenca del Tajo. *Fundación Juan March. Serie Universitaria*, 39 págs.
- García del Cura, M. A., y Ordóñez, S. (1982). Texturas y estructuras en calizas continentales: un ejemplo de

- heterogeneidad textural: las rocas carbonáticas de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico y Mineros*, IGME, 6, 227-254.
- Goldsmith, J. R., y Graf, D. L. (1958). Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *American Mineralogist*, 43, 84-101.
- González, L. A., Carpenter, S. J., y Lohmann, K. C. (1992). Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow. *J. Sedim. Petrol.*, 62, 382-399.
- Gregg, J. M., y Sibley, D. F. (1984). Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic texture. *J. Sedim. Petrol.*, 54, 908-931.
- Hoyos, M., Junco, F., Plaza, J. M., Ramírez, A., y Ruiz Sánchez-Porro, J. (1985). El Mioceno de Madrid. En: M. T. Alberdi (ed.), *Geología y paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid*, CSIC, 9-16.
- Jacobs, L., Swennen, R., Van Orsmael, J., Notebaert, L., y Viaene, W. (1982). Occurrences of pseudomorphs after evaporitic mineral in the Dinantian carbonate rocks of the eastern part of Belgium. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 91, 105-123.
- James, N. P., y Bone, I. (1989). Petrogenesis of Cenozoic, temperate water calcarenites, south Australia: a model for meteoric/shallow burial diagenesis of shallow water calcite sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 59, 191-203.
- Jennings, J. N. (1985). *Karst geomorphology*, Basil Blackwell, Nueva York, 293 págs.
- Kenny, R. (1992). Origin of disconformity dedolomite in the Martin Formation (Late Devonian, northern Arizona). *Sedim. Geol.*, 78, 137-146.
- Khalaf, F. I., y Abdal, M. S. (1993). Dedolomitization of dolocrete deposits in Kuwait, Arabian Gulf. *Geol. Rundschau*, 82, 741-749.
- Khoury, H. H., Eberl, D. D., y Jones, B. F. (1983). Origin of magnesian clays from the Amargosa desert, Nevada. *Clays Clay Minerals*, 30, 327-336.
- La Iglesia, A. (1978). Síntesis de sepiolita a temperatura ambiente por precipitación homogénea. *Bol. Geol. Min.*, 89, 258-265.
- Last, W. M. (1990). Lacustrine dolomite -an overview of modern, Holocene and Pleistocene occurrences. *Earth-Science Rev.*, 27, 221-263.
- Lindholm, R. C., y Finkelman, R. B. (1972). Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *J. Sedim. Petrol.*, 42, 239-245.
- Martín Escorza, C. (1976). Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Estudios Geol.*, 32, 509-522.
- Martín de Vidales, J. L., Pozo, M., Medina, J. A., y Leguey, S. (1988). Formación de sepiolita-palygorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquivias (Cuenca de Madrid). *Estudios Geol.*, 44, 7-18.
- Megías, A. G., Ordóñez, S., y Calvo, J. P. (1983). Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Rev. Mater. Proc. Geol.*, 1, 163-182.
- Mucci, A., y Morse, J. W. (1983). The incorporation of Mg²⁺ and Sr²⁺ into calcite overgrowths: Influences of growth rate and solution composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 217-233.
- Ordóñez, S., García del Cura, M. A., Hoyos, M., y Calvo Sorando, J. P. (1985). Middle Miocene paleokarst in the Madrid basin (Spain). A complex karstic system. *6th Eur. Reg. Meeting of Sedimentology IAS Lleida*, 624-627.
- Phillips, S. E., Milnes, A. R., y Foster, R. C. (1987). Calcified filaments: an example of biological influences in the formation of calcrete in South Australia. *Aust. J. Soil Res.*, 25, 405-428.
- Pierre, C., y Rouchy, J. M. (1988). Carbonate replacement after sulfate evaporites in the middle miocene of Egypt. *J. Sedim. Petrol.*, 58, 446-456.
- Rebelle, M. (1987). Phénomènes de remplacement sulfate-carbonate dans certains facies carbonatés du bassin évaporitique du Zechstein: pétrographie et géochimie isotopique. *8th Eur. Reg. Meeting of Sedimentology IAS Tunis*, 424-425.
- Reddy, M. M., y Wang, K. K. (1980). Crystallization of calcium carbonate in the presence of metal ions. I. Inhibition by magnesium ion at pH 8.8 and 25° C. *J. Crystal Growth*, 50, 470-480.
- 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, Univ. Complutense de Madrid, 474 págs.
- Rossi, C. (1993). *Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior-Eoceno inferior en la Cuenca de Ager (Sierras Marginales, prepirineo de Lérida)*, tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 324 págs.
- 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: eflorescencias en la Unidad Inferior evaporítica de la Cuenca de Calatayud. *V Congr. Geoquímica de España*, 24-29.
- San José, M. A. (1975). Hoja Geológica 1:50.000 de Arganda (583), IGME, 2.ª serie, 1.ª ed.
- Singer, A. (1984). Pedogenic palygorskite in the arid environment. En: A. Singer, y A. y E. Galan (eds.), *Palygorskite-sepiolite. Occurrences, genesis and uses*, Elsevier. *Devs. in Sedimentology*, 37, 169-177.
- Theriat, F., y Hutcheon, I. (1987). Dolomitization and calcitization of the Devonian Grosmont Formation, Northern Alberta. *J. Sedim. Petrol.*, 6, 955-966.
- Weaver, C. E., y Beck, K. C. (1977). Miocene of the SE United States: a model for chemical sedimentation in a perimarine environment. *Sedim. Geol.*, 17, 12-34.
- Wright, V. P., y Peeters, C. (1989). Origin of some early Carboniferous calcrete fabrics revealed by cathodoluminescence: Implications for interpreting the sites of calcrete formation. *Sedim. Geol.*, 65, 345-353.

Recibido el 1 de noviembre de 1997.
Aceptado el 15 de diciembre de 1997.