

Génesis de arcillas magnésicas en la cuenca de Madrid: interrogantes planteados

E. García Romero

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.
E-mail: mromero@geo.ucm.es

RESUMEN

La cuenca de Madrid es excepcionalmente rica en arcillas magnésicas (sepiolita, paligorskita, saponita y estevensita), las cuales para formarse requieren elevada actividad de silicio y magnesio, a la vez que pH alcalinos, siendo típicas de medios áridos o semiáridos. En este trabajo se revisa la composición de las potenciales áreas fuente que hayan podido aportar a la cuenca durante el Mioceno el magnesio necesario para la formación de dichas arcillas, ya que parece difícil que las rocas del entorno, ácidas y pobres en dicho elemento, hayan dado lugar a concentraciones anómalas de arcillas como las mencionadas. El estudio de dichas áreas fuente y la contrastación de los datos paleoclimáticos que se deducen de la fauna fósil descarta la extrema aridez como forma de enriquecimiento en magnesio del medio deposicional; también se hace una comparación con otros lugares del mundo en los que aparecen arcillas semejantes, formadas en lagos salinos alcalinos, siendo la característica común a todos ellos la existencia de materiales volcánicos como fuente del magnesio y del silicio. Aunque no existen evidencias de vulcanismo o de hidrotermalismo en la cuenca de Madrid durante el Mioceno, los datos mineralógicos apuntan en este sentido para explicar dichas anomalías.

Palabras clave: Cuenca de Madrid, estevensita, magnesio, saponita, sepiolita

Genesis of magnesian clays in the Madrid Basin: questions posed

ABSTRACT

The Madrid Basin is exceptionally rich in magnesian clays (sepiolite, palygorskite, saponite and stevensite), whose genesis require high silica and magnesium activity as well as an alkaline pH. These clays are typically formed in arid and semiarid environments. This paper revises the composition of the potential source areas that might have supplied during the Miocene the necessary magnesium to form such clays in the Basin, since it seems difficult to admit that the surrounding acid rocks poor in that element might have produced the anomalous concentrations of clays mentioned. The investigation of the source areas and the paleoclimatic data deduced from fossil fauna discards extreme aridity as magnesium enrichment mechanism in the depositional environment. A comparison is made with other recent depositional environments in which similar clays formed in alkaline saline lakes, showing that their common characteristic is the occurrence of volcanic materials as magnesium and silica source. Although there are no evidences of volcanism or hydrothermalism in the Madrid Basin during the Miocene, mineralogical data point in that direction to explain the anomalies.

Key words: Madrid Basin, magnesium, saponite, sepiolite, stevensite

Introducción y objetivos

La cuenca del Tajo es una cuenca intracratónica, de unos 10.000 km² de superficie, generada por la tectónica alpina y rellena por depósitos del Terciario y Cuaternario procedentes de la erosión de los sistemas montañosos que la rodean (Cordillera Ibérica-rama castellana- y Sierra de Altomira, Sistema Central y Montes de Toledo). Los movimientos diferenciados de los sistemas montañosos son responsables de su geometría triangular. La reactivación de fracturas del zócalo, contemporánea con las etapas

de sedimentación, generó una subsidencia diferencial en bloques, condicionando la potencia de los sedimentos acumulados. El sustrato de la cuenca es asimétrico, variando la potencia de sedimentos depositados entre 3.500 m en el sector noroccidental, próximo al Sistema Central, y 2.000 m en su zona central y oriental.

El relleno de la cuenca se realizó a lo largo del Terciario hasta el Plioceno. Durante la mayor parte del Mioceno, la cuenca estuvo ocupada por orlas de abanicos aluviales coalescentes que alimentaron sistemas lacustres y que la fueron relleno con una

potente sucesión de sedimentos. El Sistema Central fue la fuente esencial de suministro de los materiales terrígenos.

La cuenca presenta peculiaridades que la hacen única en sus características. En ella se encuentra el mayor yacimiento de sepiolita del mundo y éste, junto con los importantes depósitos de bentonitas que contiene, representan, posiblemente, la mayor acumulación de arcillas magnésicas conocida. Este hecho constituye una singularidad a nivel mundial y, sin embargo, su génesis no ha sido explicada de forma adecuada, quedando lagunas e interrogantes sin resolver, algunas de las cuales se ponen de manifiesto en este trabajo. Se exponen datos cuya interpretación no encaja con el modelo sedimentario admitido para la cuenca, el cual no resuelve la totalidad de las cuestiones planteadas, siendo precisa su resolución para la aceptación de un modelo mineralógico-sedimentario global. El objetivo de este trabajo es poner de manifiesto las contradicciones existentes entre los ambientes sedimentarios deducidos para la Cuenca de Madrid y los datos mineralógicos y paleoclimáticos existentes.

La cuenca de Madrid

Los sedimentos más antiguos de la cuenca de Madrid son paleógenos. Afloran sólo en los márgenes y están representados por evaporitas en las zonas más distales y evaporitas, carbonatos y materiales siliciclásticos en los bordes. En el resto de la cuenca afloran sedimentos neógenos (Mioceno). Las unidades estratigráficas propuestas para el Mioceno han sido establecidas en base a su contenido fósil y al análisis estratigráfico y tectosedimentario (Mejías *et al.*, 1982; Mejías *et al.*, 1983; Alberdi *et al.*, 1983; Junco y Calvo, 1983), distinguiendo tres unidades miocenas (Unidad Inferior, Intermedia y Superior).

- La Unidad Inferior (Ramblense-Aragonese medio) está formada en su base por materiales detríticos (conglomerados y areniscas gruesas), depositados a favor de un sistema de abanicos aluviales asociados a los bordes de la cuenca, con una composición muy ligada a la de los materiales de los que proceden. Estos materiales cambian lateralmente, mediante depósitos de llanuras fangosas, a facies marcadamente evaporíticas en las áreas centrales (Aranjuez-Chinchón-Villarrubia de Santiago). En las facies evaporíticas, aparece una asociación bastante compleja de fases sulfatadas, carbonatos y cloruros. Han sido descritos depósitos de anhidrita, glauberita, thenardita, polihalita, halita, dolomita y magnesita (Ordoñez *et al.*, 1977

y 1982; Ortí *et al.*, 1979; García del Cura *et al.*, 1979 y 1986; Alonso-Zarza *et al.*, 2004), que dan lugar a las explotaciones más importantes de sales sódicas de España y la sitúan como el primer país productor europeo de estas sustancias (Panorama Minero: IGME, 2002), hecho que constituye otra de las peculiaridades de esta cuenca. Se han barajado diversas hipótesis sobre su génesis, siendo objeto de controversia entre un ambiente sedimentario lacustre somero y efímero (*playa lake*, Ortí *et al.*, 1979), y un ambiente de sedimentación de lago permanente (Ordoñez *et al.*, 1982).

- La Unidad Intermedia (Aragonese medio-Vallesense) descansa disconforme sobre la Unidad Inferior. Presenta un fuerte cambio litológico con un importante desarrollo de sedimentos carbonatados (casi ausentes en la Unidad Inferior), mayor progradación de los materiales detríticos hacia el centro de la Cuenca, paso de la sedimentación de sulfatos a la sedimentación de yesos detríticos (Ordoñez *et al.*, 1983), y desarrollo de superficies de karstificación sobre yesos en algunas zonas (Calvo *et al.*, 1984). El límite superior de la Unidad Intermedia viene definido por una discordancia erosiva.

En los bordes, la Unidad Intermedia presenta grandes semejanzas con la Inferior. Las asociaciones de facies corresponden a sistemas de abanicos aluviales, progradantes hacia el S y SE. En las zonas proximales están formados por niveles arcóscos gruesos, mientras que los tamaños de grano son más finos en las zonas distales, donde predominan los niveles arcillosos con intercalaciones de arenas micáceas y niveles con carbonatos y sílex depositados en ambientes palustres o lacustres someros hacia el centro de la cuenca. En las facies centrales de la unidad aparecen yesos, con abundancia de yesos detríticos.

Son muy abundantes los niveles con rocas silíceas, (Bustillo, 1976, Bustillo y Bustillo, 1988; Bustillo y Capitán, 1990), asociados, preferentemente, a los niveles carbonatados o a tramos con arcillas fibrosas (Paracuellos, Vallecas, Torrejón de Velasco, Esquivias, Magán-Añover, Yuncillos-Cabañas de la Sagra). Así como los niveles de arenas micáceas asociados a las facies transicionales entre los depósitos arcóscos asociados a los bordes de cuenca y los depósitos carbonatados lutíticos de posiciones más centrales (Lomoschitz *et al.*, 1985).

Las facies más arcillosas de la cuenca se localizan, mayoritariamente, en la Unidad Intermedia. En ella ha sido definida una formación arcillosa denominada "Arcillas verdes" (Brell *et al.*, 1985;

Doval *et al.*, 1985 a y b; García Romero, 1988; García Romero *et al.*, 1990; Pozo *et al.*, 1996, Domínguez Díaz *et al.*, 1997), compuesta, casi exclusivamente, por filosilicatos con pequeñas cantidades de cuarzo y feldespatos (Fig. 1). La mayor parte de los filosilicatos son esmectitas magnéticas (saponitas) de elevada pureza (García Romero *et al.*, 1990). En las arcillas verdes son frecuentes las intercalaciones de "Arcillas rosas", de composición estevensítica (De Santiago *et al.*, 1998 y 2000) o bien kerolítico-estevensítica (Martín de Vidales *et al.*, 1991, Pozo y Casas, 1999), según los autores.

Las "Arcillas verdes" tienen gran interés debido a las explotaciones de bentonitas que se localizan en ellas (Galán *et al.*, 1986). Así mismo, hay que destacar las importantes concentraciones de arcillas fibrosas del grupo de la sepiolita-paligorskita que aparecen en las facies arcósicas de la Unidad Intermedia, con gran importancia econó-

mica (Mejías *et al.*, 1982; Galán y Castillo, 1984, Castillo, 1991) (Fig. 2). A pesar de la rareza de este tipo de arcillas, el yacimiento de mayor homogeneidad y calidad del mundo se encuentra en la Cuenca del Tajo, en las provincias de Madrid y Toledo. Se explotan desde hace décadas, con una producción estimada para el año 2001 en 470 kt/a y unas reservas superiores a los 15 Mt (Panorama Minero: IGME, 2002; Regueiro *et al.*, 2002).

- El límite entre la Unidad Superior (Vallesiense-Turoliese) y la Unidad Intermedia es una discordancia erosiva (Junco y Calvo, 1983). La Unidad Superior, descansa mediante discordancia erosiva sobre la Unidad Intermedia (Junco y Calvo, 1983). Los depósitos basales son los detríticos, correspondientes a la "Red fluvial intramiocena" (Capote y Carro, 1968). El tramo superior está formado por carbonatos palustres y lacustres que dan lugar a las denominadas "Calizas de los Páramos" (Bustillo, 1980). El límite superior de la Unidad está marcado por una discordancia erosiva sobre la que se depositaron los materiales pliocenos suprayacentes.

Sobre los materiales miocenos aparecen, en las partes centrales de la cuenca, dos ciclos pliocenos sobreimpuestos compuestos por carbonatos y materiales detríticos.

Durante el Terciario, la evolución paleogeográfica de la cuenca del Tajo estuvo condicionada esencialmente por los procesos tectónicos que levantaron y afectaron a sus márgenes. La deformación sufrida por esta cuenca es el resultado de la transmisión de esfuerzos hacia el interior de la placa Ibérica causado por la convergencia de África y Eurasia. El clima y la composición de las áreas fuente influyeron también de forma notable en las características de la sedimentación y en la distribución de los depósitos a lo largo de la cuenca (Alonso-Zarza *et al.*, 2004).

La sedimentación de la Unidad Inferior estuvo controlada por la formación de la Sierra de Altomira que comenzó en el Oligoceno-Mioceno inferior, originándose dos subcuencas, la cuenca de Madrid, al oeste, y la de Loranca o Depresión intermedia, de menor tamaño, al este. Durante este período el Sistema Central fue inactivo tectónicamente. La cuenca de Loranca está limitada al este por la Cordillera Ibérica, presentando un relleno de sedimentos pre y sinorogénicos en ambiente continental, actuando como área fuente dicha cordillera. El techo de la unidad inferior coincide con el desarrollo de sistemas lacustres someros a lo largo de toda la cuenca. La amplia presencia de evaporitas responde a la erosión de formaciones evaporíticas mesozoicas y paleógenas (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1991). Sobre los

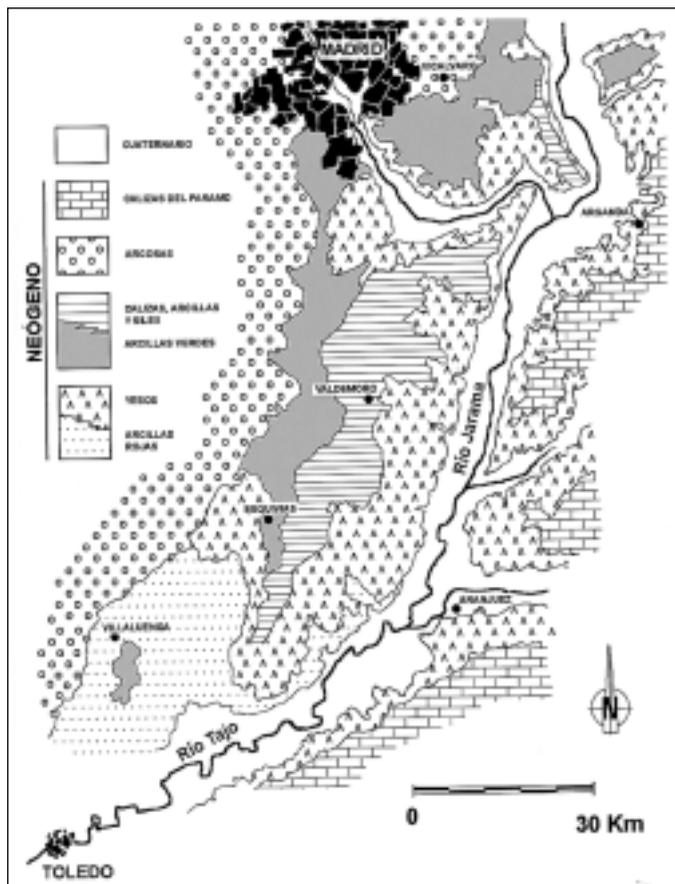


Fig. 1. Esquema geológico de la cuenca de Madrid. Según Leguey y Doval, (1987)

Fig. 1. Reconstruction of the Madrid Basin. From Leguey and Doval (1987)

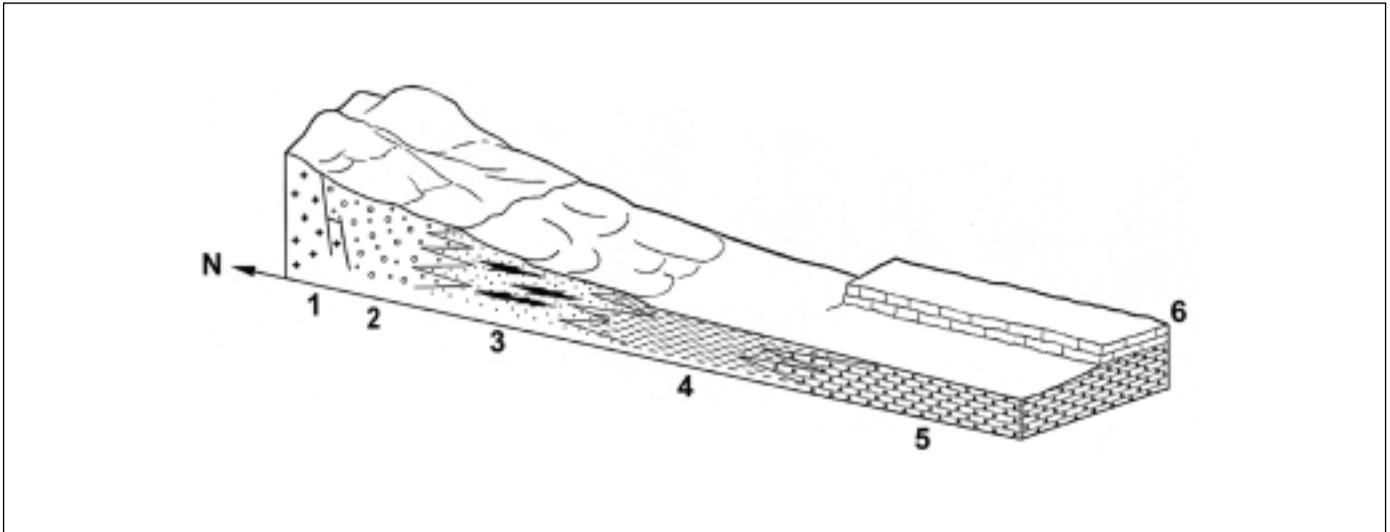


Fig. 2. Distribución de facies de la cuenca de Madrid, desde el Sistema Central hasta las zonas evaporíticas centrales. 1: Materiales ígneos y metamórficos del Sistema Central. 2: Sedimentos detríticos gruesos. 3: Sedimentos detríticos finos (arcosas), en los que se intercalan niveles de sepiolita. 4: Arcillas verdes (con bentonitas), depositadas en zonas distales de abanicos aluviales. 5: Facies evaporíticas. 6: Niveles carbonatados

Fig. 2. *Facies distribution in the Madrid Basin facies, from the Sistema Central to the evaporitic deposits. 1: Igneous and metamorphic rocks from Sistema Central. 2: Coarse detrital sediments. 3: Fine detrital sediments (arkoses) with sepiolite levels. 4: Green Clays (bentonites) from distal facies of alluvial fans. 5: Evaporitic facies. 6: Limestones levels*

depósitos lacustres progradan bruscamente los sedimentos clásticos de la base de la Unidad Intermedia (Alonso-Zarza *et al.*, 2004), observándose una discordancia angular, la cual refleja movimientos compresivos y direccionales que afectaron sobre todo al Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1996). La sedimentación de la Unidad Intermedia en la cuenca de Madrid estuvo controlada, principalmente, por la elevación del Sistema Central, que tuvo lugar como consecuencia de los esfuerzos compresivos que sucedieron durante la mayor parte del Mioceno medio, y parte del Mioceno superior, mientras que la sedimentación de la Unidad Superior revela, claramente, un drástico cambio en los esfuerzos regionales que afectan al área. El campo de esfuerzos comienza a hacerse extensional en el Mioceno superior (Vallesiense superior), en contraste con los esfuerzos compresivos que tenían lugar durante la sedimentación de las unidades anteriores (De Vicente *et al.*, 1996), y coincide a grandes rasgos con la discontinuidad entre las Unidades Intermedia y Superior (Alonso-Zarza *et al.*, 2004).

Otras condiciones paleoambientales existentes en la Cuenca durante el Mioceno han sido deducidas a partir de la fauna fósil encontrada. En los sedimentos del Mioceno inferior la fauna es escasa; sólo se ha localizado un yacimiento en Colmenar Viejo, por ello las condiciones paleoambientales son inferidas por correlación con los sedimentos del Mioceno de la

cuenca de Loranca, cuyas faunas fósiles han permitido deducir un clima relativamente cálido y seco con estaciones (Morales *et al.*, 1993, y Soria *et al.*, 2000). La mayor parte de los yacimientos de vertebrados (micro y macro) hallados en la cuenca de Madrid se encuentran en la Unidad Intermedia (Aragoniense medio). Las asociaciones faunísticas encontradas en dichos yacimientos, denominadas "Fauna con *Hispanotherium*", se desarrollaron en un paisaje abierto, en condiciones climáticas cálidas y secas, si bien algunos de los vertebrados encontrados necesitaban para vivir una cobertura vegetal de cierta importancia, lo que indica que durante el Aragoniense medio el clima en la cuenca de Madrid era cálido y, probablemente, con estaciones bien contrastadas. Localmente, y asociada a áreas con agua más o menos permanente, se debió desarrollar una cobertura vegetal de cierta importancia, es decir, un ambiente semejante al actual bosque ripícola subtropical, si bien, en las zonas más alejadas del agua las condiciones ambientales se asemejarían a las de sabana (Morales *et al.*, 1993). A final del Aragoniense medio el clima cambió de forma importante, probablemente enfriándose, haciéndose relativamente más templado y húmedo, pasando a condiciones menos extremas, donde debió desarrollarse un paisaje con mayor cobertura arbórea (Soria *et al.*, 2000). Durante el Aragoniense superior el clima, probablemente, era templado, con fuerte estacionalidad climática, y con

alto contraste entre las estaciones secas y húmedas. La fauna indica la existencia de áreas abiertas con agua (Morales *et al.*, 1993).

En base a criterios de fauna fósil, junto con las asociaciones de facies y mineralogía de los depósitos, López Martínez *et al.* (1987) y Calvo *et al.* (1993) elaboran un esquema de correlación general de las sucesiones neógenas en la Península Ibérica, a la vez que realizan una interpretación paleoclimática de las mismas. Así describen varios cambios climáticos a lo largo del Neógeno en la Península, destacando cuatro máximos relativos de temperatura (Ageniense superior, Aragoniense inferior-medio, Vallesiense-Turolense y Villafranquiese superior), indicando los tres primeros, posiblemente, condiciones subtropicales. De igual modo, detectan cinco periodos de sequedad relativa (Ramblense inferior, Aragoniense medio-superior, Turolense medio, Rusciniense superior y Villafranquiese medio).

Interrogantes que se plantean

La cuenca del Tajo es una cuenca endorreica. No hay ninguna evidencia de que haya podido tener conexión con el mar; por tanto, todos los materiales que la ocupan, ya sean detríticos o neoformados, deben tener su origen en la meteorización de los bordes montañosos que la limitan.

Los datos tectónicos (De Vicente *et al.*, 1996) indican que durante el Mioceno medio y parte del superior (Unidad Intermedia) la sedimentación estuvo condicionada por la máxima elevación del Sistema Central, el cual está formado por rocas ígneas y metamórficas (pizarras, esquistos y gneises) con un grado de metamorfismo creciente hacia las zonas más próximas a los materiales graníticos.

Los términos ígneos más abundantes corresponden a adamellitas, leucoadamellitas y granodioritas aunque, en menor volumen, aparecen también otros tipos como granitos, cuarzdioritas y sienitas. Los minerales mayoritarios formadores de las rocas ígneas son cuarzo y feldespatos (tanto potásicos como plagioclasas). La composición química global media de estas rocas es la de materiales ácidos, muy ricos en sílice y alúmina (65-75% de SiO₂ y 12-20% de Al₂O₃, como valores medios); el MgO alcanza porcentajes que raramente exceden el 1,5% del total (Aparicio *et al.*, 1975).

Las rocas metamórficas son más ricas en minerales ferromagnesianos, principalmente las que aparecen en los sectores más orientales. Están formadas por pizarras y filitas, con paragénesis constituidas por cuarzo, moscovita, clorita y opacos. A medida que

aumenta el grado metamórfico aparece también biotita, junto con los minerales índices del metamorfismo y, por último, feldespato potásico. Su composición química, sin embargo, sigue siendo mayoritaria en sílice (50-80% de SiO₂ y 5-25% de Al₂O₃, como valores medios), y minoritaria en el resto de los elementos, no representando el magnesio más del 5% en ninguno de los tipos de rocas metamórficas (López Ruiz *et al.*, 1975).

Según la mineralogía de la zona fuente, las arcillas de la cuenca de Madrid, deberían ser, mayoritariamente, aluminicas (illitas y esmectitas dioctaédricas de la serie montmorillonita-beidellita). Una asociación de este tipo es la que aparece en las facies más detríticas de los depósitos de abanicos aluviales, cuya composición química denota una relación directa con el área fuente. Sin embargo, en las zonas con menor influencia detrítica (llanura fangosa y orla distal de los abanicos aluviales) aparecen importantes depósitos de arcillas magnésicas (Fig.1 y 2). Se trata de una cuenca excepcionalmente rica en este tipo de arcillas, como se pone de manifiesto por las importantes explotaciones de sepiolita y bentonitas (saponite-estevensita) que contiene, todas ellas localizadas en la Unidad Intermedia. Se observa un proceso general de magnesificación que debió ocurrir durante la etapa diagenética precoz (Doval *et al.*, 1985a; Domínguez *et al.*, 1997) dando lugar a la transformación de esmectitas dioctaédricas a trioctaédricas en las zonas de interfase agua-sedimento, en el límite entre la sedimentación y la pedogénesis, en medios con una alta actividad de Mg y Si. Según los mismos autores la presencia de sepiolita debe corresponder, en sus niveles más puros, a procesos de precipitación química directa, aunque también hay procesos de neoformación de sepiolita en las unidades de esmectitas trioctaédricas. Además, algunos estudios recientes (García Romero *et al.*, 2002; Cuevas *et al.*, 2003, Bustillo y García Romero, 2003; García Romero *et al.*, 2004) señalan que estas arcillas tienen un contenido en Mg más alto que el de otras arcillas magnésicas depositadas en medios lacustres similares.

Si tenemos en cuenta la excepcional concentración de arcillas magnésicas y que su composición es casi exclusivamente Si y Mg ((Si_{12-x}R_x³⁺)(Mg_{8-y-z}R_y³⁺i_z)O₃₀(OH)₄·(OH)₂)₄·R²⁺_{(x-y+2z)/Z}·(H₂O)₈ la sepiolita, y (Si_{8-y}Al_y)(Mg_{6-z}R_z³⁺)O₂₀(OH)₄·X_{x-y}⁺·nH₂O la saponita) es difícil suponer que el magnesio haya sido suministrado por materiales ácidos como los que actualmente hay en el Sistema Central y que originan los depósitos más detríticos que aparecen en las zonas proximales de los abanicos aluviales. Si esa hubiese sido la única fuente de cationes para su génesis, el balance de masas habría sido muy deficitario en magnesio

y con elevados excedentes de aluminio y hierro (Tabla I). El aluminio, a su vez, es un elemento con escasa movilidad, por lo que difícilmente es lixiviado por las aguas de lavado. Sin embargo, no han sido descritos depósitos de lateritas o concentraciones de algún otro tipo de materiales ricos en Al en ninguna parte de la cuenca. La escasez de paligorskita indica que la disponibilidad de aluminio era muy baja, ya que de haber sido mayor se habría favorecido su génesis frente a la de sepiolita.

Algunos autores (Ortí *et al.*, 1988) explican no sólo el origen de los cationes necesarios para la formación de las facies evaporíticas, sino también del Mg necesario para la formación de las esmectitas magnésicas, como procedentes del reciclado de los sulfatos marinos mesozoicos de la Cordillera Ibérica, pero sigue resultando difícil explicar la abundancia de magnesio a partir de los materiales mesozoicos, compuestos por areniscas, yesos, calizas y dolomías, mayoritariamente. Además, hay que tener en cuenta que el levantamiento de la Sierra de Altomira tuvo lugar a partir del Oligoceno y que, por tanto, desde dicho momento, debió actuar como barrera para los aportes procedentes de la Cordillera Ibérica. Si el origen del magnesio hubiese que buscarlo en el reciclado de materiales marinos mesozoicos procedentes de la Cordillera Ibérica, debería haber mayores semejanzas entre las arcillas de las Cuencas de Madrid y de Loranca.

Los minerales de la arcilla son unos excelentes indicadores paleoclimáticos, ya que sus campos de estabilidad están controlados por la actividad iónica y por el pH y, como consecuencia, su génesis está condicionada por factores climáticos (humedad-lavado y temperatura) (Singer, 1984).

Según datos sobre la síntesis de arcillas fibrosas, la presencia de paligorskita y/o sepiolita en ambientes sedimentarios indicaría un medio hipersalino con alta actividad de Si y Mg y elevado pH (8-10) (Siffert y Wey, 1962; Wollast, *et al.*, 1968; La Iglesia, 1977). Por ello, tanto la sepiolita como la paligorskita son minerales que se neoforman en zonas áridas o semiáridas

y se inestabilizan en condiciones de lavado intenso (meteorización). En medios con una precipitación anual superior a 300 mm se hidrolizan (Paquet y Millot, 1972). Así, la formación de sepiolita y paligorskita tiene lugar en regiones continentales mal drenadas y con altas tasas de insolación, donde la pedogénesis y/o la sedimentación lacustre conducen a su formación. Callen (1984) revisa el ambiente deposicional de sedimentos con sepiolita en facies lacustres y afirma que están relacionados con la presencia de materiales volcánicos, rocas básicas o sedimentos cretácicos ricos en esmectitas.

De igual forma, la mayor parte de los estudios realizados sobre la génesis de esmectitas trioctaédricas sugieren para estas arcillas un origen derivado de la alteración de materiales volcánicos, ya sean cristalinos o vítreos. Con menor frecuencia se hace alusión a un origen sedimentario por precipitación en ausencia de materiales volcánicos previos (Eberl *et al.*, 1982; Khoury *et al.*, 1982; Jones y Weir, 1983), si bien, siempre es necesario que exista un aporte elevado de magnesio al medio. Las condiciones físico-químicas necesarias para la formación de esmectitas magnésicas son muy similares a las de la sepiolita: alta concentración de Mg, pH básico (≥ 9) y elevada salinidad.

Estudios realizados en sedimentos lacustres de zonas áridas como el lago Abert (Oregón) (Jones y Weir, 1983) o el Great Salt Lake (Utah) (Spencer, 1982) confirman la tendencia de las arcillas a ser más magnésicas en las cercanías del núcleo evaporítico de la cuenca, donde la salinidad es mayor.

Tanto para formación de sepiolita como de esmectitas trioctaédricas el factor más importante es la relación silicio/magnesio del medio. La disponibilidad de magnesio es, posiblemente, el factor más importante ya que su presencia favorece su formación frente a otros minerales (Harder, 1972). La concentración de magnesio y el pH son factores dependientes; así, con altas concentraciones de magnesio las esmectitas son estables a pH neutro, mientras que si este catión disminuye el pH requerido debe aumentar hasta 9.

Para una misma composición, ligeras variaciones

	Rocas ígneas	Sistema Central Rocas metamórficas	Sepiolita	cuenca de Madrid Saponita	Estevensita
% SiO ₂	65-75	50-80	50-55	40-55	40-55
% Al ₂ O ₃	12-20	5-25	Trazas	4-10	Trazas
% MgO	0-1,5	0-5	20-25	25-35	25-35

Tabla I. Valores máximos y mínimos de SiO₂, Al₂O₃ y MgO de las arcillas magnésicas de la cuenca de Madrid y de las rocas ígneas y metamórficas del Sistema Central. Según Aparicio *et al.* (1975)
 Table I. Maximun and minimun values of SiO₂, Al₂O₃ y MgO of the magnesic clays from Madrid Basin and igneous and metamorphic rocks from Sistema Central. From Aparicio *et al.* (1975)

en el pH pueden ser las responsables de que se formen esmectitas trioctaédricas o bien sepiolita, requiriendo las esmectitas trioctaédricas un pH más básico o bien mayor alcalinidad. Un aumento de la evaporación (por aridez) favorece la precipitación de esmectitas magnésicas (Tettenhorst y Moore, 1978; y Khoury *et al.*, 1982), mientras que el incremento de sílice en condiciones de pH menor favorece la formación de sepiolita.

De igual modo, ligeras variaciones de la alcalinidad del medio, debidas, por ejemplo, a aportes esporádicos de aguas meteóricas o fluviales, podrían provocar la inestabilidad de las arcillas magnésicas, originando su disolución y favoreciendo la formación de ópalo. Los hidróxidos de Mg pueden permanecer en solución hasta pH muy elevado (próximo a 9); sin embargo, por debajo de este pH sólo pueden permanecer en solución bajas concentraciones de sílice (hasta una concentración crítica de 140 ppm a 25°C), cuando se supera la concentración crítica la sílice se polimeriza dando lugar a la formación de ópalos (Millot, 1970). Contrariamente a lo que ocurre con las arcillas magnésicas, la solubilidad de la sílice aumenta drásticamente a pH superior a 9. La presencia de abundantes rocas silíceas asociadas a las arcillas es, por tanto, un hecho lógico y la explicación de la génesis de ambos debería ser común, indicando, en cualquiera de los casos, la alta disponibilidad de sílice que había en el medio.

Las arcillas magnésicas de la Cuenca de Madrid indican un medio de sedimentación lacustre (facies de llanura fangosa), con elevada salinidad, y elevadas proporciones de magnesio. Su génesis se debe a procesos de neoformación y floculación en un medio lacustre rico en magnesio donde, además, ha tenido lugar la transformación mineralógica de los filosilicatos dioctaédricos heredados (esmectitas dioctaédricas e illitas) por interacción con el magnesio del medio (García Romero *et al.*, 1988, 1990, De Santiago Buey, 1999). Los niveles de estevensitas, que aparecen intercalados en las arcillas verdes, por tratarse de las esmectitas de mayor solubilidad, indican condiciones extremas de evaporación y, por tanto, de salinidad. Su génesis se situaría en la barrera entre la sedimentación y la edafogénesis por la alternancia de condiciones subaéreas y subacuáticas (De Santiago, 1999).

La mayor parte del registro paleontológico mioceño de la Cuenca de Madrid se concentra en una banda de sedimentos paralela al Sistema Central, en la que prácticamente se incluye toda el área urbana del municipio de Madrid. Los yacimientos aparecen en sedimentos correspondientes a facies distales de abanicos aluviales y facies arcillosas ligadas a áreas

lacustres someras, ya que debieron ser las zonas más favorables para el desarrollo de asociaciones de mamíferos, probablemente por sustentar una vegetación más variada, a la vez que las condiciones más favorables para su posterior preservación (Peláez-Campomanes *et al.*, 2000). Esa zona coincide, precisamente, con la de aparición de los depósitos de arcillas magnésicas (bentonitas y sepiolita), por lo que las condiciones genéticas de los yacimientos arcillosos no pueden ser contradictorias con los datos paleoclimáticos que aportan los fósiles. Si, como afirma Calvo (2000), dicho sistema palustre consistió en un mosaico de zonas pantanosas surcadas por corrientes de agua ocasionales que, episódicamente, experimentaron desecación debido a la oscilación de la lámina de agua en períodos climáticos contrastados, donde el abastecimiento hidrológico debió ser lo suficientemente eficaz como para mantener una cobertura vegetal bastante constante, puesta de manifiesto por la profusión de estructuras de raíces y las acumulaciones locales de restos vegetales carbonizados, entonces habría que suponer que el clima no era tan extremo y, que las elevadas concentraciones de magnesio y silicio, necesarias para la formación de cualquiera de los tipos de arcillas magnésicas que aparecen, no se alcanzaron por evaporación intensa (mayores tasas de evaporación que de precipitación).

Condiciones para la formación de arcillas magnésicas en la cuenca de Madrid

Cualquier modelo que intente explicar la génesis de las arcillas magnésicas de la Cuenca de Madrid tendrá que explicar tanto la fuente de los cationes necesarios (silicio y magnesio) como las condiciones climáticas que hicieron posible que se alcanzasen sus condiciones de estabilidad, y además tendría que explicar el destino de todos los cationes que formaban las rocas del área fuente, como es el caso del aluminio, de forma que el balance de masas estuviese equilibrado.

Las condiciones requeridas para la formación de las arcillas magnésicas de la cuenca de Madrid, (alta actividad de silicio y magnesio y/o pH muy elevados) se podrían alcanzar con un clima árido, donde los aportes hídricos se concentrasen dando lugar a salmueras; pero si las condiciones climáticas eran como las que indica el registro fósil, el pH de las aguas no podría ser extremadamente alcalino, por lo que entonces el aporte de magnesio tuvo que ser excepcionalmente elevado para que se alcanzasen sus condiciones de estabilidad.

Si el magnesio no puede tener un origen marino y

si el Sistema Central y la Cordillera Ibérica tenían una composición similar a la actual, no pudiendo, por tanto, haber aportado cantidades tan elevadas de magnesio, hay que buscar otro origen distinto para el magnesio.

Si atendemos a la bibliografía, vemos que en la mayor parte de los yacimientos de arcillas magnésicas del mundo el área fuente que suministra los cationes necesarios para la formación de estos minerales son materiales volcánicos.

Arcillas magnésicas similares a las encontradas en la cuenca de Madrid se han encontrado en el Lago Abert (Oregón EEUU), en el seno de un lago salino alcalino donde, con el aumento de la salinidad, han tenido lugar procesos de neoformación de esmectitas trioctaédricas y de transformación de esmectitas dioctaédricas en trioctaédricas; el área fuente de los materiales detríticos del lago son los materiales piroclásticos del Abert Rim (Jones y Weir, 1983, Banfiel *et al.*, 1991). Procesos similares tienen lugar en los materiales eocenos de la Green River Formation (Utah, EEUU) donde las arcillas autigénicas (esmectitas trioctaédricas) se forman por transformación de materiales detríticos (tobas volcánicas entre otros) en un medio rico en magnesio (Eugster y Hardie, 1975; Tettenhorst y Moore, 1978) o en los depósitos plio-pleistocenos de sepiolita y esmectitas trioctaédricas del Desierto de Amargosa (California, EEUU) cuyo área fuente contiene, además de calizas y dolomías, cenizas y tobas volcánicas (Jones, 1986; Hay *et al.*, 1986; Kohury *et al.*, 1982). En el Lago Mound (Texas, EEUU) la sepiolita se forma en un lago salino por alteración de montmorillonita preexistente; la fuente de silicio y magnesio son cenizas volcánicas (Parry y Reeves, 1968). En las Southern High Plains (Texas-Nuevo Méjico, EEUU) McLean *et al.* (1972), encuentran sepiolita y paligorskita formadas en lagos salinos alcalinos desarrollados en períodos de desecación; la fuente de silicio y el magnesio son cenizas volcánicas. En la cuenca de Amboseli (Tanzania-Kenia) aparecen sepiolita y kerolita neoformadas a partir de aguas subterráneas sobresaturadas en magnesio y silicio procedentes del lavado de los basaltos olivínicos del Kilimanjaro (Hay *et al.*, 1995). En la cuenca de Serinhisar-Acipayam (Turquía), Akbulut y Kadir (2003) encuentran sepiolita, paligorskita y saponita formadas por precipitación química directa en un lago salino alcalino, el silicio y el magnesio son aportados por rocas volcánicas ultramáficas.

Discusión y conclusiones

En la cuenca del Tajo no han sido citados, hasta el

momento, episodios volcánicos, y no hay ninguna evidencia que apunte a esa posibilidad. Si bien, a pesar de las reticencias que suelen existir para adoptar variaciones en los modelos existentes, parece necesario buscar una fuente alternativa para el origen de las altas tasas de magnesio.

La comparación con otras cuencas en las que aparecen similares asociaciones arcillosas apunta a un origen ligado al vulcanismo, ya sea a áreas fuentes de origen volcánico o a fenómenos de hidrotermalismo. Aunque los fenómenos de tectónica distensiva en la Península que dieron lugar a episodios volcánicos en distintas zonas (Campos de Calatrava, sureste de España y Olot), que podrían facilitar el ascenso de fluidos hidrotermales, tienen lugar en el Vallesense superior, con posterioridad a la sedimentación de la Unidad Intermedia (Aragoniense medio-Vallesense), parece necesario buscar una explicación similar para justificar las anomalías de magnesio. Fluidos hidrotermales podrían justificar, al menos en parte, el proceso general de magnesificación de la cuenca, responsable de la transformación de esmectitas dioctaédricas a trioctaédricas en las zonas de interfase agua-sedimento en una etapa diagenética precoz de las arcillas. En esa línea Tornos *et al.* (2000) afirman que en el Sistema Central ha existido actividad hidrotermal episódica desde la orogenia Hercínica hasta la actualidad, relacionada con eventos extensionales a nivel regional.

Otro dato que apoya estas ideas es la presencia de zeolitas (Doval *et al.*, 1985 a, Domínguez Díaz 1994, García Romero 1988, Cuevas *et al.*, 2003), minerales autigénicos que, aunque pueden aparecer en medios sedimentarios, son típicos de lagos salinos alcalinos de regiones volcánicas. La formación de zeolitas es uno de los fenómenos característicos de la reactividad de los silicatos primarios en condiciones alcalinas.

Finalmente, emanaciones hidrotermales podrían explicar las anomalías detectadas en el yacimiento del Cerro Batallones (localidad de Valdemoro) (Morales *et al.*, 2000) incluido en la Unidad Intermedia, si bien guarda con ella una relación similar a la de un depósito kárstico, que probablemente, según los citados autores, debió formarse durante la sedimentación de la Unidad Superior. Las emisiones de CO₂, muy frecuentes en los fluidos hidrotermales, podrían ser las responsables del desvanecimiento y posterior muerte de los animales que se acercasen a la zona atraídos, probablemente, por cadáveres de otros animales. Esto podría justificar que el citado yacimiento actuase como trampa natural de carnívoros.

Los datos mineralógicos indican que las condiciones reinantes durante el Mioceno en la Cuenca del Tajo pudieron ser similares a las que existen actual-

mente en el Lago Natron (Rift Valley, Tanzania), lugar donde el clima es suave y la meteorización de los productos volcánicos es la que aporta al agua la elevada salinidad que, por evaporación, convierte a las aguas del lago, posiblemente, en una de las aguas más salinas del mundo. Las fuentes de agua fresca que lo alimentan son importantes focos de actividad biótica, entre la que se incluye la de los grandes mamíferos.

Agradecimientos

Quiero agradecer a Dña. Victoria López Acevedo, D. José Vicente Navarro, D. Manuel Regueiro, Dña. Mercedes Suárez y D. Jesús M^a Suso Llamas, la gran ayuda que me han prestado aportando ideas y sugerencias sobre distintos aspectos de este trabajo. Así mismo, quiero dar las gracias a Dña. Margarita Díaz Molina, D. Salvador Ordóñez, y D. José María Martín Pozas por sus sugerencias y comentarios, que han contribuido a mejorar el presente trabajo.

Referencias

- Akbulut, A. y Kadir, S. 2003. The geology and origin of sepiolite, palygorskite and saponite in neogene lacustrine sediments of the Serinhisar-Acipayam Basin, Denizli, SW Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 51, 279-292.
- Alberdi, M.T., Hoyos, M., Junco, F., López-Martínez, N., Morales, J., Sese, C. y Soria, M.D. 1983. Biostratigraphie et évolution sédimentaire du Néogène continental de l'aire de Madrid. *Medit. Congr. Paleonvirom. and Paleoclim. Evol. R.C.N.M.S. Interin-Colloquium*. Montpellier. 15-18.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, G.P. y Torres, P. 2004. Cuenca del Tajo. En: *Geología de España*. (J. A. Vera Ed.). SGE-IGME, Madrid, 556-561.
- Aparicio Yagüe, A., Barrera Morata, J.L., Caraballo y Ortega, J.M., Peinado Moreno, M. y Tinao Alcocer, J.M. 1975. *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Memorias del I.G.M.E., Tomo 88, 145 pp.
- Banfield, J.F., Jones, B.F. y Veblen, D.R. 1991. An AEM-TEM study of weathering and diagenesis, Abert Lake, Oregon: I. Weathering reactions in the volcanism. *Geoquímica and Cosmochimica Acta*, 55, 2781-2793.
- Brell, J.M., Doval, M. y Caramés, M. 1985. Clay mineral distribution in the evaporitic Miocene sediments of the Tajo Basin, Spain. *Mineralogica Petrografica Acta*, 29-A 267-276.
- Bustillo Revuelta, M.A. 1976. Estudio petrológico de las rocas silíceas miocenas de la Cuenca del Tajo. *Estudios geológicos*, 32, 451-497.
- Bustillo Revuelta, M.A. 1980. Petrología y medios sedimentarios de la caliza del páramo (provincia de Madrid). *Boletín Geológico y Minero*, 91 (3), 63-74.
- Bustillo, M.A. y Bustillo, M. 1988. Características diferenciales e interpretación genética de ópalos constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalos inorgánicos (Esquivias, Cuenca de Madrid). *Boletín Geológico y Minero*, XCIX-IV, 615-627.
- Bustillo, M.A. y Capitán, J. 1990. Secuencias ópalo-arcillosas en zonas de borde de lago (Vicálvaro, Cuenca del Tajo). *Boletín Geológico y Minero*, 101 (6), 932-944.
- Bustillo, M.A. y García Romero, E. 2003. Arcillas fibrosas anómalas en encostramientos y sedimentos superficiales: características y génesis (Esquivias, Cuenca de Madrid). *Boletín Sociedad Española de Cerámica y Vidrio*, 42 (5), 289-297.
- Callen, R.A. 1984. Clays of the palygorskite-sepiolite group: depositional environment, age and distribution. En: *Sepiolite-palygorskite: Occurrences, Genesis and Uses*. A. Singer and E. Galán (Ed.). Developments in Sedimentology, 37, Elsevier, 1-36.
- Calvo, J.P. 2000. Geología del Mioceno. En: *Patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid*. J. Morales, M. Nieto, I. Amezua, S. Fraile, E. Gómez, F. Herráez, P. Peláez-Campomanes, M. J. Salesa, I. M. Sánchez y D. Soria. (Ed.) Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid. 95-101.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agusti, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabria, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenrt, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Porteró, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van Der Meulen, J. A., Vera, J.A. y Mein, P. 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene síntesis and paleoclimatic interpretation. *Revista Sociedad Geológica España*, 6, (3-4), 29-40.
- Calvo, J.P., Ordóñez, S., Hoyos, M. y García Del Cura, M.A. 1984. Caracterización sedimentológica de la unidad intermedia del Mioceno de la zona sur de Madrid. *Revista Materiales y Procesos Geológicos*, II, 145-176.
- Capote, R. y Carro, S. 1968. Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. *Estudios Geológicos*, XXIV, 1-95.
- Castillo, A. 1991. Geología de los yacimientos de minerales del grupo palygorskita-sepiolita. En: *Yacimientos Minerales*. R. Lunar y R. Oyarzun (Eds.), Editorial Centro de Estudios Ramón Areces, S.A., 609-634.
- Cuevas, J., Vigil De La Villa, R., Ramírez, S., Pétit, S., Meunier, A. y Leguey, S. 2003. Chemistry of Mg smectites in lacustrine sediments from the Vicalvaro sepiolite deposit, Madrid Neogene Basin (Spain). *Clays and Clay Minerals*, 51 (4) 457-472.
- De Vicente, G., Calvo, J.P. y Muñoz-Martín, A. 1996. Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*. P. F. Friend and C. Dabrio (Ed.), Cambridge University Press. 268-271.
- De Santiago Buey, C. 1999. *Las arcillas magnéticas de la Cuenca del Tajo: caracterización y propiedades*. Tesis Doctoral Universidad Complutense. Madrid.
- De Santiago Buey, C., Suárez Barrios, M., García Romero, E., Domínguez Díaz, M.C. y Doval Montoya, M. 1998.

- Electrón microscopy study of the illite-smectite transformation in the bentonites from Cerro del Aguila (Toledo, Spain). *Clay Minerals*, 33, 501-510.
- De Santiago Buey, C., Suárez Barrios, M., García Romero, E. y Doval Montoya, M. 2000. Mg-rich smectite "precursor" phase in the Tagus Basin, Spain. *Clays and Clay Minerals*, 48, 366-373.
- Domínguez Díaz, M.C. 1994. *Mineralogía y sedimentología del Neógeno del sector centro-occidental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid.
- Domínguez Díaz, C., Brell, J.M., Doval, M. y García Romero. 1997. Análisis de los minerales de la arcilla y sus procesos genéticos en las formaciones arcillosas de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geológicos*, 53, 185-196.
- Doval, M., Domínguez, C., Brell, J.M. y García Romero, E. 1985a. Mineralogía y sedimentología de las facies distales del borde norte de la Cuenca del Tajo. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 257-269.
- Doval, M., García Santiago, P., Domínguez, C. y Brell, J.M. 1985b. Mineralogía de las arcillas de las facies evaporíticas de la Cuenca del Tajo. *Trabajos de Geología*, 15, 267-274.
- Eberl, D.D., Jones, B.J. y Khoury, H.N. 1982. Mixed-layer kerolite/stevensite from the Amargosa Desert, Nevada. *Clays and Clay Minerals*, 30, 321-326.
- Eugster, H.P. y Hardie, L.A. 1975. Sedimentation in an Ancient Playa-Lake Complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 319-334.
- Galán, E. y Castillo, A. 1984. Sepiolite-palygorskite in Spanish Tertiary basis: Genetical patterns in continental environments. En: *Palygorskite-sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses*. A. Singer and E. Galán (Eds.), *Developments in Sedimentology*, 37, Elsevier. 87-124.
- Galán, E., Alvarez, A. y Esteban, M.A. 1986. Characterization and technical properties of a Mg-rich bentonite. *Applied Clay Science*, 1, 295-309.
- García del Cura, A., Ordóñez, S. y López-Aguayo, F. 1979. Estudio petrológico de la "Unidad Salina" de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geológicos*, 35, 325-339.
- García Del Cura, M.A., Ordóñez, S. y Calvo, J.P. 1986. La Unidad salina (Mioceno) en el área de Madrid. Características petrológicas y mineralógicas. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 9, 329-338.
- García Romero, E. 1988. *Estudio mineralógico y estratigráfico de las arcillas de las facies centrales del Neógeno del borde sur de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.
- García Romero, E., Brell, J.M., Doval, M. y Navarro, J.V. 1990. Caracterización mineralógica y estratigráfica de las formaciones neógenas del borde sur de la cuenca del Tajo (Comarca de la Sagra). *Boletín Geológico y Minero*, 101 (6), 945-956.
- García Romero, E., Suárez, M. y Bustillo M.A. 2002. Palygorskite magnésica en Esquivias (Cuenca del Tajo). Datos preliminares. En: *La investigación de arcillas en geología, agricultura, medio ambiente y ciencia de materiales*. Universidad Miguel Hernández (Ed.), 77-80.
- García Romero, E., Suárez, M. y Bustillo M.A. 2004. Characteristics of a Mg-palygorskite in Miocene rocks, Madrid Basin (Spain). *Clays and Clay Minerals*, 52, 4, 484-494.
- Harder, H. 1972. The role of magnesium in the formation of smectite minerals. *Chemical Geology*, 10, 31-39.
- Hay, R.L., Hughes, R.E., Kyser, T.K., Glass, H.D. y Liu, J. 1995. Magnesium-rich clays of the Meerschaum mines in the Amboseli Basin, Tanzania and Kenya. *Clays and Clay Minerals*, 43, 455-466.
- Hay, R.L., Pexton, R.E., Teage, T.T. y Kyser, T.K. 1986. Spring-related carbonate rocks, Mg clays, and associated minerals in Pliocene deposits of the Amargosa Desert, Nevada and California. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1488-1503.
- Jones, B.F. 1986. Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. En: *Studies in diagenesis*. F.A. Mumpton (Ed.). *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1578, 291-300.
- Jones, B.F. y Weir, A. 1983. Clay minerals of Lake Abert, an alkaline, saline lake. *Clays and Clay Minerals*, 31, 161-172.
- Junco Aguado, F. y Calvo Sorando, J.P. 1983. Cuenca de Madrid. En: *Libro Jubilar de J.M. Ríos*. I.G.M.E. (Ed.), II, 534-543.
- Khoury, N.H., Eberl, D.D. y Jones, B.F. 1982. Origin of magnesium clays from the Amargosa Desert, Nevada. *Clays and Clay Minerals*, 30, 327-336.
- La Iglesia, A. 1977. Precipitación por disolución homogénea de silicatos de aluminio y magnesio a temperatura ambiente. Síntesis de la palygorskita. *Estudios Geológicos*, 535-544
- Leguey, S. y Doval, M. 1987. Sepiolita, palygorskita y bentonita de la Cuenca del Tajo (Madrid-Toledo). En: *Guía de excursiones. The Sixth Meeting of the European Clay Groups*. Sevilla, Spain. M. Ortega (Ed.)
- Lomoschitz, A., Calvo, J.P. y Ordóñez, S. 1985. Sedimentología de las facies detríticas de la Unidad Intermedia del Mioceno al sur y este de Madrid. *Estudios Geológicos*, 41, 343-358.
- López Martínez, N., Agustí, J., Cabrera, L., Calvo, J.P., Civis, J., Corrochano, A., Daams, R., Díaz, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martínez, J., Morales, J., Porteo, M., Robles, F., Santisteban, C. y Torres, T. 1987. Approach to the spanish continental neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, 70, 283-391.
- López Ruiz, J., Aparicio, A. y García Cacho, L. 1975. *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español*. Memorias del I.G.M.E., tomo 86 127 pp.
- McLean, S.A., Allen, B.L. y Craig, J.R. 1972. The occurrence of sepiolite and attapulgite on the southern High Plains. *Clays and Clay Minerals*, 20, 143-149.
- Martín De Vidales, J.L., Pozo, M., Alia, J.M., García-Navarro, F. y Rull, F. 1991. Kerolite-Stevensite mixed-layers from the Madrid Basin, Central Spain. *Clay Minerals*, 26, 329-342.
- Mejías, A.G., Leguey, S. y Ordóñez, S. 1982. Interpretación tectosedimentaria de la génesis de fibrosos de la arcilla en series detríticas continentales (Cuencas de Madrid y del Duero) España. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina*. Actas, II: 427-439.

- Mejías, A.G., Ordóñez, S. y Calvo, J.P. 1983. Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Revista Materiales y Procesos Geológicos*, 1, 163-191.
- Millot, G. 1970. *Geology of clays*. Masson et Cie. París. 429 pp.
- Morales, J., Alcalá, L. y Nieto, M. 1993. Las faunas de vertebrados del Terciario. En: *Madrid Antes del Hombre. Museo Nacional de Ciencias Naturales*. C.S.I.C. 23-31.
- Morales, J., Alcalá, L.M., Amezua, L., Antón, M., Fraile, S., Gómez, E., Montoya, P., Nieto, M., Pérez, B., Salesa, M.J. y Sánchez, I.M. 2000. Mioceno superior: El yacimiento de El Cerro de los Batallones. En: *Patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid*. J. Morales, M. Nieto, I. Amezua, S. Fraile, E. Gómez, F. Herráez, P. Peláez-Campomanes, M.J. Salesa, I.M. Sánchez y D. Soria. (Eds.), Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid. 178-189.
- Ordóñez, S., López Aguayo, F. y García Del Cura, A. 1977. Contribución al conocimiento de la mineralogía del yacimiento de sales de Villarrubia de Santiago (Toledo). *Estudios Geológicos*, 33, 167-171.
- Ordóñez, S., Menduiña, J. y García del Cura M.A. 1982. El sulfato sódico natural en España. *Tecniterrae*. 300. 16-32.
- Ordóñez, S., Fontes, Ch. y García del Cura, M.A. 1983. Contribución al conocimiento de la sedimentogénesis evaporítica de las cuencas neógenas de Madrid y del Duero en base a datos de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$). *X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, Comunicaciones*, 49-52.
- Orti, F., Pueyo, J.J. y San Miguel, A. 1979. Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago (Toledo) (Terciario continental de la cuenca del Tajo). *Boletín Geológico y Minero*, 90, 19-45.
- Orti, F., Rosell, L., Utrilla, R., Inglés, M., Pueyo, J. y Pierre, C. 1988. Reciclaje de evaporitas en la Península Ibérica durante el ciclo alpino. *Congreso Geológico de España. Granada, Comunicaciones*. 1, 421-424.
- Paquet, H. y Millot, G. 1972. Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soils of Mediterranean climates. *Proceedings of the International Clay Conference*. Spain. 199-206.
- Parry, W.T. y Reeves, C.C. 1968. Sepiolite from pluvial Mound Lake, Lynn and Terry Counties, Texas. *The American Mineralogist*. 53, 984-992.
- Peláez-Campomanes, P., Azanza, B., Calvo, J.P., Daams, R., Herráez, E., Morales, J., Nieto, M. y Soria, D. 2000. Bioestratigrafía. En: *Patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid*. J. Morales, M. Nieto, I. Amezua, S. Fraile, E. Gómez, F. Herráez, P. Peláez-Campomanes, M.J. Salesa, I.M. Sánchez y D. Soria. (Eds.). Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid. 103-109.
- Pozo, M. y Casas, J. 1999. Origin of kerolite and associated Mg clays in palustrine-lacustrine environments. The Esquivias deposit (Neogene Madrid Basin, Spain). *Clay Minerals*, 34, 395-418.
- Pozo, M., Moreno, A., Casas, J. y Martín Rubí, J.A. 1996. Estudio geoquímico de litofacies con arcillas magnésicas en depósitos lacustres-palustres de la Cuenca de Madrid. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 19, 71-83.
- Regueiro, M., Lombardero, M. y Gonzalo Corral, F. 2002. Áridos, piedra natural y minerales industriales. *Actas del XI Congreso Internacional de Minería y Metalurgia*. Zaragoza.
- Rodríguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P. y Ordóñez, S. 1991. Transmisión de abanicos aluviales a evaporitas en el Mioceno del borde oriental de la Cuenca de Madrid (Sector de Barajas de Melo-Illana). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 33-50.
- Siffert, B. y Wey, R. 1962. Synthèse d'une sépiolite à température ordinaire. *C.R. Acad. Scie., Paris*, 245, 1460-1463.
- Singer, A. 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. A review. *Earth Sci. Reviews*, 21, 251-293.
- Spencer, R.J. 1982. *The geochemical evolution of Great Salt Lake*. Ph. D. Thesis Univ. Johns Hopkins Baltimore. Usa. 308 pp.
- Soria, D., Amezua, L., Daams, R., Fraile, S., Herráez, E., Morales, J., Nieto, M., Peláez-Campomanes, P., Salesa, M.J. y Sánchez, I. 2000. Faunas del Mioceno. En: *Patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid*. J. Morales, M. Nieto, I. Amezua, S. Fraile, E. Gómez, F. Herráez, P. Peláez-Campomanes, M.J. Salesa, I.M. Sánchez y D. Soria (Eds.). Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid. pp.110-130.
- Tettenhorst y Moore. 1978. Stevensite oolites from de Green River formation of Central Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 587-594.
- Tornos, R., Delgado, A., Casquet, C. y Galindo, C. 2000. 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System. *Mineralium Deposita*, 35. 551-569.
- Wollast, R., Mackenzie, F.T. y Bricker, O. 1968. Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth-surface conditions. *American Mineralogist*, 53, 1645-1662.

Recibido: octubre 2003

Aceptado: diciembre 2004