

MINERALOGIA Y SEDIMENTOLOGIA DEL YACIMIENTO DE SAPONITA DE YUNCOS (TOLEDO)

M. Pozo Rodríguez * y J. Casas Sainz de Aja **

RESUMEN

Se estudia la mineralogía y textura de materiales bentoníticos de composición saponítica y sus facies asociadas, en canteras ubicadas al sur de Yuncos (Toledo), en la cuenca neógena de Madrid. Los resultados obtenidos permiten diferenciar tres episodios relacionados con la evolución de los medios sedimentarios, localizándose los depósitos bentoníticos (episodio medio) en el contacto entre facies lacustres (episodio inferior) y aluviales de orla distal (episodio superior).

Episodio inferior: Depósitos de «mud flat» con evidencias de somerización (rasgos paleoedáficos), constituidos por facies de lutitas verdes con terrígenos en proporción variable y moteado hidromórfico a techo. La asociación de minerales de la arcilla es: Esmectita (trioctaédrica)-illita-(caolinita).

Episodio medio: Episodio transicional de encharcamiento somero con desarrollo variable de rasgos paleoedáficos. Se caracteriza por facies de lutitas marrones saponíticas con diversas texturas (masivas, laminares-lajeadas, brechoides) y presencia puntual de carbonatos como ooides calcéticos o nódulos dolomíticos. La asociación de minerales de la arcilla es: Esmectita (trioctaédrica)-illita-sepiolita-(caolinita).

Episodio superior: Progradación de depósitos distales de abanico aluvial. Su asociación de facies está constituida por «mudstones» rojizos a marrones con frecuente bioturbación y moteado hidromórfico, con esporádicas intercalaciones samíticas. La asociación de minerales de la arcilla es: Esmectita (trioctaédrica)-illita-sepiolita-(caolinita-clorita).

Entre los minerales de la arcilla, se interpretan como heredados illita, esmectita dioctaédrica, caolinita y clorita y autigénicos saponita y sepiolita.

La saponita se origina en la diagénesis temprana tanto por procesos de transformación de esmectitas aluminicas heredadas como por neoformación. Este proceso de «saponitización» no es homogéneo, localizándose la saponita más pura en las zonas más alejadas de las direcciones de aportes aluviales (NO-SE), con evidencias de un período de encharcamiento más prolongado.

La sepiolita es posterior a la esmectita trioctaédrica, originándose con fibra corta sobre saponita o como cemento con fibra larga en rellenos de porosidades, asociada a un cambio brusco en las condiciones de salinidad y basicidad del medio.

Palabras clave: Arcillas magnésicas, saponita, sepiolita, bentonitas lacustres, paleosuelos.

ABSTRACT

Mineralogy and textures of saponite-bearing bentonites and related facies have been studied in quarries located southwest of Yuncos village (Toledo) in the Madrid Neogene Basin.

Results allow us to establish three stages related with the evolution of sedimentary environments, where bentonite deposits (middle stage) are at the boundary between lacustrine (lower stage) and distal alluvial facies (upper stage).

Lower stage: Regressive mud flat deposits with paleopedogenic features, made up of green clays facies with variable detrital content and hydromorphic mottling at top. Clay mineralogy association: Smectite (tri-dioctahedral)-illite-(kaolinite).

Middle stage: Transitional stage of shallow flooding with variable development of paleopedogenic features. The facies association is made up of saponitic brown clays with several textures (massive, fissile-laminated, brecciated) and occasional carbonates as calcite

* Departamento de Q.A., Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma. 28049 Madrid.

** Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC. 28006 Madrid.

oids or dolomite nodules. Clay mineralogy association: Smectite (trioctahedral)-illite-sepiolite-(kaolinite).

Upper stage: Progradation of distal alluvial fan deposits. The facies association is made up by reddish to brownish mudstones often with bioturbation features and hydromorphic mottling, with sporadic sandy inserts. Clay mineralogy association: Smectite (tri-dioctahedral)-illite-sepiolite-(kaolinite-chlorite).

Illite, dioctahedral smectite, kaolinite and chlorite are interpreted as inherited clay minerals, whilst saponite and sepiolite are of authigenic origin.

Saponite origin is early diagenetic both by dioctahedral smectite transformation and neoformation, being an inhomogeneous genetic process so that the purest bentonite is located far away from distal alluvial progradation where the flooding is longer in time.

From a genetic point of view, sepiolite is later than trioctahedral smectite sometimes being in short fibers on saponite sheets, at others in longer fibers as a cement, both cases related to salinity-alkalinity changes in the environment.

Key words: *Magnesium clays, Saponite, Sepiolite, Lacustrine bentonites, Paleosols.*

Introducción

En la cuenca neógena de Madrid, el paso de facies de arcillas verdes lacustres (s.l.) a materiales arcóscicos de abanicos aluviales procedentes del sistema central viene marcado al sur y este de la capital por facies de transición, caracterizadas por la presencia de arcillas magnésicas constituidas por sepiolita y/o bentonitas (Galán, 1979). Estas facies se asocian a depósitos de margen lacustre (Calvo *et al.*, 1989; Ordóñez *et al.*, 1991), localizándose preferentemente en la base de la Unidad Intermedia diferenciada en el registro mioceno de la cuenca (Alberdi *et al.*, 1983; Junco y Calvo, 1983). En las proximidades de Madrid destacan los depósitos de sepiolita incluidos en las facies mencionadas y que han sido objeto de estudio en diversos puntos de la cuenca, siendo notables por su potencia y calidad los existentes en la zona Vicálvaro-Vallecas (Galán y Castillo, 1984).

Al sur de Madrid, en la denominada comarca de la Sagra (Toledo), este episodio de transición se caracteriza por presentar, además de niveles sepiolíticos (García *et al.*, 1988), lutitas bentoníticas de carácter saponítico (Huertas *et al.*, 1974; Galán *et al.*, 1986; Doval *et al.*, 1986; Cuevas, 1990) o kerolítico-estevensítico (Martín de Vidales *et al.*, 1988, 1991), estando bien representada la sepiolita en el área de Cabañas de la Sagra-Yuncillos y las bentonitas en los sectores de Magán, Yuncos y Esquivias, donde estas arcillas son explotadas activamente. En esta región muestran un especial interés las facies conteniendo arcillas magnésicas, que se ubican en las proximidades de los depósitos arcóscicos indentándose con ellos. Estas facies se incluyen dentro de la unidad M₂₋₂ definida por Martín Escorza *et al.* (1973), habiendo sido objeto de estudios mineralógicos en la zona comprendida entre Yuncler y Camarenilla por García *et al.* (1990), dentro de lo que estos autores denominan «Formación de arenas finas con sepiolita,

sílex y carbonatos». En estos trabajos se pone de manifiesto que la arcilla magnésica predominante es la sepiolita, detectando, ocasionalmente, niveles de escasa potencia con proporciones importantes en esmectitas trioctáedricas.

Más al norte, en las proximidades de Yuncos, facies equivalentes a las de Cabañas de la Sagra muestran un incremento notable en el contenido de esmectitas trioctáedricas de tipo saponita (Pozo *et al.*, 1991), constituyendo bentonitas en el sentido de Grim y Güven (1978). La reciente apertura de canteras en estos materiales ha permitido la observación directa de su relación con las facies detríticas asociadas, hecho que usualmente es difícil en la zona debido a la ausencia de buenos cortes y a los recubrimientos. Los niveles bentoníticos se presentan en dos capas a las que se accede tras el desmonte de materiales detríticos arcóscicos de recubrimiento, hallándose a una cota aproximada de 550 m. La capa bentonítica inferior es la más interesante por su pureza, potencia media de 1,5 m y composición predominantemente saponítica. La capa bentonítica superior se dispone entre materiales detríticos arcóscicos asociada a sepiolita, con potencia media de 0,60 m y frecuentes intercalaciones de carbonatos. Ambos niveles bentoníticos, pero especialmente el superior, se acuñan lateralmente pasando a materiales más detríticos. La existencia de depósitos arenosos recientes que cortan erosivamente a los anteriormente citados, originan fenómenos de erosión y removilización, hecho que es bastante acusado en el nivel bentonítico superior, lo que dificulta la conservación de este nivel en los frentes de cantera y en consecuencia su posibilidad de estudio.

El objetivo de este trabajo es el estudio mineralógico y textural de la capa bentonítica inferior y facies asociadas del yacimiento de Yuncos, con el fin de establecer las condiciones de formación y evolución vertical y lateral de estos materiales y su interpreta-

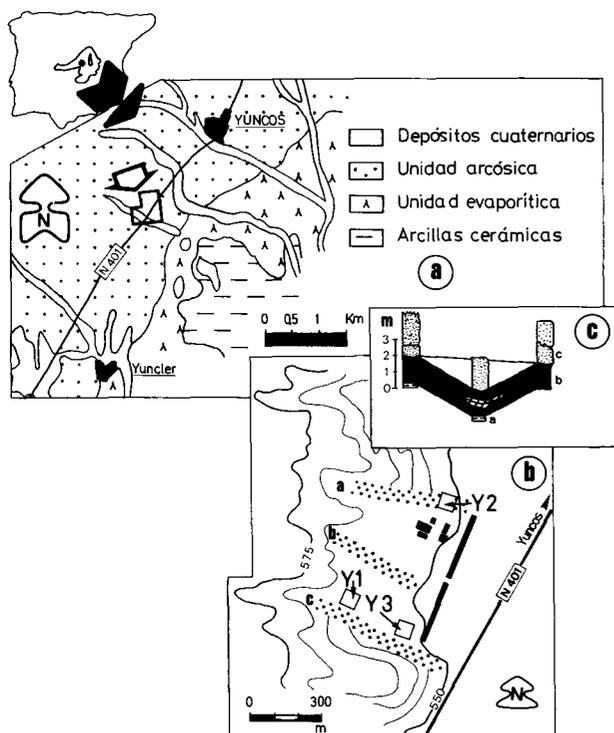


Fig. 1.—a) Esquema geológico y situación de la zona de canteras de Yuncos (adaptado de Mendiña, 1988). b) Mapa topográfico y posición de las canteras muestreadas: Y-1, Y-2 e Y-3 (a, b y c, depósitos samíticos recientes). c) Correlación de las lutitas bentoníticas en las columnas litológicas estudiadas. a) Lutitas verdes. b) Lutitas marrones bentoníticas con lentejones carbonáticos. c) Aleuritas, lutitas y samitas.

ción dentro del contexto sedimentológico de esta zona.

Material y Metodología

Localización de las muestras estudiadas

Los materiales bentoníticos y facies asociadas se han muestreado en tres canteras (Y-1, Y-2 e Y-3) ubicadas al Sur de la población de Yuncos, en una zona próxima al contacto cartográfico entre facies detríticas arcóscicas y facies de arcillas verdes pertenecientes, según Mendiña (1988), a la unidad inferior del Mioceno (fig. 1a).

En las figuras 1b y 1c se recoge la localización de las canteras estudiadas, así como la correlación de las columnas litológicas representativas de las mismas en las que destaca la ausencia de la capa bentonítica superior, presente en otros puntos de la zona. Así, basándonos en criterios de campo y de base a techo, se han diferenciado dos unidades perfectamente reconocibles en las canteras muestreadas.

UNIDAD I. De carácter fundamentalmente arcilloso, está constituida en sus niveles basales por arcillas y aleuritas verdes con rasgos de marmorización a techo, donde pasa de forma transicional a lutitas con laminación y tonalidad marrón. Sobre el interior se disponen lutitas masivas bentoníticas con frecuentes «slickens-

des», desarrollo ocasional de nodulizaciones carbonáticas blancas y morfología abombada a techo de la capa.

UNIDAD II. Dispuesta en contacto erosivo sobre la unidad anterior está constituida por «mudstones» rojizos que pasan superiormente a pardoamarillentos con frecuente bioturbación y rasgos de hidromorfismo. Dentro de la misma se pueden establecer tramos separados entre sí por niveles de más gruesa granulometría, con carácter samítico y contacto irregular en Y-3 y más aleuríticos en Y-2. En Y-1 por su parte, la serie se caracteriza por rápida aparición de materiales samíticos que se organizan en secuencias granodecrecientes. En la parte superior destaca la existencia de intercalaciones más arcillosas que pueden ser finas y laminadas (Y-3), con escaso desarrollo lateral o de mayor potencia y masivas (Y-2).

Parte de esta unidad puede ser ocasionalmente erosionada y removilizada por depósitos detríticos posteriores de mayor granulometría, que se han observado y muestreado en la cantera más septentrional (Y-2).

Metodología experimental

El estudio mineralógico de las muestras se ha realizado mediante difracción de rayos X, tanto para la muestra total pulverizada como para las fracciones menores de 63 y 2 μm obtenidas por dispersión y sedimentación en agua.

La caracterización de los constituyentes en la fracción arcilla se ha realizado sobre agregados orientados de muestra homoionizada en Mg^{2+} , solvatada con etilenglicol y tratada térmicamente a 550° C. Para la determinación del carácter di o trioctaédrico de los minerales de la arcilla se estudió en muestra desorientada de tamaño inferior a 2 μm la región entre 55-65° (2 θ), en las condiciones propuestas por Despraires (1983).

Por otra parte, en diagramas orientados y glicolados se midieron en las mismas condiciones de trabajo, los índices de Kubler (1968) en illitas y de Biscaye (1965) en esmectitas. Asimismo se calculó la relación I002/I001 en illitas con el fin de determinar su variabilidad composicional.

La cuantificación de los minerales presentes en muestra total se ha efectuado utilizando los poderes reflectantes recopilados por Schultz (1964). En los agregados orientados, los poderes reflectantes utilizados fueron: caolinita 2 (7 Å), illita 1 (10 Å) y esmectita 4 (17 Å) propuestos por Barahona (1974); y para la sepiolita 1 (12 Å), acorde a Van der Marel (1966).

El estudio petrográfico se ha realizado en lámina delgada mediante embutido en plástico, previa desecación en nitrógeno líquido y desbaste con petróleo. En la descripción de muestras con rasgos edáficos se ha seguido la terminología de Brewer (1976) y Meyer (1987).

En el estudio de muestras no disturbadas mediante MEB se empleó un equipo Philips MEB-500 con sistema analítico EDAX.

Las determinaciones granulométricas se realizaron mediante tamizado en seco de las muestras desagregadas para tamaños superiores a 63 μm y para tamaños inferiores a esta fracción, por extracciones con pipeta de Robinson de muestras dispersadas en agua con hexametáfosfato y carbonato sódicos (McManus, 1988).

En las muestras de carácter samítico se ha realizado el conteo de minerales pesados procedentes de la separación en medio denso de las fracciones entre 0,125 y 0,250 mm.

Resultados

Descripción de facies

Unidad I

Dentro de la unidad I se han diferenciado dos litofacies con contacto transicional entre ambas, cuyas características litológicas y distribución granulométrica se muestran en las figuras 2 y 3a.

1. *Lutitas verdes*

El techo de esta litofacies se ha observado en las columnas Y-1 e Y-3, estando constituida por «mudstones» de tonos verdes con incremento de tonalidades rojizas a techo (hidromorfismo). Rasgos característicos son la presencia de «slickensides», fisuras de desecación y pedotúbulos. Destaca a techo de Y-3 la existencia de intercalaciones centimétricas de lutitas, con tonos marrones claros que incluyen agregados más terrosos conteniendo morfologías redondeadas.

Como resultado del estudio petrográfico se han diferenciado dos microfacies cuyas características se describen seguidamente.

Lutitas aleuríticas marmorizadas

Estas lutitas muestran terrígenos dispersos con tamaños aleurita y samita fina, estando constituidas por cuarzo y feldespato (plagioclasas, microclina y perfitas) como componentes principales, e indicios de moscovita, biotita, circón y turmalina, que se disponen con esqueleto quebrantado, mala selección y morfologías predominantemente subangulosas, acumulándose ocasionalmente en lentículas. La pasta está formada por arcillas y minerales micáceos, desarrollándose orientaciones que originan fábricas bimasépicas y esquelsépicas. Destaca la existencia de fisuración sobre cuyas paredes se disponen arcillas originando cutanes («stress cutans») posiblemente en relación con «slickensides» ≠ 1. Afectando al material se han observado «glébulas» opacas de Fe-Mn, así como pedotúbulos estriados (estriotúbulos) y de acumulación de agregados arcillosos (agrotúbulos), asociados a los cuales se detectan oxihidróxidos de hierro (L-1-b).

Lutitas laminadas intraclásticas

El estudio textural pone de manifiesto un material lutítico con episodios laminares groseros de escasa potencia (L-1-c). En estas zonas laminadas se observan fábricas turbulentas (Osipov y Sokolov, 1978) con desarrollo puntual de láminas convolutas; estas láminas se amoldan y engloban a intraclastos redondeados, unas veces del propio material (L-1-d) y otras de agregados removilizados de la microfacies infrayacente (L-1-e). Por otra parte, se han observado algunos terrígenos dispersos (cuarzo, feldespatos, miccas) de pequeño tamaño, y ocasionalmente en la masa lutítica, texturas reticuladas con glomérulos subredondeados y fábricas masépicas a bimasépicas locales. Destaca la existencia de bioturbación de gran tamaño, con algunos pedotúbulos orientados paralelamente a la laminación, con rellenos ocasionales de ópalo. En L-1-f se muestra un detalle de los intraclastos arcillosos cuya composición química, obtenida mediante análisis puntual EDAX, difiere de la de la arcilla que lo engloba.

2. *Lutitas marrones bentoníticas*

Esta litofacies está constituida por lutitas masivas bentoníticas que pueden pasar a techo a lajeadas (L-2-a), con frecuente desarrollo de «slickensides» y tonos que varían entre marrón claro (Y-1, Y-2) y verdoso (Y-3). En muestra de mano es frecuente detectar rasgos de desecación que confieren al material aspecto brechoide, destacando en Y-2 la compactidad y aspecto céreo del material, que presenta en las grietas de desecación rellenos aleuríticos de tonos más oscuros. En Y-1 son frecuentes las inclusiones de morfologías intraclásticas subangulosas y la existencia de terrígenos finos incluidos en la masa arcillosa, mientras que en Y-3, el material es más céreo con cierto aspecto grumelar. En esta última se han observado nódulos blancos decimétricos incluidos en la lutita, mostrando en su superficie evidencia de «slickensides» y tinciones de óxido de hierro y manganeso (L-2-b).

En las lutitas lajeadas-laminadas observadas en Y-2, destaca el contenido en esferulitos blancos de carbonato con tamaño medio de 1 mm que, englobados en el material arcilloso, son responsables de la fracción samítica de este material, observada en el estudio granulométrico.

Petrográficamente se han diferenciado cuatro microfacies que se describen a continuación.

Lutitas con rasgos de desecación y bioturbación

Se caracteriza por la existencia de texturas brechoides de gran tamaño con actividad importante de organismos excavadores («burrows»). En Y-2 esta microfacies muestra escasos terrígenos en la masa de arcilla, concentrándose sin embargo como rellenos aleuríticos en las grietas de desecación (L-2-c). En Y-1, por el contrario, los terrígenos están englobados en la masa arcillosa donde se presentan con esqueleto quebrantado y mala selección; los tamaños varían de samita fina a aleurita, siendo frecuentes los fenómenos de corrosión (L-2-d). Mineralógicamente predominan en los granos detríticos el cuarzo y los feldespatos (potásicos y calcosódicos) si bien se han observado indicios de otros minerales como circón, turmalina, granate, estauroлита y biotita. Ocasionalmente puede presentar intraclastos lutíticos subangulosos (L-2-e) de aspecto traslúcido y algún agregado esferulítico de calcita fibrorradial. En la pasta arcillosa destaca la presencia de láminas de miccas muy alteradas que forman parte de la misma, así como el desarrollo de arcillas orientadas con fábricas bimasépicas y esquelsépicas. Asociados a los pedotúbulos se encuentran abundantes oxihidróxidos de hierro y manganeso.

Lutitas con intraclastos

Esta microfacies es característica de Y-3, observándose en ella fisuración irregular subhorizontal de desarrollo variable y cierta laminación enfatizada por materia o restos orgánicos que se orientan y amoldan alrededor de morfologías intraclásticas (L-2-f). Estos intraclastos son lutíticos y subredondeados, destacando a veces en su interior la existencia de morfologías esferoidales oscuras y de pequeño tamaño (glébulas) (L-3-a) con comportamiento óptico próximo a la isotropía. Algunas arcillas orientadas originan fábricas masépicas, esquelsépicas y vosépicas, mientras que cuarzo y feldespatos se encuentran en escaso contenido y muy dispersos.

Lutitas laminares-lajeadas

Se ha reconocido esta microfacies en la serie Y-2, caracterizándose por presentar laminación turbulenta e intensa fisuración horizontal que engloba detríticos dispersos (cuarzo y feldespatos) y abundantes esferulitos de calcita fibrorradial que, ocasionalmente, pueden nuclear sobre granos de terrígenos. Destaca la existencia de intercalaciones aleurítico-arcillosas de tonos rojizos amarillentos que se disponen entre fisuras o en la vertical, con rasgos típicamente iluviales y que pueden englobar terrígenos, agregados arcillosos o incluso esferulitos calcíticos (L-3-b y c).

Dolomicritas

Se presentan como nódulos decimétricos discontinuos de morfología lentejonar, incluidos en la microfacies de lutitas con intraclastos. Texturalmente están constituidas por cristales de dolomita de tamaño inferior a 3 μm (L-3-d) con porosidad secundaria en la que se observan rellenos de carbonato y cementos arcillosos. La existencia de pedotúbulos con pirolusita en sus paredes se interpreta como incipiente bioturbación.

Unidad II

Dentro de esta unidad se han diferenciado siete litofacies cuyas características litológicas y distribución granulométrica se muestran en las figuras 2 y 3a.

1. *Aleuritas arcillosas rojizas*

Se disponen en contacto neto sobre la litofacies de lutitas marrones de la Unidad I, ocasionalmente desplazadas por «slickensides». Se caracterizan por presentar frecuentes pedotúbulos con rellenos de terrígenos, clastos removilizados de la lutita infrayacente y cierta laminación lenticular debida a la existencia de pasadas de tonos verdosos donde se concentran detríticos de mayor granulometría. En la serie Y-2 destaca la existencia de rasgos de desecación con rellenos arcillosos y tinciones puntuales de manganeso.

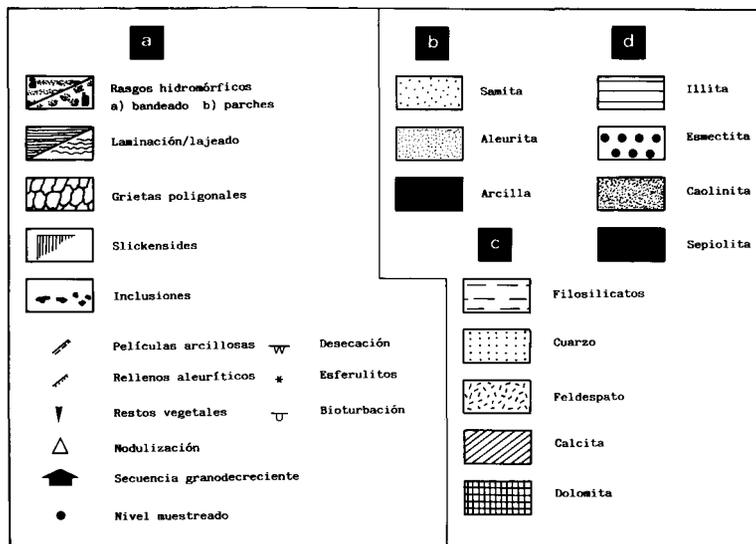
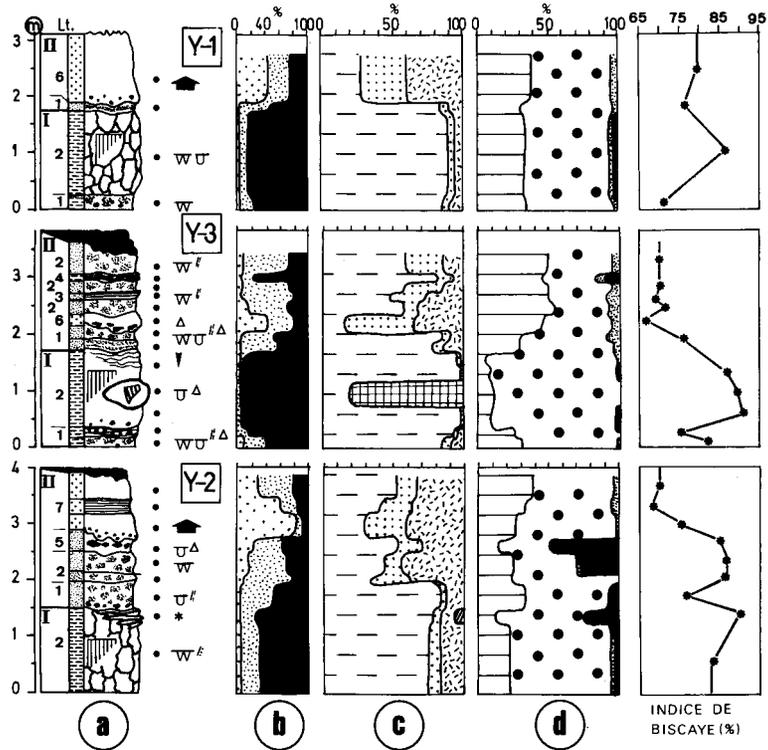


Fig. 2.—Resultados mineralógicos y texturales. a) Columnas litológicas. b) Distribución granulométrica. c) Mineralogía global. d) Mineralogía de la arcilla.

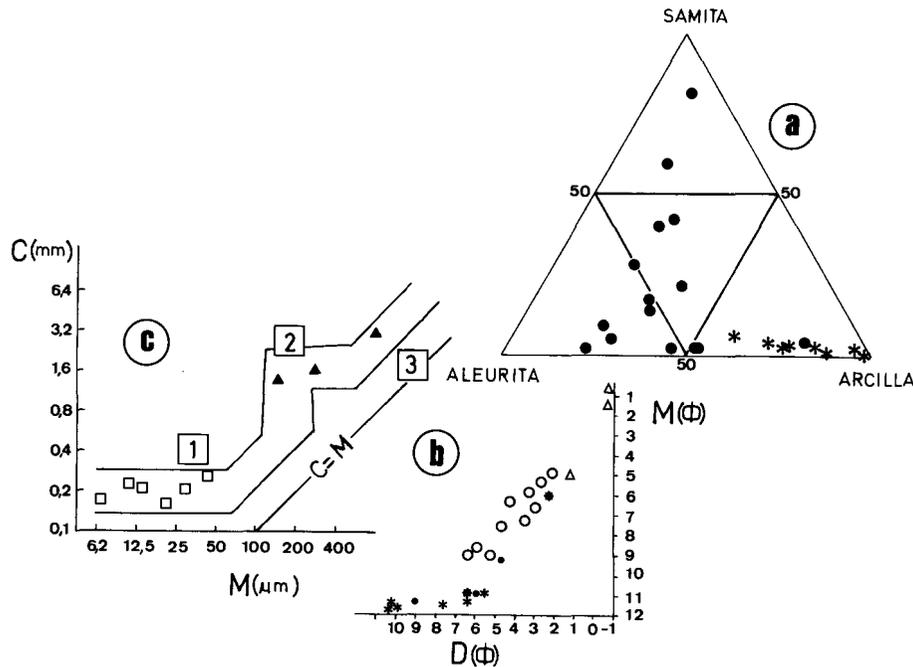


Fig. 3.—Aspectos granulométricos. a) Proyección triangular de las fracciones samita, aleurita y arcilla de muestras correspondientes a la Unidad I (*) y II (●). b) Diagrama decil-mediana. Lito-facies: I.1 (●), I.2 (*), II.1-II.4 (○), II.5-II.6 (*), II.7 (Δ). c) Diagrama de Passegga (C-M). Lito-facies: II.1-II.6 (□), II.7 (▲). 1) Suspensión homogénea. 2) Suspensión gradada y rodadura. 3) Rodadura.

Petrográficamente se ha observado cómo la aleurita puede pasar a episodios más lutíticos, que culminan en microniveles de acumulación de opacos (Fe, Mn) con rasgos de desecación y bioturbación, sobre los que, irregularmente y con removilización de clastos, se disponen intercalaciones de tonos claros con incremento notable en gránulos detríticos (cuarzo, feldespatos, biotita). En la pasta arcillosa se detectan fábricas masépicas y arcillas iluviales. A techo de esta facies predominan las texturas brechoides de desecación, con incremento notable en arcilla y oxihidróxidos de hierro y manganeso (L-4-a).

2. Aleuritas amarillentas a marrón rojizas

Muestran aspecto masivo y tonalidades que van de marrón amarillento a rojizo con parcheado verdoso de marmorización, destacando en Y-2 la existencia de rasgos de desecación y rellenos arcillosos.

El estudio petrográfico pone de manifiesto que los detríticos se disponen con esqueleto denso y mala selección, estando constituidos por cuarzo (mono y policristalino), feldespatos y biotita, con moscovita subordinada e indicios de circón. El contenido en oxihidróxidos de hierro y manganeso puede ser especialmente abundante en niveles con intensa marmorización. La bioturbación es acusada, habiéndose observado pedotúbulos con rellenos de terrígenos o de arcillas, en estos últimos con restos vegetales asociados (L-4-b). Esporádicamente se reconocen fábricas masépicas, pápulas y esferulitos calcíticos afectando a detríticos.

3. Aleuritas laminadas marrones

Se han observado en la serie Y-3 intercaladas entre aleuritas masivas, caracterizándose por su geometría tabular y laminación pa-

ralela a ligeramente cruzada. Texturalmente destaca la orientación de sus componentes laminares y la existencia de frecuentes arcillas iluviales con opacos y esferulitos de calcita dispersos.

4. Lutitas laminadas

Observables en la serie Y-3, se caracterizan por su tono crema verdoso, escasa potencia (centimétrica) y estructura laminada con intraclastos. Texturalmente destaca el carácter turbulento de la laminación que se amolda a morfologías intraclásticas redondeadas de varios tipos (L-4-c); así, unas presentan características similares a las de las aleuritas en las que se intercala con frecuentes terrígenos y esferulitos de calcita, por otra parte intraclastos más arcillosos y de aspecto más «limpio» sugieren removilización de la propia lutita laminada.

5. Lutitas aleurítico-samíticas

Solamente se han observado en la serie Y-2, caracterizándose por su aspecto masivo con inclusiones de morfologías subredondeadas de tonos más claros, que confieren aspecto noduloso y frecuentes terrígenos.

Petrográficamente la lutita muestra aspecto caótico debido a la actividad biológica (bioturbación), con frecuentes pedotúbulos y aspecto removilizado del material donde se incrementan notablemente los opacos. Destaca el elevado contenido de clastos samítico-aleuríticos mal seleccionados y en general angulosos a subredondeados, constituidos fundamentalmente por cuarzo, feldespatos (microclina, plagioclasas, pertitas) y micas, con indicios de turmalina y circón. Estos componentes detríticos se disponen con esqueleto quebrantado en el material arcilloso, adquiriendo empaquetado denso cuando rellenan pedotúbulos. En la pasta se han

observado fábricas esquelépicas, masépicas y vosépicas. Lo más destacable texturalmente es la existencia de arcillas que cementan fisuras subhorizontales o que se incluyen como «glébulas» en la masa aleurítico-arcillosa. Esta arcilla presenta un aspecto distinto, más limpio, mostrando cierta laminación ondulada y contacto difuso con la pasta (L-4-e).

6. *Samitas aleuríticas micáceas*

Constituida por samitas finas masivas de base erosiva con frecuentes micas que le confieren tono grisáceo, en la base pueden presentar tinciones negras de pirolusita con cierta continuidad lateral (L-4-d).

Texturalmente los componentes detríticos se disponen angulosos a subangulosos con mala selección y esqueleto denso, compuestos de feldespato, cuarzo y micas predominantemente biotíticas. Destaca la existencia de clastos aleurítico-arcillosos removilizados del nivel infrayacente, que parcialmente pasan a constituir la matriz de la samita. En zonas donde se detecta una mayor acumulación arcillosa es frecuente la presencia de «glébulas» esferoidales de opacos, que pueden unirse originando cementos que engloban detríticos.

7. *Samitas y samitas aleuríticas arcósicas*

Se han observado en Y-2 en contacto erosivo sobre la litofacies 1, estando constituidas por materiales detríticos masivos mal seleccionados en secuencias claramente granodecrecientes. Así, en la base se detectan cantos sefíticos asociados a samitas, muy sueltos, de tono amarillento a marrón claro, que evoluciona superiormente a materiales de tonalidades más oscuras, donde se incrementa la fracción aleurita y arcilla. Destaca el predominio de cuarzo y feldespatos y la práctica ausencia de minerales micáceos, especialmente en el episodio basal.

Mineralogía

Los resultados mineralógicos obtenidos se recogen en las figuras 2c y 2d para la fracción total y arcilla, respectivamente.

Unidad I

En la muestra total predominan los filosilicatos, con cuarzo y feldespatos subordinados, destacando además en la litofacies 2 (lutitas marrones) la existencia en escasa proporción de calcita asociada a inclusiones de esferulitos fibrorradiados así como de dolomita ($d_{104} = 2.883 \text{ \AA}$), componente principal en los nódulos dolomícricos asociados a la microfacies de lutitas con intraclastos.

La mineralogía de la arcilla pone de manifiesto dos asociaciones que coinciden con las litofacies diferenciadas.

1. Litofacies 1 (fig. 4a): Esmectita-illita (caolinita).
2. Litofacies 2 (figs. 4b, 4c y 4d): Esmectita-illita-sepiolita (caolinita).

En ambas asociaciones la esmectita es predominante, observándose los porcentajes más elevados y mejores cristalinidades en la litofacies 2, especialmente de la serie Y-3. El valor del parámetro d_{060} pone de manifiesto diferencias significativas en am-

bas litofacies; así, en las lutitas verdes es posible observar dos reflexiones a 1,522 y 1,490 \AA que indican la existencia de términos trioctaédricos y dioctaédricos, mientras que en las lutitas marrones destaca una sola reflexión, en general nítida, que corresponde exclusivamente a términos trioctaédricos (fig. 4), habiéndose caracterizado en un trabajo anterior como saponita (Pozo *et al.*, 1991).

La illita se presenta subordinada, con cristalinidades y relaciones Al/Fe+Mg variables (fig. 5), habiéndose observado sus contenidos mayores en la litofacies 1 y en las lutitas marrones de la serie Y-1 (figs. 4a y 4b).

Mineralógicamente, lo más destacable de la litofacies 2 es la presencia de sepiolita, frecuentemente a nivel de indicios y con escaso desarrollo (fig. 4b), pero que puede alcanzar contenidos importantes en las lutitas marrones lajeadas (fig. 4d). Este mineral se dispone como agregados de fibra corta que se desarrollan sobre superficies o bordes de esmectitas trioctaédricas (L-3-f) aunque también se ha observado más dispersa y con tamaños mayores, asociada a cristales euhédricos de dolomita en rellenos de porosidades secundarias en nódulos dolomícricos (L-3-d).

Finalmente, la caolinita se ha detectado en ambas litofacies en escasa proporción, incrementándose en aquellos niveles donde los contenidos en illita son mayores.

El estudio de los minerales pesados en la litofacies 1 muestra un cortejo donde predominan circón y granate, con turmalina y apatito subordinados y menor proporción de andalucita, estauroлита y hornblenda.

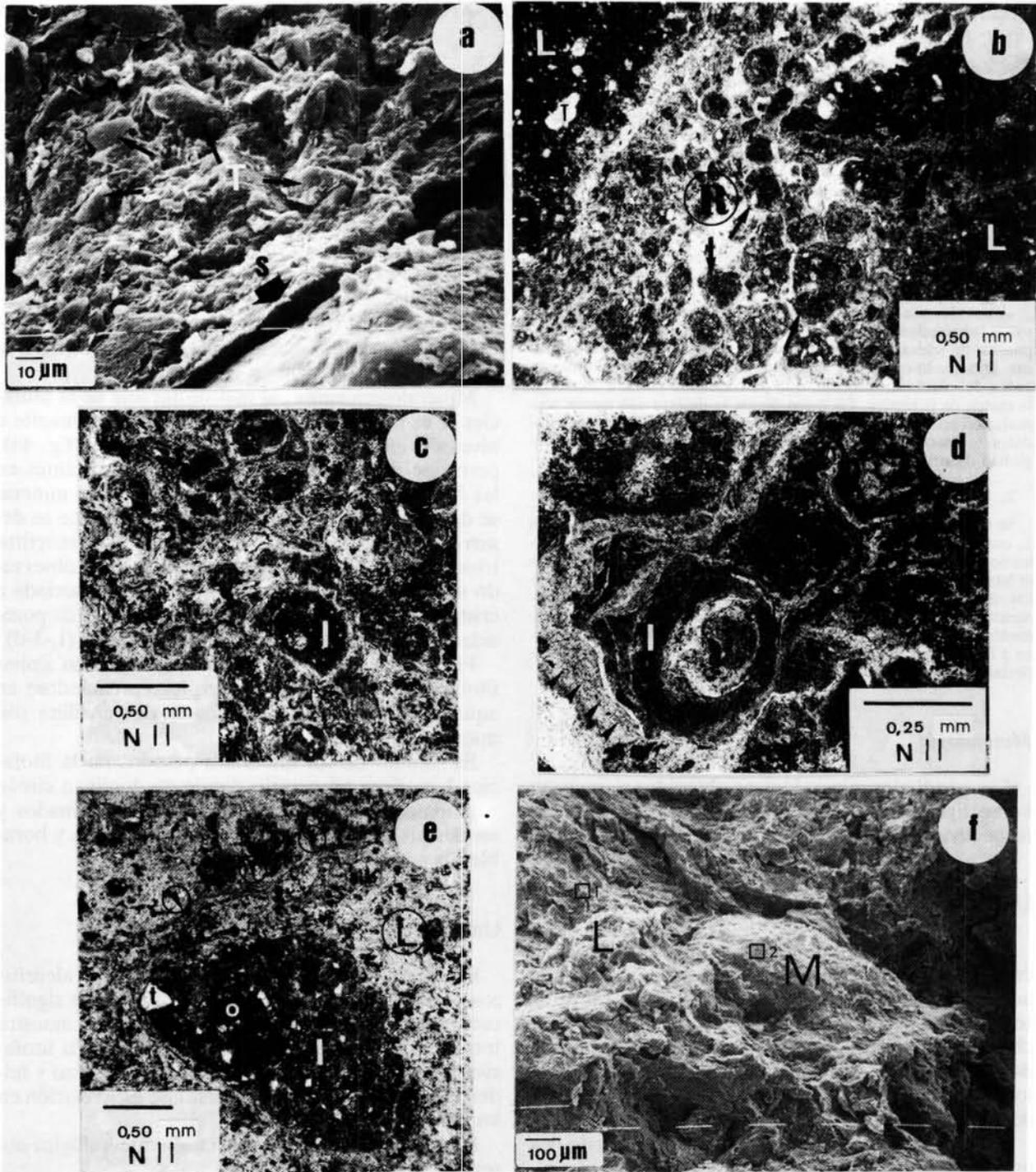
Unidad II

El estudio mineralógico de los materiales aleuríticos (Litofacies 1, 2 y 3) muestra diferencias significativas en la proporción de componentes en muestra total. Así, es de destacar que solamente en la litofacies 1 predominan los filosilicatos sobre cuarzo y feldespatos, igualándose o invirtiéndose esta relación en las 2 y 3.

En la fracción arcilla la asociación mineralógica observada es la siguiente:

Esmectita-illita-caolinita-sepiolita-(clorita).

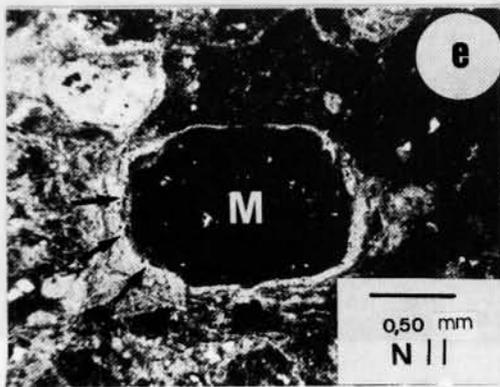
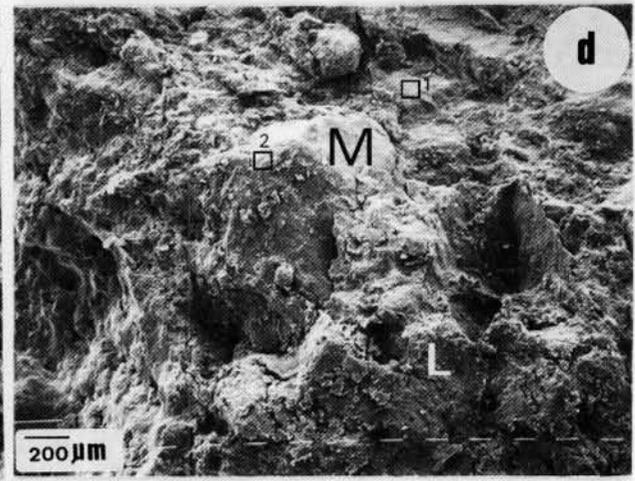
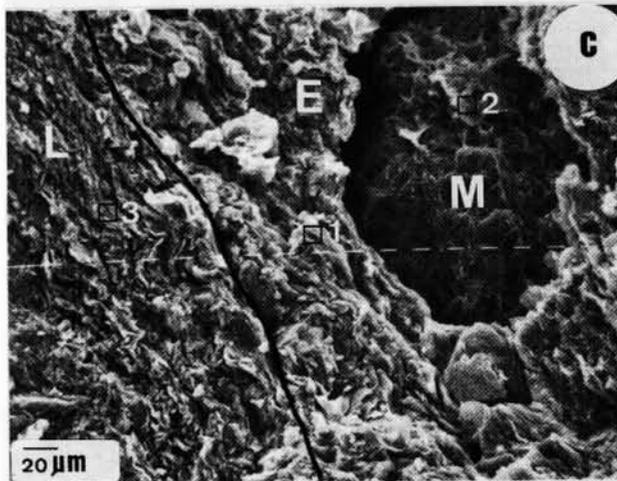
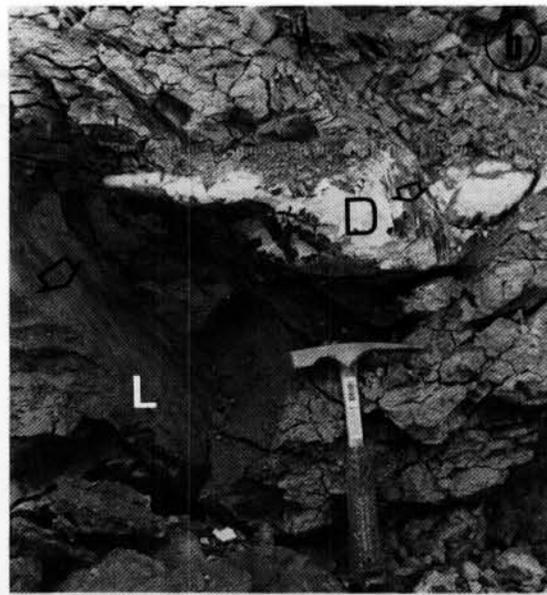
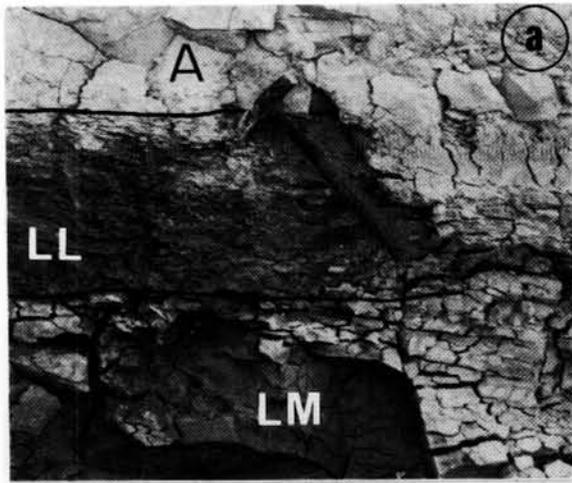
La esmectita es predominante en todos los niveles estudiados, especialmente en la litofacies 1 donde muestra además su mejor cristalinidad ($IB = 0,76$); inversamente, la illita se presenta en esta litofacies subordinada y con evidencia de degradación (picos abiertos en DRX), incrementando su contenido en la 2 y 3, donde muestra mejor cristalinidad y porcentajes similares a los de esmectita (fig. 4e). La caolinita, por su parte, es un mineral frecuente en la frac-



LAMINA 1

Unidad I

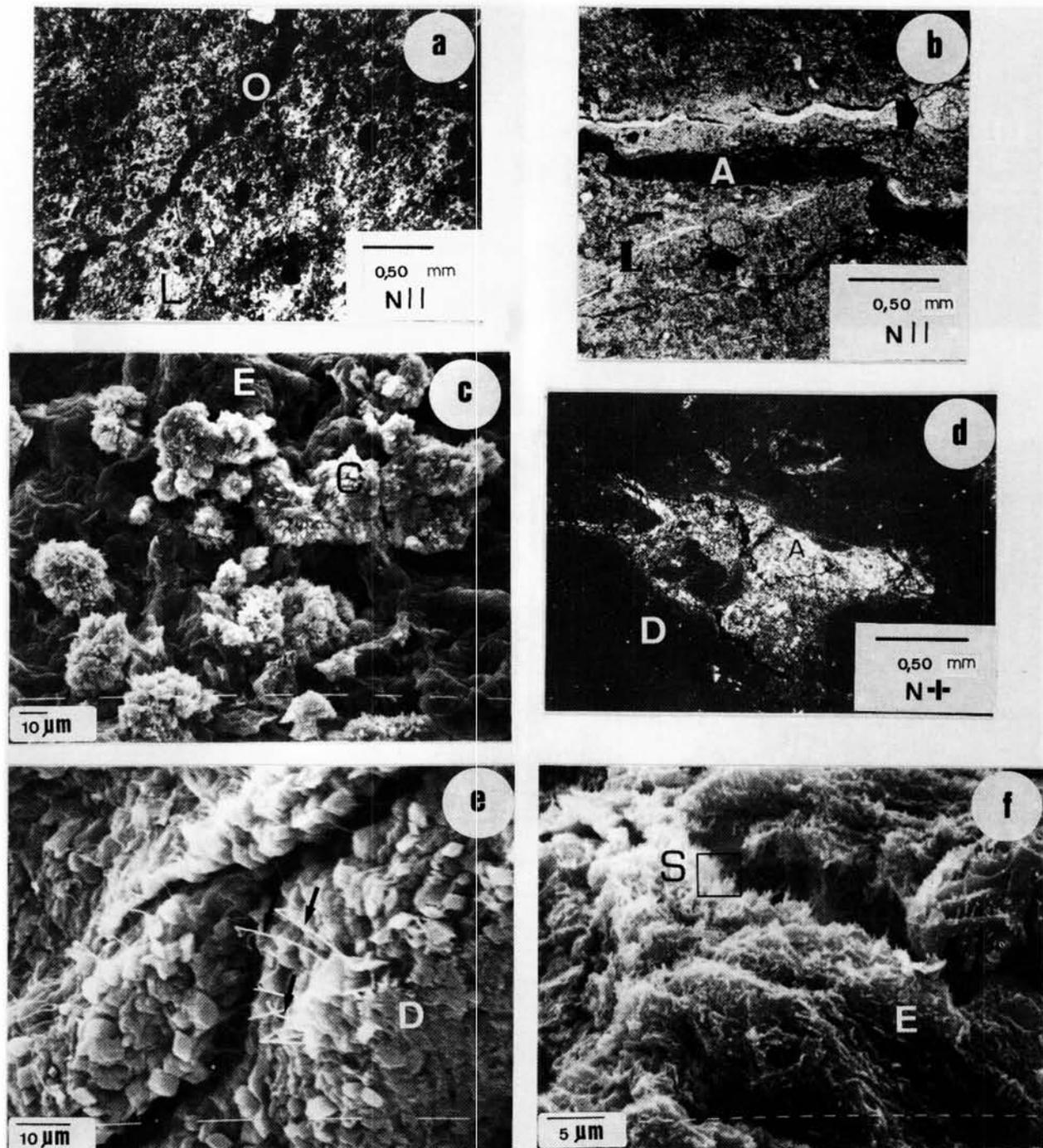
- a) Litofacies 1. Aspecto general en el que destaca el carácter arcilloso con frecuentes terrígenos dispersos (T) y pequeñas superficies de «slickensides» (S).
- b) Detalle de lutita (L) con terrígenos dispersos (T) y relleno (R) de morfologías intraclásticas redondeadas (flechas), en porosidad originada por bioturbación.
- c) Aspecto general de la microfacies laminada donde se observan morfologías intraclásticas redondeadas (I), sobre las que se amoldan láminas arcillosas posteriores.
- d) Detalle de las morfologías intraclásticas con envueltas (I) y de los cementos arcillosos (flechas).
- e) Detalle de intraclasto redondeado (I) conteniendo terrígenos (t) y opacos (o), incluido en lutita (L) que presenta laminación enfatizada por constituyentes geliformes (flechas).
- f) Morfología subredondeada arcillosa (M) incluida en la masa lutítica (L). Los cuadrados indican la posición de los análisis puntuales (EDAX) realizados. 1) Si/Mg = 3,18; Al/Mg = 1,26. 2) Si/Mg = 3,04; Al/Mg = 0,83.



LAMINA 2

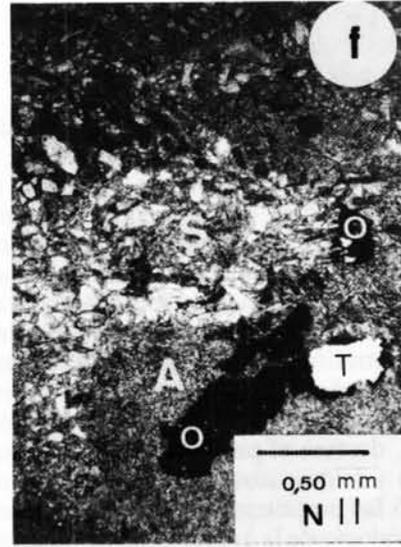
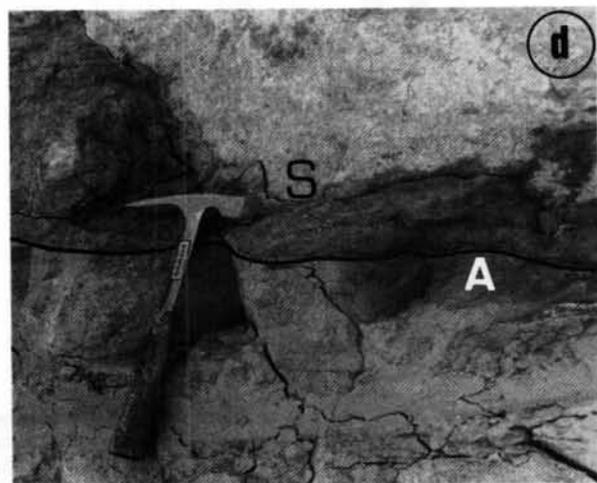
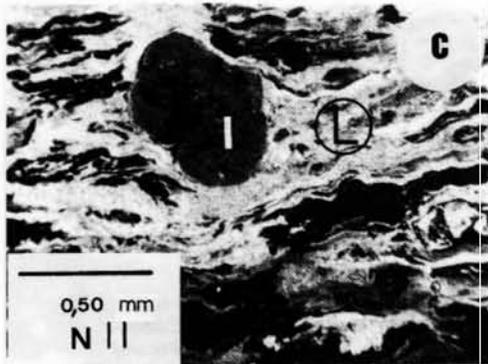
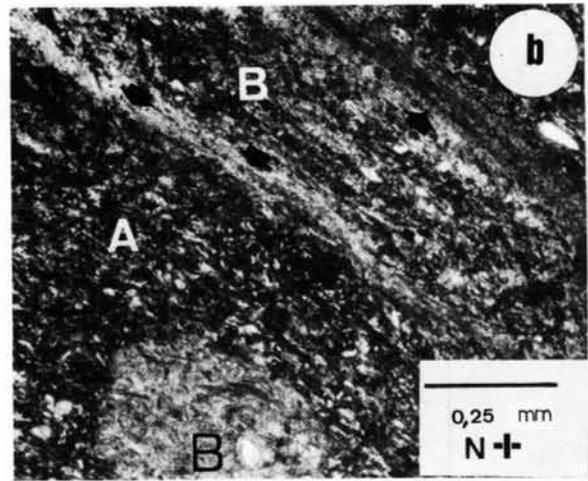
Unidad I

- a) Litofacies 2. Aspecto de campo del contacto entre lutitas masivas (LM) y laminares-lajeadas (LL), ambas pertenecientes al nivel bentonítico inferior explotable en Yuncos. Por encima se observa el contacto con materiales aleuríticos (A) (longitud del martillo 28 cm).
- b) Detalle de campo de los nódulos dolomíticos (D) incluidos en la litofacies bentonítica (L) de Y-3, destacando la existencia de «slickensides» que afectan tanto al material arcilloso como al carbonato (flechas).
- c) Detalle de morfología subredondeada (M) incluida en material esmectítico (E) y contacto con rellenos laminares aleuríticos (L) que rellenan grietas. Análisis puntual (EDAX). 1) Si/Mg = 2,39; Al/Mg = 0,29. 2) Si/Mg = 2,06; Al/Mg = 0,20. 3) Si/Mg = 6,50; Al/Mg = 2,12.
- d) Morfología intracrística (M) incluida en lutita con terrígenos dispersos (L). Análisis puntual (EDAX). 1) Si/Mg = 4,26; Al/Mg = 1,65. 2) Si/Mg = 5,17; Al/Mg = 1,23.
- e) Detalle de morfología intracrística (M) con abundante material translúcido y envueltas arcillosas (flechas).
- f) Aspecto general de lutita (L) con frecuentes morfologías subredondeadas (M) e indicios de terrígenos (T). Análisis puntual (EDAX). 1) Si/Mg = 1,7; Al/Mg = 0,40. 2) Si/Mg = 2,14; Al/Mg = 0,30.



LAMINA 3

- a) Aspecto general de morfologías subredondeadas incluidas en lutita saponítica (L) y restos orgánicos alargados opacos (o).
- b) Lutita laminada-lajeada (L) con intercalaciones laminares deformadas aleurítico-arcillosas (A) y esferulitos fibrorradiales de calcita (flechas).
- c) Detalle de agregados de calcita (C) en material saponítico (E) con morfologías que sugieren un precursor aragonítico.
- d) Porosidad con cementos arcillosos (A) y fragmentos carbonácicos en los nódulos dolomíticos (D).
- e) Aspecto euhédrico de la dolomita (D) en los nódulos dolomíticos, destacando la existencia de fibras de sepiolita que se disponen normales a la fisuración que cementan (flechas).
- f) Detalle de sepiolita de fibra corta (S), creciendo sobre bordes de saponita (E).



LAMINA 4

Unidad II

- a) Litofacies 1. Detalle de material detrítico fino (mudstone) con grietas de desecación rellenas (D) que afectan a alternancias finas de aleuritas (A) y lutitas con abundantes oxihidróxidos de hierro (O).
- b) Litofacies 2. Orientaciones de arcillas (flechas) asociadas a pedotúbulos (B) que afectan a materiales aleuríticos (A).
- c) Litofacies 4. Lutita con laminación turbulenta (L) que afecta a morfologías intraclásticas incluidas (I).
- d) Aspecto de campo del contacto entre materiales aleuríticos (A) de la litofacies 1 y niveles samíticos (S) con frecuentes biotitas y tinciones de manganeso en la base (S) (longitud del martillo 28 cm).
- e) Litofacies 5. Detalle de sepiolita en nódulos (N) o relleno de fisuras (F), con frecuentes opacos asociados (O).
- f) Contacto irregular entre materiales aleuríticos (A) y samitas (S), destacando la presencia de opacos (Fe-Mn) (O) que pueden englobar terrígenos (T).

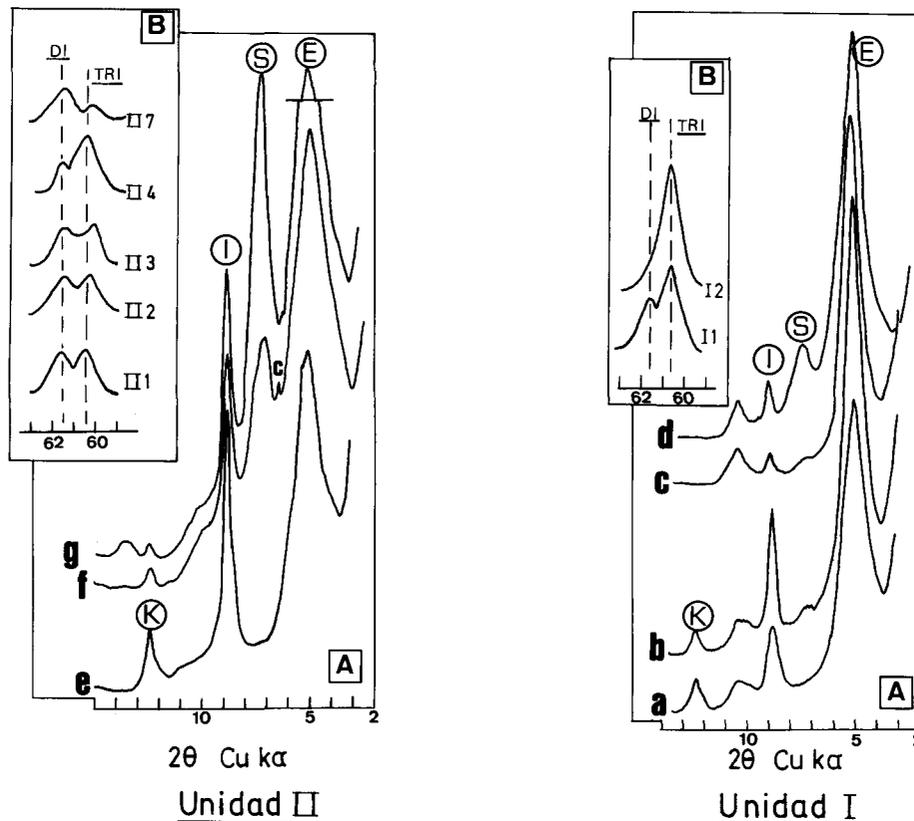


Fig. 4.—Diagramas de difracción de Rayos X característicos de los materiales estudiados (fracción arcilla). A) Muestras orientadas, homoionizadas con Mg^{2+} y solvatadas con etilenglicol. E: Esmectita; S: Sepiolita; I: Illita; K: Caolinita; C: Clorita. B) Diagramas parciales de polvo desorientado en el rango $59-63^\circ$, mostrando la posición de las reflexiones correspondiente al espaciado d_{060} en las diversas litofacies.

ción arcillosa de estos materiales en contenido inferior al 10 %. Finalmente, la sepiolita se ha detectado ocasionalmente, y en general a nivel de indicios, alcanzando porcentajes importantes en la litofacies 2 de la serie Y-2, donde además se han identificado trazas de clorita (fig. 4f). Ocasionalmente se ha observado en DRX la presencia de reflexiones en el rango 11-12 Å en muestras calcinadas, lo que se interpreta como interestratificados irregulares clorita-esmectita.

La mineralogía de los niveles lutíticos muestra una excelente correlación con los resultados granulométricos. Así, destaca el predominio de filosilicatos sobre cuarzo y feldespatos en la litofacies 4, mientras que en la 5 las proporciones son equivalentes.

La mineralogía de la arcilla pone de manifiesto dos asociaciones diferentes coincidentes con las litofacies lutíticas:

1. Litofacies 4: Illita-esmectita-(sepiolita-caolinita).
2. Litofacies 5: Sepiolita-esmectita-illita.

La sepiolita en elevado porcentaje es el componente predominante en las lutitas aleurítico-samíticas verdes (fig. 4g), estando presente también pero subordinada en las lutitas laminadas; en estas últimas illita y esmectita son los minerales mayoritarios, con caolinita en escasa proporción.

Los niveles más samíticos (litofacies 6 y 7) se caracterizan por el predominio de cuarzo y feldespatos sobre filosilicatos en la muestra total. En la fracción arcilla la asociación mineralógica está constituida por:

Esmectita-illita-caolinita.

Predominan la esmectita e illita, con caolinita subordinada en porcentajes que no superan el 10 %. La esmectita muestra cristalinidad muy variable que oscila entre $IB = 0,66$ a $0,85$, observándose los valores más altos en los niveles de granulometría más fina.

La medida del espaciado d_{060} de las diversas litofacies de esta unidad pone de manifiesta la coexis-

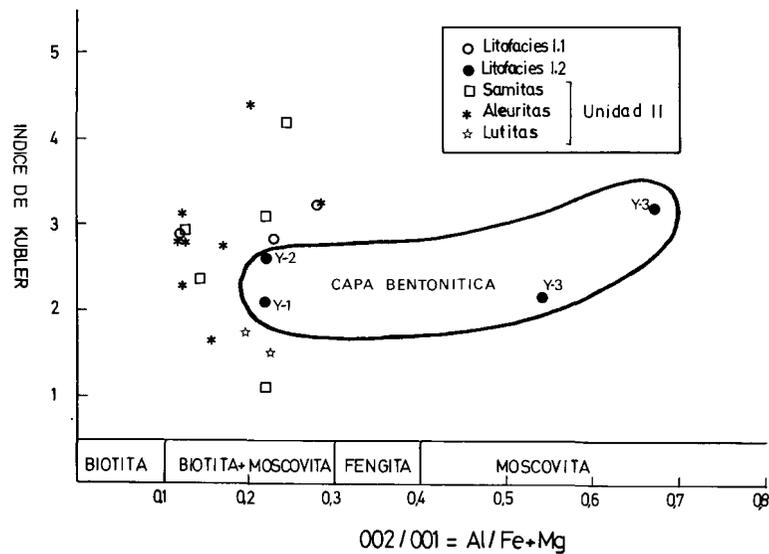


Fig. 5.—Relación cristalinidad-I002/I001 en illita (diagrama de Esquevin).

tencia de términos trioctaédricos y dioctaédricos, pero con diferencias significativas en los valores obtenidos. Así, en las litofacies 1 y 4 se observan dos reflexiones a 1,526 y 1,500 Å, mientras que en las restantes el término trioctaédrico se presenta a 1,532 Å, destacando en la litofacies 7 el predominio del componente dioctaédrico (fig. 4).

La variabilidad de la relación Al/Mg + Fe frente a cristalinidad de las illitas en las diferentes litofacies se muestra en la figura 5.

El estudio de los minerales pesados pone de manifiesto el predominio de biotita en todas las muestras estudiadas, siguiendo por orden de importancia apatito, turmalina y circón, y muy subordinados andalucita, granate y hornblenda. Los cortejos mineralógicos son muy similares en las litofacies pertenecientes a esta unidad, siendo las diferencias más significativas el incremento en andalucita y granate en la litofacies 7 y el menor contenido en apatito, circón y turmalina, minerales predominantes en las restantes.

Discusión

Evolución sedimentológica

Los resultados obtenidos permiten diferenciar, dentro de las unidades establecidas previamente, tres episodios que se relacionan con la dinámica de los medios sedimentarios implicados, donde los depósitos de lutitas bentónicas (saponitas) se sitúan en la

transición de ambientes lacustres marginales a depósitos distales de abanicos aluviales.

a) Episodio inferior

En las canteras estudiadas sólo se ha tenido acceso a los términos litológicos más altos de este episodio que constituyen la base de la Unidad I. Los materiales representativos son lutitas verdes (litofacies 1), interpretándose como sedimentos de llanura de fangos («mud flat») asociados a un margen lacustre con fluctuación de la lámina de agua, similar a los descritos en otras zonas transicionales de la cuenca (Brell *et al.*, 1985; Doval *et al.*, 1985; Alonso *et al.*, 1986; Calvo *et al.*, 1989). El carácter marginal de estos materiales se ve confirmado por la existencia de moteados hidromórficos y rasgos edáficos («glébulas», bioturbación, cutanes) especialmente acusados a techo de las litofacies, lo que pone de manifiesto un episodio de somerización con desarrollo de rasgos palustres controlados por la oscilación de una tabla de agua, todo ello indicativo de una etapa retractiva de la línea de costa lacustre.

Estratigráficamente la litofacies de arcillas verdes, escasamente representada en las canteras muestreadas, podría incluirse como techo de la «Formación arcillas rojas de La Sagra» (García *et al.*, 1990) o de la «Unidad evaporítica» de Mendiña (1988), ambas encuadradas en la «Unidad Inferior del Mioceno» diferenciada en la cuenca.

El carácter magnésico de la esmectita contrasta con

la asociación de minerales de la arcilla determinada por García *et al.* (*op. cit.*) en la «Formación arcillas rojas de La Sagra» en la que predomina la illita, y la esmectita es fundamentalmente dioctaédrica. Lo mencionado podría indicar que la base de la Unidad I diferenciada en este trabajo estaría constituida por litofacies equivalentes a las existentes en la base de los Cerros del Aguila y Magán («Formación de arcillas verdes» de García *et al.* (*op. cit.*)) donde predominan las esmectitas trioctaédricas de carácter saponítico (Galán *et al.*, 1986). Este hecho, de confirmarse en posteriores trabajos, corroboraría la relación cartográfica establecida por Martín Escorza *et al.* (1973) en la zona de Yuncos.

b) Episodio medio

Este episodio viene caracterizado por el tránsito en la vertical de la litofacies de lutitas verdes a lutitas marrones con intraclastos y laminación, lo que sugiere la sedimentación de materiales finos asociados a aguas con una hidroquímica distinta a la del margen lacustre y condiciones oxidantes. Por otra parte, la existencia de intraclastos redondeados del material infrayacente y el desarrollo de laminación turbulenta, indican episodios de removilización y encharcamiento somero, que justifican los frecuentes fenómenos de bioturbación presentes en este nivel. Este episodio parece corresponder a la entrada de aguas superficiales y sedimentos finos, como resultado de la progradación de los sistemas de abanicos aluviales (orla distal) procedentes del Sistema Central, lo que motiva una expansión del margen lacustre, cuyo máximo desarrollo viene definido por el techo de las lutitas bentoníticas (litofacies 2). La escasez de fracción aleurita y samita se interpreta como una sedimentación por decantación en condiciones de baja energía, donde los procesos de floculación de minerales de la arcilla, por cambio brusco de la salinidad, podrían ser responsables del enriquecimiento en constituyentes esmectíticos, menos afectados por dicho proceso que illita o caolinita (Whitehouse *et al.*, 1960; Meade, 1972; Hyne *et al.*, 1979).

El estudio petrográfico y mineralógico de estas lutitas indica que la litofacies bentonítica no es homogénea, variando sus características en función de la posición espacial, tal y como se deduce de los resultados obtenidos, interpretándose como más próxima a los aportes aluviales la serie Y-1, donde la lutita bentonítica muestra frecuentes intraclastos, bioturbación y terrígenos dispersos. El depósito más distal correspondería a la serie Y-3, caracterizada por el elevado contenido en saponita y su alta cristalinidad, con nódulos dolomicrocíticos y escasez de terrígenos, donde el tono verdoso y la existencia de restos orgá-

nicos marcando una incipiente laminación indican depósito en un medio reductor con encharcamiento somero prolongado. Una situación intermedia se observa en la serie Y-2 donde la lutita en sí apenas contiene terrígenos dispersos, sino asociados al relleno de grietas de desecación, guardando similitud, por tanto con la lutita de Y-3 pero sometida a exposición-desecación con relleno posterior de detríticos en la porosidad secundaria desarrollada, rasgos similares a los descritos por Rust y Nanson (1989) para los paleovertisoles. A techo de este episodio, aunque de forma no generalizada (serie Y-2), se detectan zonas lajeadas-laminadas, que sugieren encharcamiento somero y desecación previos a la invasión de los aportes aleurítico-samíticos de la Unidad II.

c) Episodio Superior

El paso a la Unidad II pone de manifiesto un cambio sustancial en las condiciones energéticas de sedimentación, lo cual se refleja en un incremento notable en fracción aleurita y samita, resultado de la progradación de facies distales de abanicos aluviales, que con acción moderadamente erosiva, invaden las áreas encharcadas o desecadas del episodio anterior, con removilización parcial del mismo. En este episodio los depósitos aluviales, fundamentalmente aleuríticos, quedan somerizados con facilidad y sometidos a procesos edafogénicos, como ponen de manifiesto los frecuentes rasgos de bioturbación, desecación, hidromorfismo e iluviación. Esto indica la existencia de alternancias estacionales contrastadas, donde la actuación de un nivel freático oscilante controla el quimismo de las aguas intersticiales en los materiales detríticos, interpretándose como paleosuelos hidromórficos (Buurman, 1975; Retallack, 1988). Ocasionalmente se observa la irrupción de los materiales más samíticos que removilizan las facies aleuríticas tanto en depósitos acanalados como en capas («sheet sands»), lo que indicaría reactivación de los dispositivos de transporte-sedimentación aluvial.

Granulométricamente se observa cómo existe una tendencia hacia tamaños más finos en Y-3, alternancias con episodios más groseros en Y-2 y los valores más altos de M-D en Y-1 (fig. 3b). El empleo del diagrama de Passega (1964) ha permitido diferenciar poblaciones con características hidrodinámicas distintas (fig. 3c), poniendo de manifiesto que las muestras detríticas estudiadas se encuadran en un régimen de suspensión homogénea correspondiente a un medio de baja energía, excepto en la litofacies 7, que corresponde a suspensión gradada y rodadura lo que indica condiciones energéticas mayores (relleno de canales).

Referente al origen de los aportes, la mineralogía

de pesados señala una procedencia del Sistema Central, caracterizada por el cortejo apatito-circón-turmalina, junto a otros minerales que indican mezcla de áreas fuente ígneas y metamórficas. El ligero incremento en minerales metamórficos (granate, andalucita) en los depósitos más recientes (litofacies 7), concuerda con los resultados obtenidos por Fort (1986) en el estudio de materiales detríticos arcósicos próximos a la sierra, registrando, además, una asociación de minerales pesados similar a la recogida en este trabajo.

Paleogeográficamente se infiere que los aportes de los abanicos aluviales progradan por la columna Y-1, dejando sus depósitos más distales en Y-2 e Y-3 lo que coincide con las direcciones de aporte (NO-SE) propuestos en la bibliografía (Hoyos *et al.*, 1985; Calvo *et al.*, 1989).

De los resultados mineralógicos se deduce la existencia de aguas intersticiales básicas ricas en sílice y magnesio que justifican la existencia de sepiolita que, ocasionalmente en proporción importante, aparece asociada a facies aleuríticas marmorizadas o diferenciándose en niveles más arcillosos laminares o masivos, donde se presenta como nódulos postsedimentarios, tal y como se ha constatado petrográficamente (L-4-e). Esta relación entre sepiolita y encharcamientos efímeros al pie de depósitos aluviales arcósicos en la cuenca, ha sido observada por diversos autores (Megías *et al.*, 1982; Galán y Castillo, 1984; Alonso *et al.*, 1986).

Interpretación de los carbonatos

Destaca en las facies estudiadas la escasez de carbonatos, que quedan reducidos a esferulitos calcíticos (ooides) y nódulos dolomíticos en el episodio medio. Los esferulitos, con tamaños inferiores a 2 mm y disposición fibrorradial, presentan evidencias de haberse originado posteriormente a la deposición de material lutítico (nucleación sobre terrígenos) intrasedimentariamente. La morfología de estos agregados muestra, tanto petrográficamente como en observaciones con MEB (L-3-b y c), gran similitud con la del aragonito. Esto podría implicar la inversión polimórfica del aragonito original, formado en un medio rico en Mg^{2+} (Muller *et al.*, 1972; Devey y Ehlmann, 1981; Lippman, 1982), hacia calcita (LMC), como resultado posterior de procesos diagenéticos meteóricos (Smart *et al.*, 1988). Esta interpretación es coherente con el material saponítico en el que se encuentran englobados y con la sucesión de eventos sedimentológicos observables en la zona.

Los nódulos dolomíticos posiblemente tuvieron en su origen composición calcítica, formándose postsedimentariamente en depósitos finos de las facies

distales aluviales. De ser así, los nódulos calcíticos estarían inicialmente incluidos en lutitas heredadas y la acción del magnesio responsable de la formación de saponita también lo sería del proceso de dolomitización. Nódulos dolomíticos similares, asociados a facies de transición con arcillas magnésicas en otros puntos de la cuenca, han sido citados por Alonso *et al.* (1986) y Calvo *et al.* (1989) como correspondientes a facies lacustres marginales, interpretándolos como perfiles de calcretas sometidos a la acción de aguas ricas en magnesio.

La gran abundancia de magnesio en el medio donde se origina esta dolomita viene corroborada además por las características cristal químicas observadas. Así, la medida precisa de espaciado $d_{104} = 2,883 \text{ \AA}$ y la aplicación de la ecuación de Lumsden (1979) ponen de manifiesto que la dolomita estudiada está próxima a la estequiometría, con ligero exceso de magnesio (49 % CO_3Ca), lo cual contrasta con la mayoría de las dolomitas sedimentarias, donde la no estequiometría se debe al exceso de calcio (Last, 1990). Por otra parte este carbonato muestra, además, ordenamiento moderado, según se deduce de su relación $I_{015}/I_{110} = 0,6$ (Hardy y Tucker, 1989).

Génesis de las arcillas magnésicas

Saponita

En la Cuenca de Madrid la génesis de saponita se ha interpretado como autigénica, por transformación de esmectitas dioctaédricas heredadas de la serie beidellita-montmorillonita depositadas en facies distales de abanicos aluviales, cuyo origen estaría en la alteración de feldespatos y micas (Leguey *et al.*, 1984; Galán y Castillo, 1984; Doval *et al.*, 1985). Los resultados obtenidos por Pozo *et al.* (1987) confirman este proceso de transformación, al observar en facies de margen lacustre de la cuenca, el paso en la vertical de aportes detríticos conteniendo beidellita a niveles lutíticos con rasgos de somerización donde la esmectita predominante es saponita. Un proceso similar de transformación de esmectitas dioctaédricas a trioctaédricas, en un medio con pH alto y abundante magnesio, ha sido citado para la formación de estevensita en depósitos antiguos (Dyini, 1976; Trauth, 1977) y actuales (Jones y Weir, 1983; Jones, 1986).

En nuestra zona de estudio, la existencia de un margen lacustre con elevado contenido en Mg y pH alto, así como la existencia de depósitos detríticos finos que aportan minerales heredados y aguas cargadas en sílice al atravesar los depósitos arcósicos, se ajusta bastante a las condiciones termoquímicas pro-

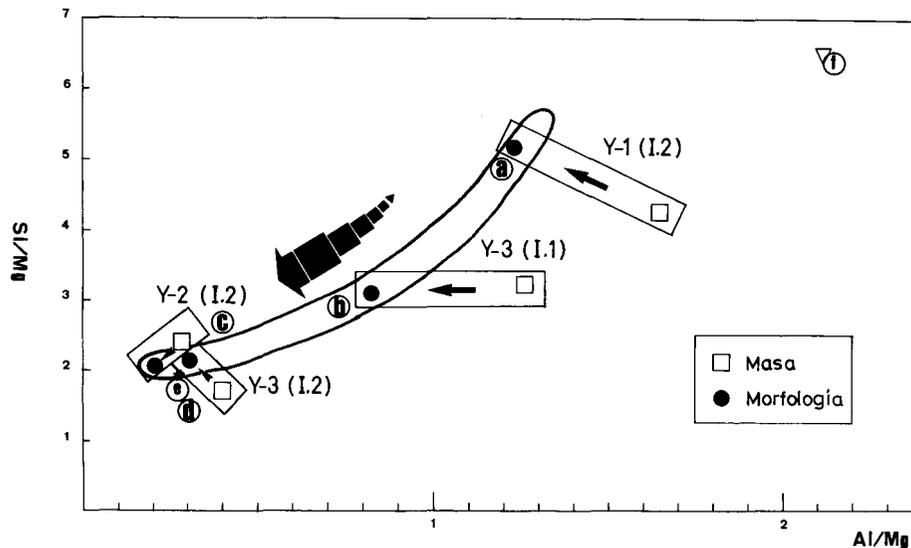


Fig. 6.—Diagrama comparativo de las relaciones Si/Mg en muestras de bentonitas de las diversas series estudiadas (a, b, c, d) obtenidas por MEB-EDAX. Se han proyectado también los análisis correspondientes a muestras lajeadas (e) y de rellenos aleuríticos en grietas de desecación (f), ambas de la serie Y-2.

pias para la transformación beidellita-saponita anteriormente mencionada (Tardy, 1982). Si admitimos que este proceso ha sido el responsable de la génesis de la saponita de Yuncos, se infiere que esta transformación se ha realizado en su totalidad, puesto que no se detectan esmectitas dioctaédricas en la litofacies bentonítica.

Con el objetivo de dilucidar la homogeneidad de los depósitos bentoníticos y determinar en qué medida han podido intervenir procesos de neoformación, se han estudiado mediante MEB-EDAX las relaciones Si/Mg y Al/Mg en la masa y en morfologías frecuentemente incluidas en la capa bentonítica de las tres series estudiadas.

Los resultados (fig. 6) ponen de manifiesto la existencia de una zonación en la que los contenidos más elevados en magnesio y menores en aluminio se observan en las series Y-2 e Y-3, mientras que Y-1 muestra la relación Al/Mg más alta. Esto último se puede interpretar como que la esmectita trioctaédrica está asociada a otros minerales ricos en aluminio o a una transformación incompleta del precursor dioctaédrico, si bien criterios mineralógicos parecen confirmar lo primero. El estudio de las morfologías en los niveles bentoníticos muestra, en todos los casos, un descenso notable en la proporción de aluminio y enriquecimiento en magnesio y sílice cuando se comparan con la masa arcillosa en la que se encuentran incluidos. Esta diferencia en el quimismo de la masa bentonítica y de las morfologías asociadas se interpreta como resultado de procesos de neoforma-

ción de la saponita por precipitación en condiciones similares a las observadas experimentalmente por Harder (1972) y Decarreau (1980, 1981), lo que es corroborado por la existencia en estas morfologías de fábricas en «panal de abeja» características de este proceso (L-2-c).

Lo anteriormente mencionado indica que el proceso de «saponitización» con participación activa del magnesio en una etapa diagenética temprana se propicia más en zonas encharcadas bajo lámina de agua que en marginales, lo que coincide con la distribución espacial basada en criterios sedimentológicos y con la cristalinidad y pureza de las muestras estudiadas.

La existencia en la litofacies saponítica de grietas de desecación con rellenos aleuríticos, nodulización, «slickensides» y desarrollo de morfologías mamelonares a techo, sugiere que este material evoluciona posteriormente como un paleovertisol sometido periódicamente a episodios de humectación-desecación.

Sepiolita

La sepiolita, en general en baja proporción en los materiales estudiados, se presenta en los niveles saponíticos con dos texturas diferentes, que ponen de manifiesto una génesis posterior:

1. Recubriendo con fibras cortas (2 μ m) láminas esmectíticas, que se interpretan como resultado de

un mecanismo de disolución-precipitación (Khoury *et al.*, 1982; Leguey *et al.*, 1989a).

2. Cementando entre planos en lutitas lajeadas o incipientemente en rellenos de perforaciones en nódulos dolomíticos donde el tamaño de fibra es mayor (10 μm). En este caso se infiere un mecanismo de recristalización de geles sílico-magnésicos (Leguey *et al.*, 1984; Pozo *et al.*, 1990).

En las litofacies detríticas (episodio superior) la sepiolita se dispone dispersa o en nódulos asociada a esmectitas trioctaédricas y minerales heredados especialmente en los niveles más lutíticos. En encharcamientos locales somerizados actuarían los dos mecanismos mencionados anteriormente, originando varias generaciones de sepiolita, hecho observado frecuentemente en el estudio textural de facies sepiolíticas de la Cuenca de Madrid (Leguey *et al.*, 1985, 1987, 1989b).

En las series estudiadas, la sepiolita presenta su mejor desarrollo en la serie Y-2, donde la capa bentonítica muestra claras evidencias de exposición subaérea, ligándose el desarrollo del mineral fibroso a un cambio brusco en la salinidad-basacidad de las aguas intersticiales, que en la serie mencionada se constata por la existencia de detríticos rellenando grietas de desecación. Esta dependencia de la salinidad para la formación de sepiolita ha sido puesta de manifiesto en lagos salinos actuales por Darragi y Tardy (1987). Así, la génesis de sepiolita en ambientes lacustres con esmectitas trioctaédricas se ha relacionado con una brusca disminución de la salinidad del medio (Khoury *et al.*, 1982; Hay *et al.*, 1986; Martín de Vidales *et al.*, 1988), que permita la existencia de unas condiciones termoquímicas y cinéticas apropiadas para la formación de este mineral: pH intermedio (8-9,5), salinidad intermedia a moderada y relaciones Mg + Si/Al elevadas (Jones y Galán, 1988).

Conclusiones

En el sector de Yuncos el tránsito entre depósitos lacustres de «mud flat» (episodio inferior) y facies distales de abanicos aluviales (episodio superior), viene caracterizado por una facies bentonítica rica en saponita (episodio medio), objeto de explotación.

La asociación mineralógica de la bentonita de Yuncos es la siguiente: Saponita-Illita (\pm sepiolita \pm caolinita) \pm cuarzo \pm feldespato \pm dolomita \pm calcita.

La saponita es el mineral predominante con porcentajes que oscilan entre el 60 y 90 % y cristalinidades superiores a 0,85.

La bentonita no es homogénea, observándose una relación entre contenido en saponita y proporción de minerales heredados según la posición paleogeográfica

de las series, con una distribución que coincide con las direcciones de aporte de los materiales detríticos del Sistema Central. El depósito sería de encharcamiento, somero, sometido a condiciones crecientes de basicidad y salinidad, donde además de saponita tiene lugar la formación de ooides de aragonito y procesos de dolomitización. La progresiva somerización del episodio bentonítico justifica la facilidad con la que se desarrollan rasgos paleoedáficos vérticos en las zonas con mayor grado de exposición.

La saponita se interpreta como resultado de un proceso de transformación (saponitización) de minerales de la arcilla heredados (beidellita-montmorillonita), con participación de procesos de neoformación.

La presencia de sepiolita, indica una disminución en las condiciones de salinidad con una hidroquímica rica en sílice asociada a la progradación de los sistemas aluviales. Las etapas de exposición en materiales sometidos a hidromorfismo, serían responsables de la formación de sepiolita en bordes inestables de esmectitas trioctaédricas y/o como resultado de la recristalización de geles sílico-magnésicos.

Los episodios diferenciados en el yacimiento saponítico de Yuncos ponen de manifiesto la dependencia genética de los silicatos magnésicos, respecto de la salinidad y disponibilidad de sílice y magnesio, en secuencias de encharcamiento-somerización, con un endulzamiento progresivo en la hidroquímica de las aguas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto de investigación «Ambientes sedimentarios y diagenéticos de rocas silíceas» subvencionado por la CICYT (PB87-0264).

Agradecemos al Dr. J. A. Medina su colaboración en la realización de las fotos de MEB y análisis EDAX. Asimismo nuestro reconocimiento a los Sres. J. M. Teodoro, L. Nanclares y F. Martínez, de la Compañía Minas de Gador, S.A., por las facilidades recibidas en los muestreos a pie de cantera.

Referencias

- Alberdi, M. T.; Hoyos, M.; Junco, F.; López Martínez, N.; Morales, J.; Sese, C. y Soria, D. (1983). Bioestratigraphie et évolution sédimentaire de l'aire de Madrid. *Colloquium Mediterranean Neogene Continental Paleoenvironments and Paleoclimatic Evolution*. Montpellier, Avril, págs. 18-23.
- Alonso, 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 de Jarama (Madrid). *Estudios Geol.*, 42, 79-101.
- Barahona, E. (1974). *Arcillas de ladrillería de las Provincias de Granada: Evaluación de algunos Ensayos de Materias Primas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 309 págs.
- Biscaye, P. E. (1965). Mineralogy and sedimentation of re-

- cent deep-sea clays in the Atlantic and adjacent seas and oceans. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 803-832.
- Brell, J. M.; Doval, M. y Carames, M. (1985). Clay Mineral Distribution in the Evaporitic Miocene Sediments of the Tajo Basin, Spain. *Miner. Petrogr.*, Acta 29-A, 267-276.
- Brewer, R. (1976). *Fabric and mineral analysis of soils*. R. E. Krieger Publ. Co., Huntington, Nueva York, 482 págs.
- Buurman, P. (1975). Possibilities of paleopedology. *Sedimentology*, 22, 289-298.
- Calvo, J. P.; Alonso, A. M. y García del Cura, M. A. (1989). Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 70, 199-214.
- Cuevas, J. (1990). *Caracterización de esmectitas magnésicas de la cuenca de Madrid como materiales de sellado: ensayos de alteración hidrotermal*. Tesis Doctoral, UAM, 357 págs. (inédita).
- Darragi, F. y Tardy, Y. (1987). Authigenic trioctahedral smectites controlling pH, alkalinity, silica and magnesium concentrations in alkaline lakes. *Chemical Geol.*, 63, 59-72.
- Decarreau, A. (1980). Cristallogénese expérimentale des smectites magnésiennes: hectorite, stévensite. *Bull. Min.*, 103, 579-590.
- Decarreau, A. (1981). Cristallogénese á basse température de smectites trioctédriques par vieillissement de coprécipités silicométalliques de fórmula $(Si_{4-x})M_3O_{10} \cdot nH_2O$. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 292, 61-64.
- Despraires, A. (1983). Relation entre le parametre b des smectites et leur contenu en fer et magnesium. Application a l'étude des sédiments. *Clay Miner.*, 18, 165-175.
- Devey, D. M. y Ehlmann, A. J. (1981). Morphological changes in a series of synthetic Mg-calcites. *Am. Miner.*, 66, 592-595.
- Doval, M.; García Santiago, P.; Domínguez, M. C. y Brell, J. M. (1985). Mineralogía de las arcillas de las facies evaporíticas de la cuenca del Tajo. *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 8, 257-269.
- Doval, M.; Calvo, J. P.; Brell, J. M. y Jones, B. F. (1986). Clay Mineralogy of the Madrid Basin: comparison with other lacustrine closed basins (abst.). *Symp. on Geochem. of Earth Surf. Process. Min. Formation*. Granada, 188-189.
- Dyni, J. R. (1976). Trioctahedral smectite in the Green River Formation, Duchesne County, Utah. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 967, 1-14.
- Esquevin, J. (1969). Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA*, 3, 147-154.
- Fort, R. (1986). Análisis mineralógico de la fracción pesada en los sedimentos detríticos terciarios próximos a Colmenar Viejo (Madrid). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 9, 273-281.
- Galán, E. (1979). The fibrous clay minerals in Spain. *VIII. Conf. Clay Min. and Petr.*, Teplice, 239-249.
- Galán, E. y Castillo, A. (1984). Sepiolite-Palygorskite in Spanish Tertiary Basins: Genetical patterns in continental environments. En: *Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Use*. A. Singer y E. Galán (eds.), *Developments in Sedimentology*, 37, 87-124, Elsevier.
- 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, E.; Doval, M.; Brell, J. M. y Perruchot, A. (1988). Procesos diagenéticos en las arcillas de la región de La Sagra (cuenca del Tajo). *Bol. Geol. Min.*, 99, 958-974.
- García, 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). *Bol. Geol. Min.*, 101, 945-956.
- Grim, R. E. y Güven, N. (1978). *Bentonites. Geology, Mineralogy, Properties and Uses*. Elsevier, Amsterdam, 253 págs.
- Harder, H. (1972). The role of magnesium in the formation of smectite minerals. *Chem. Geol.*, 10, 31-39.
- Hardy, R. y Tucker, M. E. (1988). X-ray Diffraction. En: *Techniques in Sedimentology*. M. E. Tucker (ed.), 191-228, Blackwells, Oxford.
- Hay, R. L.; Pexton, R. E.; Teague, 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. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1488-1503.
- Hoyos, M.; Junco, F.; Plaza, J. M.; Ramírez, A. y Ruiz, J. (1985). El Mioceno de Madrid. En: *Geología y Paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid*. M. T. Alberti (coord.), CSIC, 9-16.
- Huertas, F.; Linares, J. y Martín Vivaldi, J. L. (1974). Minerales fibrosos en cuencas sedimentarias españolas. II. Cuencas del Guadalquivir, Ebro y Depresión de Granada. III. Consideraciones genéticas. *Estudios Geol.*, 30, 359-366.
- Hyne, N. J.; Laidig, L. W. y Cooper, W. A. (1979). Prodelta sedimentation on a lacustrine delta by clay mineral flocculation. *J. Sed. Petrol.*, 49, 1209-1216.
- Jones, B. F. (1986). Clay Mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1578, 291-300.
- Jones, B. F. y Weir, A. H. (1983). Clay minerals of Lake Abert, an alkaline, saline lake. *Clays & Clay Miner.*, 31, 161-172.
- Jones, B. F. y Galán, E. (1988). Sepiolite and Palygorskite. En: *Hydrous Phyllosilicates*. S. W. Bailey (ed.), *Reviews in Mineralogy*, 19, Mineralogical Society of America, 631-674.
- Junco, F. y Calvo, J. P. (1983). Cuenca de Madrid. En: *Geología de España*, Tomo II, IGME, págs. 534-543.
- Khoury, H. H.; Eberl, D. D. y Jones, B. F. (1982). Origin of magnesium clays from the Amargosa desert, Nevada. *Clays & Clay Miner.*, 30, 327-336.
- Kubler, D. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Cent. Rech. Pau SNPA*, 2, 385-397.
- Last, W. M. (1990). Lacustrine dolomite. An overview of modern, Holocene and Pleistocene occurrences. *Earth-Sci. Reviews*, 27, 221-263.
- Leguey, S.; Ordóñez, S.; García del Cura, M. A. y Medina, J. A. (1984). Estudio geoquímico y mineralógico de las facies arcósicas distales de la cuenca de Madrid. *I Congreso Español de Geología*, T-II, 355-371.
- Leguey, S.; Pozo, M. y Medina, J. A. (1985). Polygenesis of Sepiolite and Palygorskite in a Fluvio-lacustrine Environment in the Neogene Basin of Madrid. *Miner. Petrogr.*, Acta 29-A, 287-301.
- Leguey, S.; Pozo, M.; Medina, J. A. y Vigil, R. (1987). Evolution of paleosols with sepiolite development in the Madrid basin (Spain). *Summaries-proceedings of the*

- Sixth Meeting of the European Clay Groups*, Sevilla (Spain), 335-337.
- Leguey, S.; Pozo, M. y Medina, J. A. (1989a). Paleosuelos de sepiolita en el Neógeno de la cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 45, 279-291.
- Leguey, S.; Pozo, M. y Medina, J. A. (1989b). Secondary sepiolite génesis related to paleopedological episodes in «The Madrid Neogene Basin». *AIPEA 9th Int. Conference Abstracts. Strasbourg* (Francia), pág. 228.
- Lippman, F. (1982). Nucleation and polymorphic precipitation of carbonate minerals. *Estudios Geol.*, 38, 99-208.
- Lumsden, D. N. (1979). Discrepancy between thin section and X-ray estimates of dolomite in limestone. *J. Sed. Petrol.*, 49, 429-436.
- MacManus, J. (1988). Grain-size determination and interpretation. En: *Techniques in Sedimentology*. M. E. Tucker (ed.), 63-85, Blackwell, Sci. Publ., Oxford.
- Martín de Vidales, J. L.; Pozo, M.; Medina, J. M. y Leguey, S. (1988). Formación de sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquivias (cuenca de Madrid). *Estudios Geol.*, 44, 7-18.
- 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 Miner.*, 26, 329-342.
- Martín Escorza, C.; Carbó, A. y González Urbanell, A. (1973). Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante al Norte de Toledo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 71, 167-182.
- Meade, R. H. (1972). Transport and deposition of sediments in estuaries. En: *Environmental framework of Coastal Plain Estuaries*. V. W. Nelson (ed.), *Geol. Soc. Am. Mem.*, 133, 87-111.
- Megías, A. G.; Leguey, S. y Ordóñez, S. (1982). Interpretación tectosedimentaria de fibrosos de la arcilla en series detríticas continentales. *V Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas II, 427-439, Buenos Aires.
- Menduiña, J. (1988). *Geología y significado económico de las arcillas cerámicas de la cuenca de Madrid*. Tesis Doctoral, UCM (inérita), 305 págs.
- Meyer, R. (1987). *Páleoaltérites et paleosols*. BRGM Editions, Orleans, 163 págs.
- Müller, G.; Irion, G. y Forstner, V. (1972). Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59, 159-164.
- Ordóñez, S.; Calvo, J. P.; García del Cura, M. A.; Alonso, A. M. y Hoyos, M. (1991). Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays in lacustrine sequences of the tertiary Madrid Basin (Spain). *IAS Spec. Publ.*, 13, 37-53.
- Osipov, V. I. y Sokolov, V. N. (1978). Relation between the microfabric of clay soils and their origin and degree of compaction. *Bull. Int. Assoc. Engineering Geology*, 18, 73-81.
- Passaga, R. (1964). Grain-size representation by CM patterns as a geological Tool. *J. Sed. Petrol.*, 34, 830-847.
- Pozo, M.; Martín de Vidales, J. L.; Vigil, R.; Medina, J. A. y Leguey, S. (1987). Neoformación de esmectitas magnésicas relacionadas con procesos de paleovertisolización en sedimentos fluvio-lacustres de la «Unidad Intermedia del Mioceno de la cuenca de Madrid». *Acta Geol. Hispánica*, T. 21-22, 63-67.
- Pozo, M.; Leguey, S. y Medina, J. A. (1990). Sepiolite and palygorskite genesis in carbonate lacustrine environments (Duero Basin, Spain). *Chem. Geol.*, 84, 290-291.
- Pozo, M.; Cuevas, J.; Moreno, A.; Redondo, R. y Leguey, S. (1991). Caracterización de arcillas magnésicas bentoníticas en la zona de Yuncos (Toledo). *Bol. Geol. y Min.* 102, 893-904.
- Retallack, G. J. (1988). Field recognition of paleosols. En: *Paleosols and Weathering through Geologic Time: Principles and Applications*. Reinhardt J. y W. R. Sigles (eds.), Special Paper, Geol. Soc. Amer., 216, 1-20.
- Rust, B. R. y Nanson, G. C. (1989). Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. *Sedimentology*, 36, 291-306.
- Schultz, L. G. (1964). Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition from X-ray and Chemical Data for the Pierre Shale. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, 391C, 31 págs.
- Smart, P. D.; Dawans, J. M. y Whitaker, F. (1988). Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature*, 335, 811-813.
- Tardy, Y. (1982). Kaolinite and smectite stability in weathering conditions. *Estudios Geol.*, 38, 295-312.
- Trauth, N. (1977). Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de París, de Mormoiron et de Salinelles (France). Ibel Ghassoul (Maroc). *Sci. Geol.*, Mem. 49, 1-195.
- Van der Marel, H. W. (1966). Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. *Contr. Miner. Petrol.*, 12, 96-138.
- Whitehouse, V. G.; Jeffrey, L. M. y Debrecht, J. O. (1960). Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. *Proc. 7th Natl. Conf. Clays & Clay Minerals*, 1-79.

Recibido el 3 de octubre de 1991
Aceptado el 3 de marzo de 1992