

PELITAS TURBIDITICAS Y PELITAS HEMIPELAGICAS
EN LA FORMACION FARDES (ALBIENSE-CRETACEO SUPERIOR,
CORDILLERAS BETICAS)

POR

M.^a C. COMAS *, M. ORTEGA HUERTAS **, A. LÓPEZ GALINDO **
y P. FENOLL **

RESUMEN

Aparte de las evidencias que suministra la disposición en las secuencias, las pelitas turbidíticas y hemipelagitas, en la Formación Fardes, se caracterizan por:

Pelitas turbidíticas: gris claro; capas de 3-70 cm; bioturbación limitada a techo; 60 por 100 de contenido medio en calcita (esencialmente biogénica); razón carbonatos/cuarzo + feldespatos = 10; minerales de la arcilla —en orden decreciente— montmorillonita-paligorskita-ilita-caolinita.

Hemipelagitas: verde oscuro; capas delgadas (menos de 20 cm); bioturbación extensa y selectiva; menos del 3 por 100 de contenido medio en calcita + dolomita; relación carbonatos/cuarzo + feldespatos = 0,20; existencia de piritita, goethita, yeso, natrojarosita e indicios de materia orgánica; minerales de la arcilla, en orden decreciente, montmorillonita-ilita-paligorskita-caolinita-(clorita).

ABSTRACT

In a section of the Subbetic Cretaceous where calcareous turbidites and CO₂ free or poor pelites coexist, distinctive mineralogical

* Departamento de Estratigrafía. Departamento de Investigaciones Geológicas del CSIC. Universidad de Granada.

** Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Departamento de Investigaciones Geológicas del CSIC. Universidad de Granada.

and sequential criteria between turbiditic pelites and hemipelagites are established.

Differentiation criteria between the *e* division of turbidites and hemipelagic layers include litological associations analysis, colour, microfaunal content and borrowing location.

Mineralogical differences between these pelites include calcium carbonate content, clay minerals rate and the relative amounts of them. Sulphides, dolomite and organic matter traces occur only in the hemipelagic deposits (Table 1).

Some conditions of the sedimentary environment are pointed out.

INTRODUCCION

En el análisis de las cuencas turbidíticas antiguas resulta de particular interés, desde el punto de vista paleoambiental y paleogeográfico, diferenciar las pelitas turbidíticas de las hemipelagitas. Establecer esta diferenciación, puede conllevar cierto grado de dificultad, pero resulta más asequible en los casos donde existen netas diferencias composicionales entre ellas (HESSE, 1975).

Con este trabajo abordamos un problema de ese tipo al intentar diferenciar y tipificar los sedimentos finos, de distintos orígenes, presentes en una formación cretácica existente en la Zona Subbética. En ella se da precisamente un ejemplo de sucesión favorable a este propósito: turbiditas carbonatadas intercaladas entre hemipelagitas pobres o libres de carbonatos.

En la Zona Subbética Central, el registro sedimentario del Cretácico inferior alto-Cretácico superior está constituido mayoritariamente por facies pelágicas/hemipelágicas de naturaleza carbonatada y/o arcillosa¹. Entre estas facies se intercalan diversas litologías calizas, producto de la llegada a la cuenca de diferentes tipos de flujos gravitatorios de sedimentos.

Desde el Aptiense-Albiense y hasta el Senoniense basal, la sedimentación viene caracterizada por el predominio de las litologías arcillosas muy oscuras (shales, argilitas y márgas de color verde-negro).

En el ámbito de las Zonas Externas Béticas tales facies oscuras se extienden ampliamente, a veces con considerable espesor, e incluyen en numerosos sectores episodios de facies resedimentadas (DEKKER *et al.*, 1966; SANZ DE GALDEANO, 1973; KUHRY, 1975; BAENA *et al.*, 1977).

La sucesión cretácica en que se realiza el presente trabajo aflora en el sector de los Montes Orientales, 50 km al NE de Granada

¹ Numerosas referencias de trabajos previos sobre estos materiales pueden encontrarse en COMAS *et al.* (1982).

(Fig. 1). Representa ámbitos de esa cuenca con facies oscuras, donde era considerable la proporción de material carbonatado aportado por los flujos gravitatorios. Sedimentos finos, producto de la sedimentación «autóctona» en la cuenca, coexisten allí con pelitas «alóctonas» de origen turbidítico.

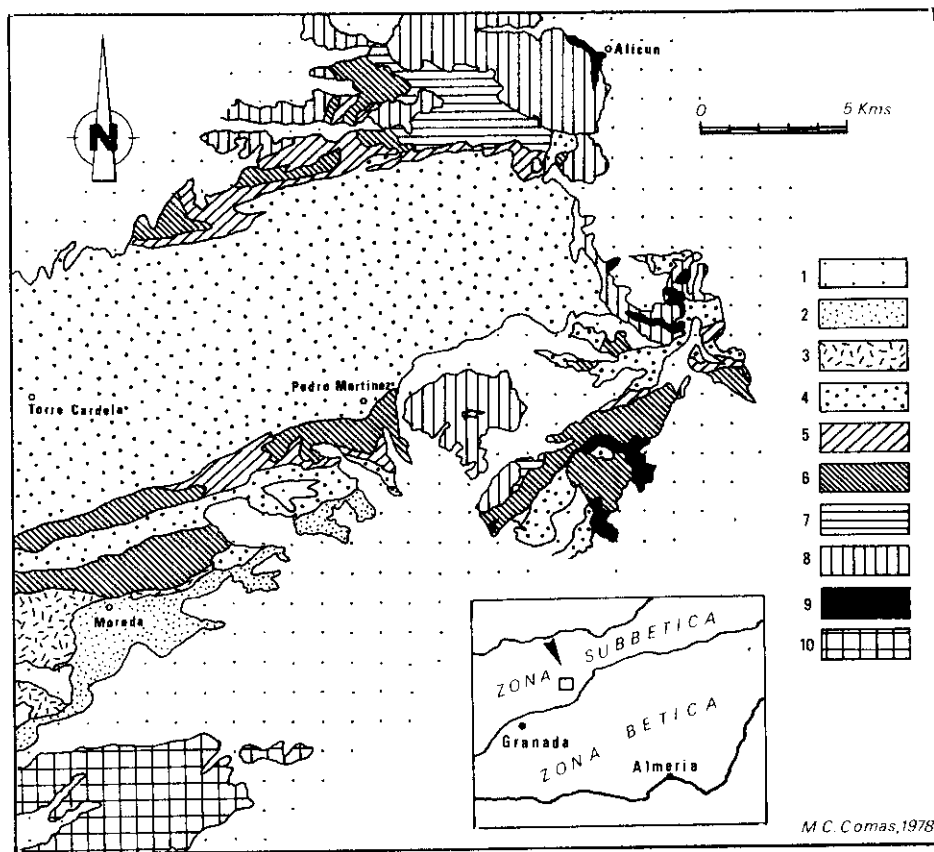


FIG. 1.—Esquema geológico: 1) Mioceno superior-Cuaternario.—2) Formación Morada (Burdigaliense-Langhiense).—3) Grupo Piñar (Oligoceno terminal-Aquitaniense).—4) Grupo Cardela (Paleoceno-Aquitaniense).—5) Formación Alamedilla (Paleoceno-Senoniense).—6) Formación Fardes (Albiense-Santoniense).—7) Formación Peñón (Neocomiense).—8) Jurásico.—9) Trías.—10) Unidad de Sierra Arana.

MARCO SEDIMENTARIO

La Formación Fardes, donde se ubican las pelitas estudiadas, fue definida en el tercio central de la Zona Subbética por uno de

nosotros (COMAS, 1978). Los caracteres que, a continuación, se reseñan provienen de este trabajo.

Respecto a la edad de esta Formación, conviene precisar que la escasez o falta de fauna en numerosos niveles dificulta sobremanera las precisiones cronológicas; los únicos fósiles utilizables para las dataciones son foraminíferos planctónicos, que sólo abundan en las capas resedimentadas. No obstante, como los materiales resedimentados son, en parte, coetáneos al desarrollo de la secuencia, es posible indicar que la acumulación de la sucesión se realiza entre el Albiense y el Santoniense, existiendo falta de representación de materiales del Turonense y Cenomanense inferior.

Esta unidad litoestratigráfica abarca un conjunto de materiales donde se distribuyen desigualmente facies pelágicas oscuras y diferentes facies de turbiditas carbonatadas y olistostromas, de coloraciones claras y variada composición.

En base a la diferente proporción en que se asocian las litologías y facies se han diferenciado tres miembros localmente superpuestos: Miembro I, caracterizado por el dominio de las argilitas y margas arcillosas verdes, con intercalaciones carbonatadas finas (espesor 150 m); Miembro II, con predominio de conglomerados y olistostromas (espesor máximo 250 m); Miembro III: desarrollo de estratificación rítmica y fina entre calcarenitas y calcilitas con litologías arcillosas o radiolaríticas, episódicos niveles de conglomerados finos (espesor máximo 80-100 m). Los límites de estas unidades son diacrónicos y los Miembros II y III se desarrollan sólo en determinadas verticales.

El ámbito de sedimentación ha sido interpretado, considerando la asociación y organización de las facies turbidíticas, del siguiente modo: el Miembro I, refleja fundamentalmente la sedimentación «autóctona» en áreas sólo esporádicamente alcanzadas por corrientes de turbidez diluidas; el Miembro II, con olistostromas y ciclos positivos bien definidos, se acumuló en ámbitos próximos de talud y comprende sectores canalizados del sistema de distribución-acumulación de turbiditas; el Miembro III representa porciones más externas de ese sistema.

En este contexto, debe resaltarse que el mayor porcentaje de hemipelagitas en la Formación corresponde al Miembro I, decreciendo su volumen progresivamente en los Miembros II y III. La figura 2 muestra un ejemplo de la posición de los niveles fundamentalmente hemipelágicos respecto a las facies turbidíticas en un tramo de la sucesión.

En cuanto a referencias previas respecto a los caracteres de la cuenca de depósito de estos materiales, también en COMAS (1978) se

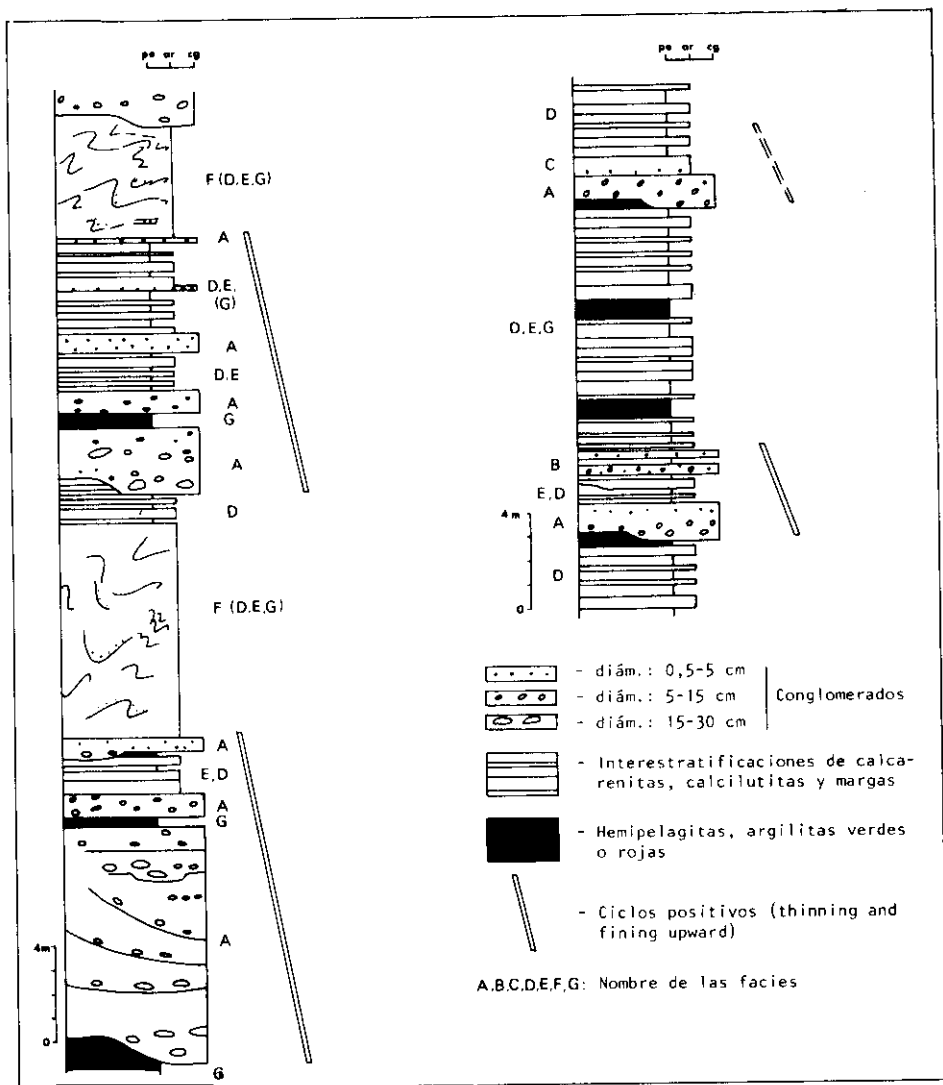


FIG. 2.—De Comas (1978). Posición de niveles predominantemente hemipelágicos en secuencias canalizadas del Miembro II.

precisa que —considerando el carácter no carbonatado y a veces radio-láritico de las facies hemipelágicas de la Formación Fardes— la sedimentación pudo tener lugar en un ámbito restringido y bajo la superficie de compensación de calcita, independientemente de la profundidad absoluta que se considere. En dicho trabajo se sugiere asimismo que una posición relativamente alta de la CCD en esa cuenca

pudo estar influida por el quimismo del medio marino y la posible influencia del volcanismo activo coetáneo. La inestabilidad tectónica de ciertas pendientes en la cuenca dio lugar al amplio desarrollo de los olistostromas y turbiditas.

PROPIEDADES DISTINTIVAS DE LAS PELITAS

El problema de la distinción entre las pelitas de distintos orígenes que aparecen en sucesiones turbidíticas ha sido abordado por distintos autores, tanto en cuencas antiguas como actuales (DIECI *et al.*, 1971; HESSE, 1972, 1975; RUPKE y STANLEY, 1974; RUPKE, 1975; MALDONADO, 1979, entre otros). Como es habitual en trabajos recientes sobre este tipo de materiales (*op. cit.*), el estudio mineralógico se plantea aquí como un criterio a añadir a los de tipo sedimentológico para la resolución del problema enunciado con anterioridad. Se es consciente de que la realización de otros estudios, como son cuantificación de la disolución (scanning), análisis químico, granulometrías, etc., son necesarios para la resolución más definitiva del problema.

Conviene precisar aquí en qué sentido utilizamos los términos hemipelagita y pelita turbidítica.

Hemipelagita: En cuanto a su constitución responde a las denominaciones de BERGER (1974) y JENKYNS (1978). Genéticamente representa el material asentado a partir de suspensiones controladas por el balance entre actividad biogénica-fluctuaciones en el suministro de terrígenos finos-disolución de carbonatos, existencia o no de corrientes de fondos capaces de aventar finos y distribución de masas de agua.

La *pelita turbidítica* corresponde a los barros depositados a partir de la porción menos densa de las corrientes de turbidez o de corrientes de turbidez muy diluidas. Generalmente está íntimamente asociada a leños turbidíticos de mayor granulometría.

CRITERIOS SECUENCIALES Y BIOTURBACION

El análisis de las secuencias turbidíticas de la Formación Fardes indica que las calcilitas grises (biomicritas y biomicritas arcillosas) que forman parte de la sucesión, corresponden a material pelágico re-sedimentado. Así, puede observarse que esas litologías se encuentran constituyendo el intervalo *e* de Bouma en numerosas secuencias con base calcarenítica o calcirudítica.

Las capas de calcilutitas que aparecen aisladas entre las litologías argilíticas verdes se consideran como representación de las facies D₃ (MUTTI y RICCI-LUCCHI, 1975). El espesor de los niveles constituidos por estas facies puede llegar a 200-250 cm. El carácter de «facies resedimentadas» viene corroborado por la existencia de gradación en los foraminíferos planctónicos que constituyen las capas calcilutíticas.

Las argilitas verdes aparecen como niveles delgados (2-20 cm) bien definidos en las secuencias turbidíticas de los Miembros II y III. En el Miembro I, exclusivamente alternancia de argilitas/margas/calcilu-

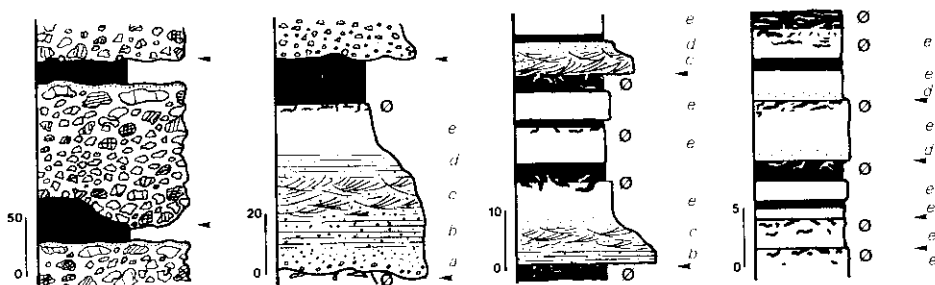


FIG. 3.—Posición de las hemipelagitas en algunos tipos de secuencias. (Negro: hemipelagitas; Blanco: pelitas turbidíticas.) Flecha: superficie de erosión. Ø: bioturbación. a, b, c, d, e: intervalos de Bouma.

titas, son parte mayoritaria de gruesas intercalaciones, pero en determinadas ocasiones es problemática su individualización, ya que suelen producirse por efecto de bioturbación o contaminación «mezclas litológicas».

Efectos de bioturbación pueden reconocerse a lo largo de toda la sucesión. En las secuencias turbidíticas sólo se localiza en los techos calcilutíticos. En general la poca penetración de estas estructuras en los niveles pelíticos carbonatados sugiere un rápido emplazamiento del material, tal como corresponde a depósitos turbidíticos.

En las argilitas verdes la bioturbación puede observarse si ha habido removilización de material carbonatado más claro, llegándose en ocasiones a la mezcla de litologías; cuando se trata de capas muy oscuras e incompetentes, la bioturbación —si existió— no es visible. En conjunto se trata siempre de «bioturbación episódica» en el sentido de SEILACHER (1980). Las trazas fósiles más abundantes son de Chondrites y Zoophycos, complejos, multilobulados y de alta espiral; otras podrían atribuirse a *Scalarituba* o *Nereites* (?), asociación referida para medios batiales y quizás abisales (SEILACHER, 1978; HOWARD, 1978).

CRITERIOS MINERALOGICOS

Metodología

La litología de las muestras y los objetivos planteados han condicionado la metodología de estudio, siendo la difracción de rayos X la técnica empleada de forma sistemática. El estudio mineralógico se ha establecido desde una doble perspectiva: A) mineralogía global de la muestra; B) mineralogía de las fracciones arcilla (tamaño menor de 2 micras) y limo (2-20 micras), previa eliminación de carbonatos y de materia orgánica. En todos los casos se ha procedido al análisis mineralógico cuali y cuantitativo, para lo que se han empleado los poderes reflectantes que se resumen en la tabla 1.

TABLA 1
PODERES REFLECTANTES Y REFLEXIONES UTILIZADAS
EN EL ANALISIS CUANTITATIVO

<i>Mineral</i>	<i>Poder reflectante</i>	<i>Reflexión (Å)</i>	<i>Referencia</i>
Calcita	1,00	3,03	Schultz (1964)
Dolomita	1,00	2,88	Schultz (1964)
Cuarzo	1,50	3,33	Bradly y Grim (1961) Barahona (1974)
Feldspatos	1,00	3,18	Schultz (1964)
Yeso	1,50	7,60	Schultz (1964)
Minerales laminares	0,10	4,45	Schultz (1964)
Ilita	1,00	9,90	Schultz (1964)
Caolinita	2,00	7,10	Biscaye (1965) Barahona (1974)
Montmorillonita	4,00	17	Barahona (1974)
Paligorskita	0,67	10,5	Schultz (1964)

Mineralogía global de las muestras

Las asociaciones mineralógicas encontradas son las siguientes:

- Pelita turbidítica: cuarzo-calcita-minerales de la arcilla.
- Pelita hemipelágica: cuarzo-calcita-dolomita-feldspatos-minerales de la arcilla-pirita-yeso-natrojarosita-goethita.

La figura 4 resume la variación cuantitativa vertical y la representación, en un diagrama triangular composicional, de ambos tipos de pelitas.

Desde un punto de vista cualitativo y —sobre todo— cuantitativo resultan específicos para cada tipo de pelita los siguientes caracteres.

La hemipelagita está constituida, casi exclusivamente, por una fase detrítica de tamaño de grano variable, integrada por cuarzo, fel-

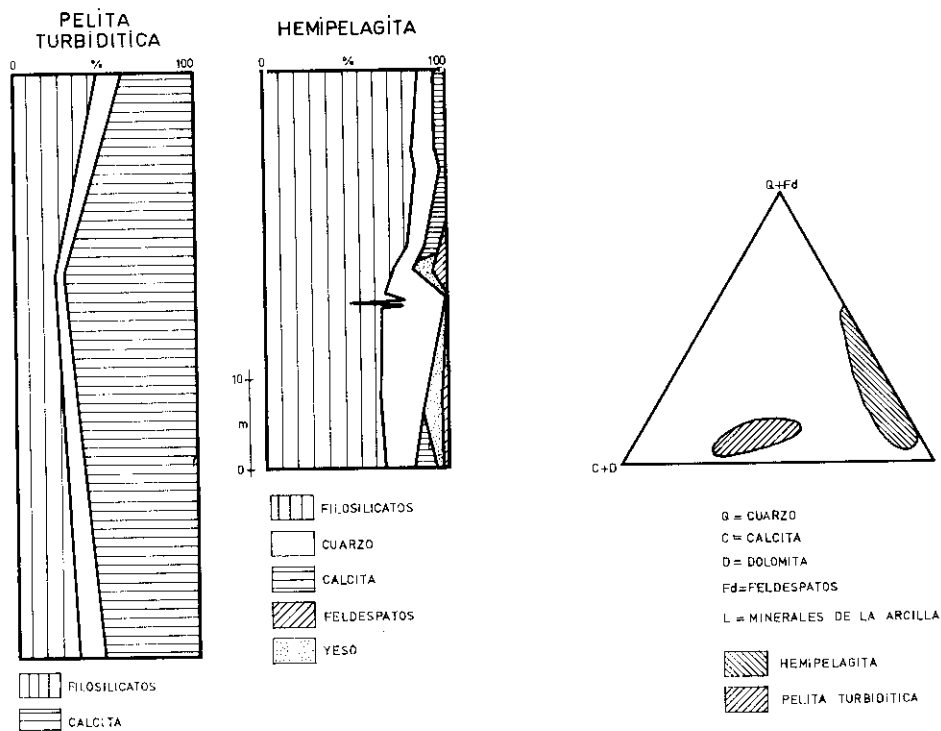


FIG. 4.—Mineralogía de la pelita turbidítica y de la hemipelagita.

despatos y minerales de la arcilla. Las proporciones medias de estos minerales son 23 por 100 y 74 por 100 para cuarzo + feldespatos y minerales de la arcilla, respectivamente. Los márgenes de variación oscilan entre 7 por 100 y 55 por 100 para el conjunto cuarzo + feldespatos y entre 45 por 100 y 88 por 100 para los filossilicatos.

Por el contrario, la pelita turbidítica es de composición carbonatada. El componente detrítico —en el que no se ha detectado la presencia de feldespatos— es menos abundante: 9 por 100 de contenido medio en cuarzo y 32 por 100 para los minerales de la arcilla.

En relación con el contenido en carbonatos destaca que la pelita turbidítica está integrada exclusivamente por calcita, con valor medio del 60 por 100. En la hemipelagita el contenido medio en carbonatos es del 3 por 100. En ella se ha detectado también —aunque ocasionalmente— la presencia de dolomita, si bien siempre en proporciones inferiores al 5 por 100. En cuanto a la distribución en la sucesión estudiada, de la figura 4 se desprende que una buena parte de los niveles hemipelagíticos no contienen carbonatos.

El cálculo de la relación carbonatos/cuarzo + feldespatos como un índice —quizá válido para cuantizar el suministro de terrígenos finos— proporciona valores muy distintos: 10 en la pelita turbidítica y 0,20 en la hemipelagita.

Desde el punto de vista cualitativo hay que constatar una mayor heterogeneidad mineralógica en las hemipelagitas. Así, a lo ya indicado debe añadirse la existencia de yeso, natrojarosita, goethita, pirita y ocasionalmente materia orgánica (en proporciones inferiores al 1 por 100). La presencia de sulfatos responde a un proceso secundario derivado de la reacción de los iones SO_4^{2-} , Fe^{3+} , Na^+ y Ca^{2+} tras la oxidación de la pirita.

Minerales de arcilla

La figura 5 resume las proporciones encontradas en ambos tipos de pelitas y su variación vertical.

En lo que se refiere a la hemipelagita, la mineralogía que muestran los lechos finos intercalados a las turbiditas en la parte alta de la sucesión (Miembros II y III) es idéntica a la determinada por SEBASTIAN *et al.* (1982) en las mayores intercalaciones existentes en el Miembro I.

Desde el punto de vista cualitativo, la asociación mineralógica, muy similar en ambos tipos de pelitas —turbidíticas y no turbidíticas— está integrada por montmorillonita-ilita-paligorskita-caolinita. Excepcionalmente, en la pelita hemipelágica aparece clorita en cantidades inferiores al 5 por 100.

Las especificidades de cada una de las pelitas se deducen del análisis cuantitativo. Así, se constata que las fracciones arcilla y limo se caracterizan por:

A) El orden decreciente de abundancia es:

— Pelita hemipelágica: montmorillonita-ilita-paligorskita-(caolinita)-(clorita).

— Pelita turbidítica: montmorillonita-paligorskita-ilita-(caolinita).

B) La illita mantiene proporciones constantes en la pelita turbidítica. No así en la hemipelagita en la que las oscilaciones son bien evidentes (Fig. 5) con tendencia a la disminución hacia el techo de la sucesión.

C) Presencia sistemática de paligorskita —en proporciones cuantificables y constantes— en la pelita turbidítica. Por el contrario, si bien está representada a lo largo de toda la hemipelagita, sólo en la parte alta de la sucesión lo está en cantidades apreciables.

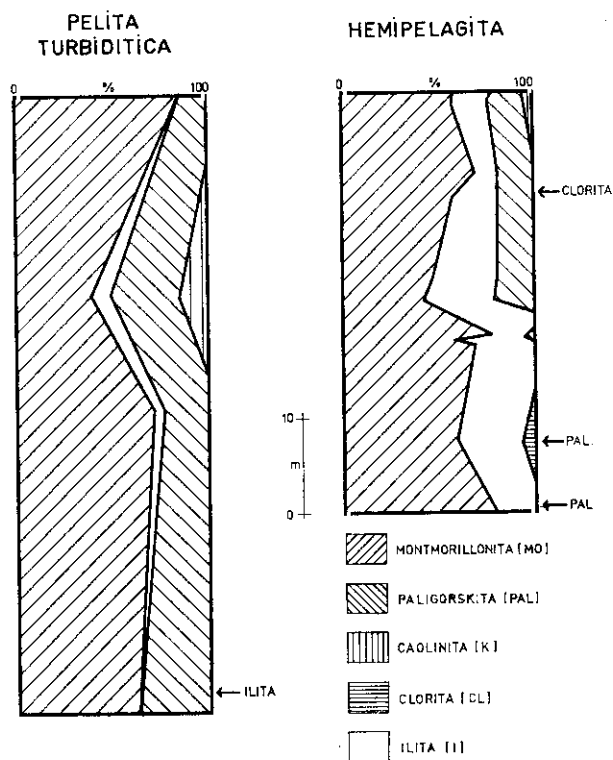


FIG. 5.—Minerales de la arcilla en las pelitas estudiadas. Fracción menor de 2 micras.

La explicación doble —a la abundancia relativa de los minerales y a sus proporciones variables o constantes, según se considere respectivamente la hemipelagita o la pelita turbidítica— reside en buena medida en el diferente mecanismo deposicional.

La pelita turbidítica refleja —por parte— la mineralogía de la hemipelagita, pues ha de tenerse en cuenta que aquélla está constituida por material prácticamente coetáneo con el acúmulo hemipelágico (fauna pelágica de edad Cretácico superior). Además, probablemente en su evolución los flujos turbidíticos se hayan contaminado de los niveles hemipelágicos (erosión de techos hemipelágicos no consolidados, lecho nefeloide).

En la sedimentación hemipelágica se mezclan dos tipos de componentes minerales. Uno, derivado de la llegada de los influjos terrígenos finos (relacionados probablemente con material volcánico), y otro derivado de la neoformación de minerales o transformación de los anteriores. El hecho de que sobre el área fuente actuase una alteración de tipo físico o químico se reflejaría en la presencia de illita o paligorskita/montmorillonita, respectivamente. Ello explicaría que las proporciones de paligorskita, en el muro de la sucesión, sean inferiores al 5 por 100.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La síntesis de los datos referidos hasta el momento nos lleva a una propuesta de diferenciación entre hemipelagitas y pelitas turbidíticas en la Formación Fardes que resume el cuadro 1.

Independientemente de la tipificación de ambos tipos de pelitas, el conocimiento de la naturaleza de estos materiales puede aportar criterios válidos para el establecimiento de la batimetría y caracteres ambientales de su cuenca de depósito.

Respecto a precisiones sobre la batimetría puede ser significativa la ausencia de carbonatos en las capas hemipelágicas, ya que para esta época del Cretácico, de máximo florecimiento de nannoplancton, la contribución carbonatada pelágica está garantizada. Para explicar esto pueden preverse dos condiciones:

A) Una acumulación bajo o próxima al nivel de compensación de calcita, en los términos que sugiere COMAS (1978). En este caso el material carbonatado introducido por las turbiditas no se vería afectado por disolución a causa de su rápido emplazamiento.

B) Un efecto de «dilución» de la contribución biogénica carbonatada debido a una masiva cantidad de aportes de terrígenos finos y su rápida sedimentación.

Una conclusión más definitiva sobre el particular requeriría un cuidadoso análisis de la extensión de la disolución en las partículas carbonatadas y cálculos detallados de la velocidad de sedimentación.

CUADRO 1

PROPUESTA DE DIFERENCIACION ENTRE HEMIPELAGITAS Y PELITAS TURBIDICAS EN LA FORMACION FARDES

<i>Criterio</i>	<i>Hemipelagitas</i>	<i>Pelitas turbidíticas</i>
COLOR	Oscuro, verde (rojo)	Gris claro
CAPAS	Menos de 20 cm	Variable de 3-70 cm
BIOTURBACION	Extensa (pero selectiva según capas)	Limitada a techo
MICROFAUNA	Escasa a nula	Abundante
Radiolarios	Frecuentes	Ausentes
Foraminíferos planc- tónicos	Ausentes	Abundantes (mezcla de faunas)
Foraminíferos agluti- nantes	Ocasionalmente	Ausentes
CARBONATOS		
Calcita	0-10 %, contenido medio del 3 %	Siempre presente. Contenido medio del 60 %
Dolomita	Ocasional; menos del 5 %	Ausente
CUARZO	Siempre presente. Contenido medio: 20 %	Siempre presente. Contenido medio: 9 %
CARBONATOS / CUARZO + FELDESPATOS	0,20	10,00
FELDESPATOS	Ocasionalmente (<5 %)	Ausentes
YESO	Ocasionalmente (7 %) Selectivo según tramos	Ausente
NATROJAROSITA	Localizada en niveles y concreciones	Ausente
PIRITA	Diseminada y en nódulos	Ausente
MATERIA ORGANICA	Presente en algunas capas. Indicios (< 1 %)	Ausente
MINERALES DE LA ARCILLA		
Contenido de las muestras	Mayoritarios (70 %) Mo - I - Pal - K - (Cl)	Poco abundantes (25 %) Mo - Pal - I - K
Proporciones	Muy variables	Muy constantes

Mo: montmorillonita; I: ilita; Pal: paligorskita; K: caolinita; Cl: clorita.

La existencia de determinados componentes minerales, tales como pirita y la presencia de materia orgánica indican un ámbito paleogeográfico marino en el que la circulación de agua era probablemente restringida y en el que pudieron prevalecer condiciones esencialmente reductoras, con independencia de la profundidad absoluta. La presencia de caolinita podría indicar la proximidad (?) de áreas emergidas.

La desaparición de hemipelagitas, con los caracteres que en este trabajo se especifican, hacia el Santoniense-Campaniense, es claro exponente de una evolución del ámbito sedimentario hacia condiciones pelágicas más abiertas.

La existencia generalizada de bioturbación podría indicar el carácter limitado de las condiciones de anoxia.

En un contexto paleogeográfico más amplio es sugestivo asociar el desarrollo de las facies hemipelágicas de la Formación Fardes y otras sucesiones similares subbéticas a los Eventos Anóxicos del Cretácico, registrados tanto en áreas oceánicas como continentales, que han dado lugar a facies similares en otros puntos de los márgenes continentales del Tethys (SCHLANGER y JENKINS, 1976; JENKINS, 1980).

BIBLIOGRAFIA

- BARAHONA, E. (1974): Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis doctoral. Univ. Granada, 398 pp.
- BAENA, J.; TORRES, T.; GEEL, T., y ROEP, T. H. B. (1977): Hoja geológica 1: 50.000 (Magna) de Vélez-Blanco (952). I. G. M. E.
- BERGER, W. H. (1974): Deep-sea sedimentation. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C. A. Burk and C. L. Drake). Springer-Verlag, New York, 213-241.
- BISCAYE, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Ann. Bull.*, 76, 803-832.
- BRADLEY, W. F., y GRIM, R. E. (1961): The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. Ed. Ch. G. London. Min. Soc., 242-296.
- COMAS, M. C. (1978): Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). *Tesis doctoral*. Univ. del País Vasco, ISBN 84-300-8311-1, 232 pp.
- COMAS, M. C.; RUIZ ORTIZ, P., y VERA, J. A. (1982): El Cretácico de la Zona Subbética. In: «El Cretácico de España». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7 (in litt.).
- DEKKER, L.; VAN ROOISEN, P., y SOEDIÑO, H. (1966): On the occurrence of oolitic limestones intercalated in pelagic Aptian-Albian marls in the Subbetic WNW of Lorca (prov. Murcia, Spain). *Geol. Mijnbouw*, 45, 301-309.

- DIECI, G.; PAREA, G. C.; RUSSO, A., y TOMANIN, L. (1971): Sedimentological and micropaleontological differences between turbidite and non-turbidite layers in deposits of the Lower Miocene near Veto D'Enza (Northern Apennine). *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA*, 5, 409-432.
- HESSE, R. (1972): Turbiditic and non-turbiditic mudstones of flysch notions. *24th. Int. Geol. Congr. Montreal*, 5, 115.
- HESSE, H. (1975): Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and of the basin. *Sedimentology*, 22, 387-416.
- HOWARD, J. D. (1978): Sedimentology and trace fossils. In: Trace fossil concepts. SEPM. Short course n.º 5, Oklahoma City, 11-42.
- JENKYN, H. C. (1978): Pelagic environments. In: Sedimentary environments and Facies (Ed. by H. E. Reading). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 314-371.
- (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London*, 137, 171-188.
- KUHRY, B. (1975): Stratigraphy of the Lower Cretaceous in the Subbetic north of Velez Blanco (Province of Almeria SE Spain) with special reference to oolitic turbidites. *GUA Paps. Geol. Amsterdam*, Ser. 1, n.º 7, 41-74.
- MALDONADO, A. (1980): Upper Cretaceous and Cenozoic depositional processes and facies in the distal North Atlantic continental Margin of Portugal. DSDP site 398. *Initial Reports of the DSDP*, XLVII, Part 2, 373-401.
- MUTTI, E., y RICCI-LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. In: Examples of Turbidite Facies and Facies association from selected Formations of the Northern Apennines (por E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci Lucchi, M. Sagri, G. Zanzucchi, E. Ghibaudo y E. Jaccarino). *IX Int. Congr. Sedim. Nice-75*, Field Trip. A 11.
- RUPKE, N. A. (1975): Deposition of fine-grained sediments in the abyssal environment of the Algéro-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 22, 95-109.
- RUPKE, N. A., y STANLEY, D. J. (1974): Distinctive Properties of Turbiditic and Hemipelagic Mud layers in the Algéro-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea. *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, 13, 40 pp.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén). *Tesis doctoral*. Univ. de Granada, 274 pp.
- SCHLANGER, S. O., y JENKYN, H. C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geol. Mijnbouw*, 55, 179-184.
- SCHULTZ, L. G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierce Shale. *Geol. Surv. Prof. Paper.*, 391-C.
- SEBASTIÁN PARDO, E.; LÓPEZ AGUAYO, F.; HUERTAS, F., y LINARES, J. (1982): Las bentonitas sedimentarias de la Formación Fardes (Subbético Medio, provincia de Granada). *I Reunión Iberoamericana de Arcillas*, Torremolinos (Málaga).

SEILACHER, A. (1978): Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments. In: Trace fossil concepts. SEPM, Short course, n.º 5, Oklahoma City, 167-181.

(Este trabajo forma parte del Proyecto: «El Mesozoico de las Cordilleras Béticas», realizado por el Departamento de Investigaciones Geológicas del C. S. I. C. Universidad de Granada.)