

Estromatolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (provincia de Málaga)

A. GARCÍA-CERVIGÓN(+), A. MARTÍN-ALGARRA⁽¹⁾, L. MONTEALEGRE⁽²⁾ y J.A. VERA⁽¹⁾

(1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada.

(2) ETS Ingenieros Agrónomos. Universidad de Córdoba.

(+) Fallecido.

RESUMEN

En relación con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético se encuentran estromatolitos pelágicos fosfatados, constituidos por apatito criptocristalino (3 al 45 %). Muestran dos tipos de morfologías: a.- Oncoides en el seno de sedimentos. b.- Recubrimientos de superficies de paleokarst con morfología nodular, LLH o laminar. Son estructuras organosedimentarias constituidas por asociaciones simbióticas de bacterias y foraminíferos encostrantes que se formaron en un alto fondo marino, en medio reductor, a profundidades próximas al nivel de mínimo contenido en oxígeno y en una zona afectada por corrientes ascendentes.

Palabras clave: Fosfatos. Estromatolitos pelágicos. Cretácico. Penibético. Episodio anóxico.

ABSTRACT

Several stratigraphic gaps can be distinguished within the Penibetic pelagic carbonate sequence. Those of Neocomian and Albian-Cenomanian age are marked by phosphated pelagic stromatolites, composed of cryptocrystalline apatite (3 to 45 %), calcite and iron oxides. They appear as small oncolites (up to centimetres in size) within condensed pelagic limestones, or as encrustations of variable morphology (laminar, LHH, nodular), on a former palaeokarstic surface. Their internal structure consists of a very-fine alternation of dark and clear laminae. The dark ones are formed by clusters of organic filaments of probably bacterial origin associated with small encrusting foraminifers. The clear are composed, in part, of pelagic sediment with abundant nanofossils and, sometimes, with planktonic foraminifers, but specially by phosphatic materials infilling the voids that remain inbetween the dark bands. These stromatolites grew extremely slowly as the dating of the microfossils included within the sediment laminae demonstrates. They grew on the floor of a seamount, in reducing conditions and at a depth presumably very close to O₂ minimum layer, in an area affected by upwelling currents. All these factors prevented the normal marine sedimentation and favoured the settling of the marine floor by symbiotic associations of bacteria and encrusting foraminifers and the deposition of the phosphates.

Key words: Phosphates. Pelagic stromatolites. Cretaceous. Oceanic anoxic event. Southern Spain.

INTRODUCCIÓN

En un trabajo anterior (González-Donoso *et al.*, 1983) se realizó un estudio detallado de las discontinuidades cretácicas del Penibético. Estas discontinuidades constituyen uno de los rasgos más característicos del Penibético, que lo diferencian de otros dominios de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Vera, 1981; 1984; Vera *et al.*, 1982). Se distinguieron diversos tipos morfológicos de discontinuidades, tres de los cuales (González-Donoso *et al.*, 1983, fig. 2.4, 2.6 y 2.7) se caracterizaron por la presencia de estromatolitos pelágicos fosfatados. Estas estructuras habían sido ya reconocidas por Chauve *et al.*, (1968).

La finalidad de este trabajo es dar a conocer las características químicas, mineralógicas, texturales y estructurales de dichos estromatolitos pelágicos fosfatados y el contexto paleogeográfico en el que se formaron.

El posible interés económico de estos materiales es escaso, de momento, por tratarse de depósitos poco potentes, de morfología irregular y encajados en rocas muy compactas (lo que dificultaría la explotación). Sin embargo no se descarta que en el Penibético pudiera haber concentraciones de interés.

METODOLOGÍA

Se han estudiado muestras procedentes de 12 localidades, (figura 1). En cuatro de ellas (3, 4, 10 y 11) los

estromatolitos forman oncoides en el seno de materiales condensados del Neocomiense (Valanginiense superior-Hauteriviense inferior). En otras siete (1, 2, 5, 6, 7, 8 y

9) forman costras laminadas irregulares, construcciones cupulares y oncoides que engloban y aparecen fosilizadas por sedimentos pelágicos del Albense-Vraconense,

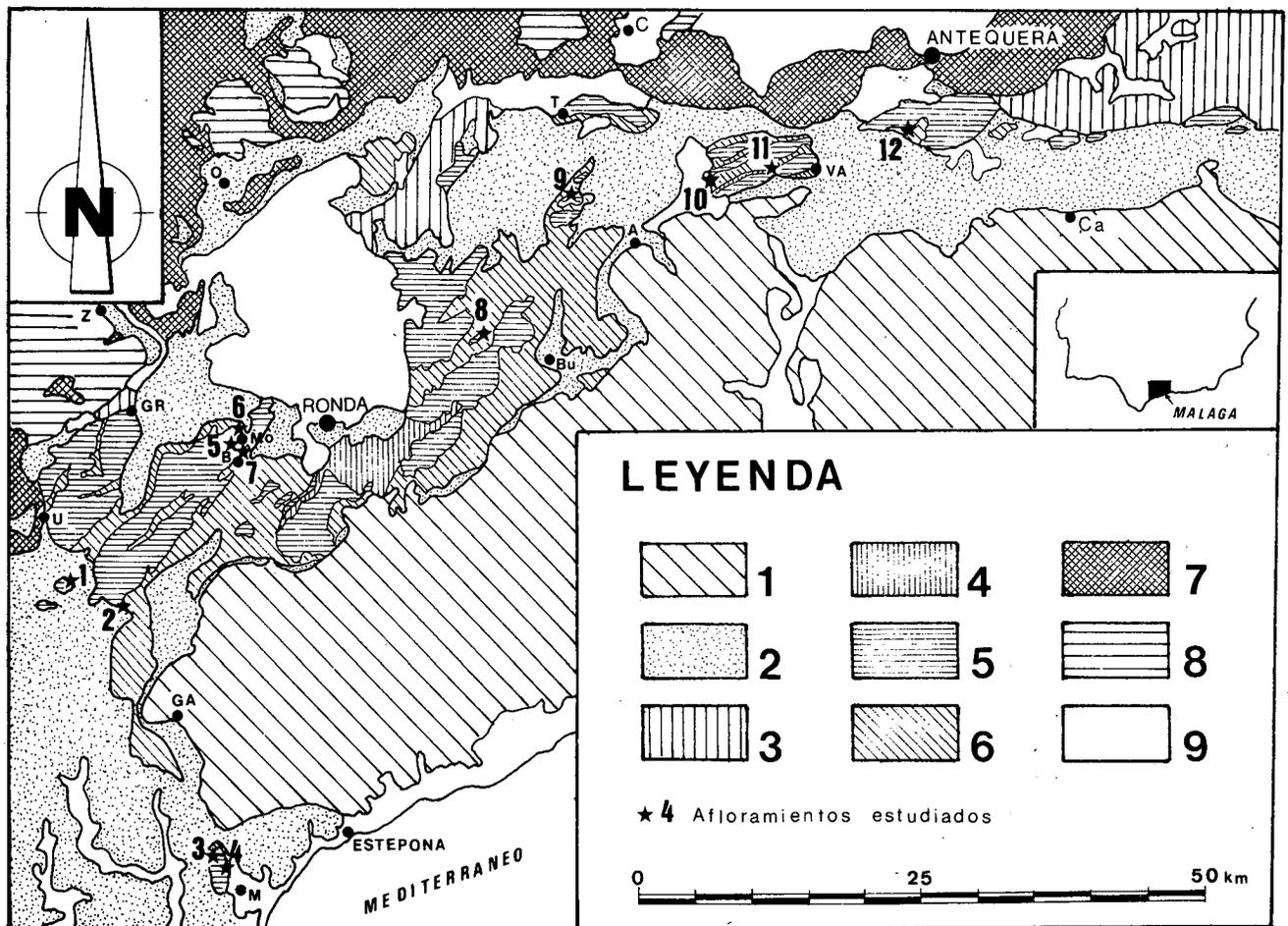


Figura 1.- Esquema de localización geográfica y geológica de los afloramientos de estromatolitos pelágicos fosfatados estudiados, sobre la base de González-Donoso *et al.* (1983). Localidades geográficas del mapa: A.- Ardales, B.-Benaoján, Bu.-El Burgo, C.-Campillos, Ca.-Casabermeja, GA.-Gaucín, GR.-Grazalema, M.-Manilva, Mo.-Montejaque, O.-Olvera, T.-Tebla, U.-Ubrique, VA.-Valle de Abdalaifs, Z.-Zahara.

Leyenda: 1.- Materiales de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. 2.- Unidades del Campo de Gibraltar. 3.- Alta Cadena y unidades afines. 4.- Triásico del Penibético. 5.- Jurásico del Penibético. 6.- Cretácico del Penibético (localmente comprende además Paleógeno). 7.- Triásico del Subbético medio. 8.- Jurásico y Cretácico del Subbético medio. 9.- Materiales del Neógeno y Cuaternario.

Localidades con indicación de sus coordenadas U.T.M.: 1.- Peñón del Berrueco (TF836556). 2.- Cortes de la Frontera (TF887541). 3.- Los Canutos de Manilva (TF961293). 4.- idem. (TF966299). 5.- Montejaque (TF983672). 8.- Cortijo del Boquerón (UF194757). 9.- Ortegicar (UF292873). 10.- El Chorro (UF426870). 11.- Cortijo del Castillo (UF469887). 12.- Torcal de Antequera (UF576919).

Figure 1.- Geological and geographical location map showing distribution of studied phosphatic pelagic stromatolites (from González-Donoso *et al.*, 1983). Geographical localities: A.- Ardales, B.- Benaoján, Bu.- El Burgo, C.- Campillos, Ca.- Casabermeja, GA.-Gaucín, GR.-Grazalema, M.-Manilva, Mo.-Montejaque, O.-Olvera, T.-Tebla, U.-Ubrique, VA.-Valle de Abdalaifs, Z.-Zahara.

Key: 1.- Internal Zones of the Betic Cordillera. 2.- Campo de Gibraltar units. 3.- Alta Cadena and related units. 5.- Triassic of the Penibetic. 5.- Jurassic of the Penibetic (locally also Paleogene). 6.- Cretaceous of the Penibetic. 9.- Neogene and Quaternary materials.

Localities with indication of the U.T.M. coordinates: 1.- Peñón del Berrueco (TF836556). 2.- Cortes de la Frontera (TF887541). 3.- Los Canutos de Manilva (TF961293). 4.- idem. (TF966299). 5.- Montejaque (TF983672). 8.- Cortijo del Boquerón (UF194757). 9.- Ortegicar (UF292873). 10.- El Chorro (UF426870). 11.- Cortijo del Castillo (UF469887). 12.- Torcal de Antequera (UF576919).

y que recubren una superficie de discontinuidad compleja, debida a la cual falta gran parte del Cretácico inferior. Una muestra procedente de la última localidad (12) corresponde a un fragmento de una costra fosfatada no estromatolítica que cubre la superficie de discontinuidad. La observación en el campo y el estudio de muestras de mano convenientemente cortadas ha permitido deducir la geometría de los cuerpos sedimentarios, su relación con las rocas encajantes y su disposición sobre superficies de morfología diversa.

El análisis mineralógico se ha realizado por difracción de Rayos X con un difractor de polvo Phillips PW 1130/00 y PW 4620, con tubo de ánodo de Co, PW 2236/20, con discriminación de altura de impulsos. Las condiciones de trabajo han sido las siguientes: Velocidad de exploración: 1° de 20/min; velocidad de papel: 5 × 120 mm/hora; sensibilidad: generalmente 2.10² o 4.10² cuentas por segundo; constante de tiempo: 4 segundos.

El estudio de la composición química se ha hecho, en una primera fase, con la técnica rápida de Shapiro (1952), basada en la colorimetría. Algunas muestras seleccionadas (ver tabla II) se han estudiado con técnicas analíticas más convencionales (espectrometría) a fin de obtener resultados más precisos.

ESTROMATOLITOS PELÁGICOS FOSFATADOS

Se han estudiado ejemplos de estromatolitos pelágicos fosfatados de dos edades diferentes, pero con rasgos comunes en morfología, composición, textura y génesis. En todos los casos son de color pardo, anaranjado o rojizo, más localmente verdoso; en general presentan bandeados de color diferente siguiendo la estructura. Veamos a continuación los rasgos principales:

Morfología

Desde el punto de vista morfológico destacan dos tipos extremos: oncoides (nódulos de morfología ovoidal o subesferoidal) y costras laminadas. En los ejemplos del Albense-Vraconense han aparecido ambos tipos morfológicos estrechamente asociados y mostrando todo tipo de pasos intermedios. En los del Neocomiense principalmente se han observado formas oncoidales. Estas últimas son de tamaño, morfología y estructura muy similar a la de los nódulos de manganeso actuales (Monty, 1973; 1977). Los recubrimientos laminados pueden ser de tipo planar, cupular o, más frecuentemente, irregular, debido a la morfología del sustrato sobre el que reposan, que

es una superficie de paleokarst. Localmente aparecen episodios de brechas estromatolíticas que a veces están recubiertas por laminaciones posteriores. En corte muestran, a menudo, morfologías milimétricas hemiesferoidales lateralmente conectadas (LLH sensu Logan *et al.*, 1964).

Textura y estructura

La laminación estromatolítica está formada por una alternancia visible de láminas oscuras y claras, de 0,1 a 0,5 mm de espesor. Las láminas oscuras están formadas por agregados de filamentos orgánicos, posiblemente de origen bacteriano, a los que se asocian pequeñas construcciones de foraminíferos encostrantes. Las láminas claras están formadas de una parte, por sedimento pelágico con nannofósiles y, a veces, con foraminíferos planctónicos, y, de otra (en general mayoritaria), por material fosfatado que rellena los huecos entre las láminas oscuras.

Se pueden reconocer los cuatro tipos de textura (o fábricas estromatolíticas) definidos por Krajewski (1983): dos de ellas densamente laminadas (en un caso micrítica y en otro micrítico-microesparítica); otras dos microestromatolíticas laxas (arborecentes o cupulares). A estos tipos hay que añadir otro, formado por construcciones de foraminíferos encostrantes, que dan una morfología reticular, muy similar a la reconocida por Wendt (1974) en nódulos de manganeso actuales. A veces la textura y la estructura originales han sido parcialmente obliteradas por fosfatización y ferruginización tardías.

Composición

En la tabla I se recogen los resultados del estudio por difracción de Rayos X de un conjunto de 25 muestras. Están clasificadas según su aspecto externo; los grupos A, B y C (en total 21 muestras) corresponden a los verdaderos estromatolitos fosfatados, clasificados a su vez por su mayor o menor aspecto ferruginoso. En el grupo C (4 muestras) se incluyen datos de costras no estromatolíticas que son fosfatadas; por último, la muestra del grupo E corresponde a un sedimento de edad Aptense superior, localmente depositado en una cavidad del paleokarst, que también es fosfatado.

Se destaca la presencia de apatito en todas las muestras; no ha sido posible diferenciar entre fluorapatito y hidroxiapatito. El óxido de hierro más abundante es la goethita, que en algunas muestras de costras (no incluidas en la tabla) llega a ser el mineral mayoritario. Puede

Tabla I.- COMPOSICIÓN MINERALÓGICA ANALIZADA POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Table I.- MINERALOGICAL COMPOSITION ESTABLISHED BY XRAY DIFRACTION

Muestra	Localidad	Apatito	Calcita	Cuarzo	Goethita
A.- Muestras de estromatolitos con aspecto muy ferruginoso					
PB-6a	Berrueco	████████	██	██	██
PB-6c	Berrueco	████████	██	██	██
PB-6d	Berrueco	████████	██	██	██?
PB-6e	Berrueco	██████	██████	██	██
PB-7	Berrueco	██	██?	██	██
PB-8	Berrueco	██	██████	██	██?
Mo-2	Montejaque	████████	██	██	██
CA-4	Canutos (Manilva)	████████	██	████	
B.- Muestras de estromatolitos con aspecto algo ferruginoso					
C-1b	Cjo. Castillo	████████	██	██	██?
C-11c	Cjo. Castillo	██	██████	██	██?
HM-4a	Hacho Montejaque	████████	██	██	
HM-4b	Hacho Montejaque	████████	██	██	
HM-4c	Hacho Montejaque	██	██████	██	
HM-4d	Hacho Montejaque	██	██████	██	
B-6a	Cjo. Boquerón	██████	██████	██	
OR-1	Ortegicar	████████	██	██	██
Bj-2	Benaoján	████████	██	██	
C. - Muestras de estromatolitos poco o nada ferruginosos					
CH-10	Chorro	██	██████	██	
CA-31	Canutos (Manilva)	██	██████	██	
CA-41	Canutos (Manilva)	██████	██████	████	
D.- Costras y calizas ferruginosas					
PB-10	Berrueco	██████	██████	████	
B-7	Cjo. Boquerón	████████	██████	████	
CF-3	Cjo. Fuenfría	████████	██	████	
CF-4	Cjo. Fuenfría	████████	██████	████	
E.- Materiales asociados a hardground					
C-F-3b	Torcal	██████	██████	██	
		████████ muy abundante	██████ medianamente abundante		
		████ frecuente	██ escaso		
		? dudoso			

existir en algunas muestras, además, hematites. Igualmente se han detectado pequeñas cantidades de glauconita.

En la tabla II se recoge el resultado del análisis químico detallado de 11 muestras. Los valores máximos, en contenido de apatito, son iguales o superiores al 45 %

en costras estromatolíticas (localidades 7, 8 y 9), mientras que son del orden del 40 % en oncolitos (muestra CA-4). Los porcentajes varían notablemente entre muestras cercanas de un mismo afloramiento. El valor medio se puede estimar en un 25 % de apatito. El resto de la muestra corresponde mayoritariamente a calcita.

TABLA II. — COMPOSICIÓN QUÍMICA DE MUESTRAS FOSFATADAS

TABLE II. — CHEMICAL COMPOSITION OF THE PHOSPHATIC SAMPLES

Muestra	Localidad	% de PO ₄	% de Apatito
PB-6a	Berrueco	13,54	22,10
PB-6c	Berrueco	14,32	23,38
MO-2	Montejaque	10,78	17,61
CA-4	Canutos (Manilva)	23,25	37,99
HM-4a	Hacho Montejaque	13,40	21,88
HM-4c	Hacho Montejaque	1,96	3,20
B-6a	Cjo. Boquerón	10,70	17,48
B-6b	Cjo. Boquerón	28,06	45,83
BJ-2	Benaoján	27,42	44,78
OR-1	Ortegicar	26,65	45,53
F-3b	Torcal	12,12	19,79

DISCUSIÓN: GÉNESIS DE LOS ESTROMATOLITOS PELÁGICOS FOSFATADOS

Carácter pelágico de los estromatolitos

El carácter pelágico de los estromatolitos estudiados es evidente, habida cuenta del contexto estratigráfico y paleogeográfico en el que se encuentran: tanto los materiales que forman su sustrato como los que engloban y los que los fosilizan, son en su totalidad sedimentos pelágicos. Estos materiales se depositaron en un umbral pelágico muy alejado del continente, aunque no necesariamente a gran profundidad (González-Donoso *et al.*, 1983). Los sedimentos intersticiales, en particular, son micritas amarillas o rojas con abundantes foraminíferos planctónicos y nannofósiles. Pueden aparecer en el núcleo de los nódulos o costras estromatolíticas, como niveles laminados atrapados entre las láminas orgánicas, o bien como rellenos de perforaciones orgánicas o de microdiacclas originadas durante la diagenésis temprana. Estos rasgos, así como diversos aspectos de la estructura y textura, los diferencian netamente de los estromatolitos marinos someros y continentales.

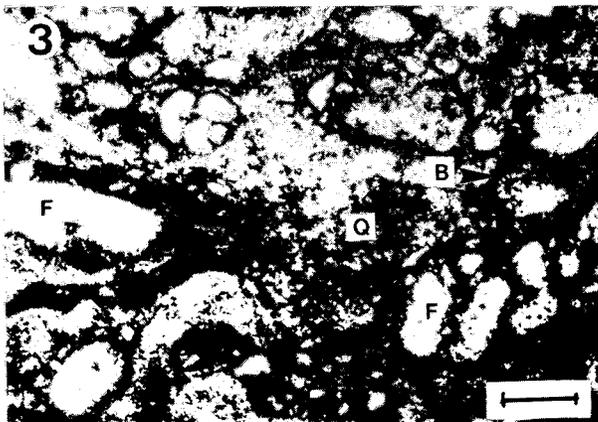
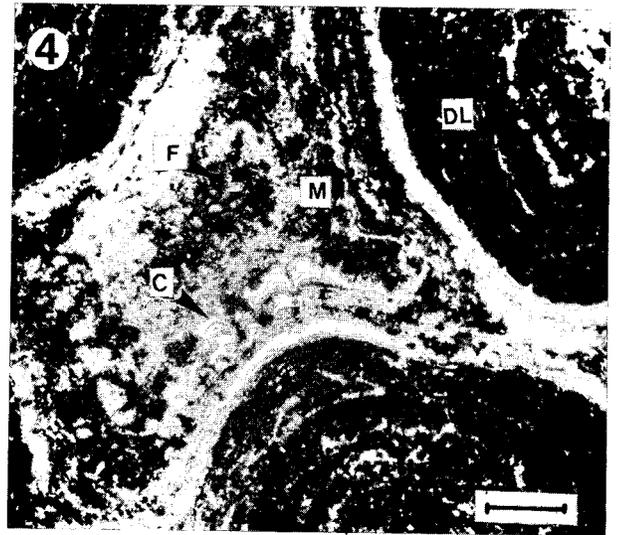
Construcción de la estructura estromatolítica y su relación con el proceso de fosfatización

Los estromatolitos pelágicos estudiados son estructuras organosedimentarias acrecionales originadas por: a) la acumulación de filamentos orgánicos de probable origen bacteriano; b) la acción constructiva de colonias de foraminíferos encostrantes; c) el depósito y/o atrapamiento de sedimentos pelágicos y d) la precipitación de fosfatos.

La observación microscópica, con grandes aumentos, de la laminación estromatolítica, permite reconocer (cuando la diagénesis no los ha borrado) unos filamentos del orden de la micra de espesor, que usualmente forman paquetes laminares de mayor grosor y que se pueden atribuir a restos de bacterias. Filamentos análogos han sido reconocidos por Monty (1973) en nódulos de manganeso actuales y por Krajewski (1981a, b; 1983) en estromatolitos pelágicos fosfatados del Albense de los Cárpatos.

En estrecha asociación, probablemente simbiótica, con los filamentos bacterianos, aparecen las construcciones de foraminíferos encostrantes, que pueden ser de pared porcelanacea o aglutinante, en cuyo caso es posible reconocer cómo atrapan partículas de cuarzo de tamaño limo y de arcillas. Entre las láminas aparecen lechos micríticos que se corresponden con sedimentos pelágicos con nannofósiles; si el espesor es suficientemente grande, contienen abundantes foraminíferos planctónicos, cuya datación, cuando es posible, permite constatar que la velocidad de crecimiento de estas estructuras fué extremadamente lenta, del orden de algunas décimas de milímetro por 1.000 años.

Los fosfatos aparecen en unos casos en íntima relación con los filamentos bacterianos, a los que engloban, lo cual es especialmente patente en el caso de los microestromatolitos arborescentes, cuya distinción de estructuras inorgánicas de tipo coliforme es, a menudo, difícil; en otros casos aparecen como rellenos de los huecos laminares y lateralmente continuos existentes entre haces de filamentos orgánicos, o bien de las cámaras vacías de los foraminíferos. En el primer caso, las relaciones texturales sugieren la floculación de un gel fosfatado alrededor de los filamentos, tal vez en relación con los procesos fisiológicos bacterianos; en el segundo caso parece haber ocurrido un desplazamiento del fosfato floculado hacia los huecos intersticiales de la estructura estromatolítica, o bien una precipitación directa dentro de ellos. Durante la diagénesis, este fosfato ha podido ser removilizado y recristalizar como apatito criptocristalino.



Participación orgánica en la génesis de los fosfatos

La participación de los organismos en la fijación y precipitación del fosfato del agua marina es conocida (Froelich *et al.*, (1982) y la actividad orgánica juega sin duda un importante papel (Slansky 1982) tanto en la concentración inicial de fósforo en los sedimentos y aguas intersticiales, como en la propia formación de los depósitos fosfatados. Por lo que se refiere al papel desempeñado por las bacterias, su participación en la precipitación de apatito, a partir de materia orgánica fosfatada y de calcita, ha sido experimentalmente demostrada por Lucas y Prevot (1981), y constatada en depósitos fosfatados estromatolíticos mesozoicos de dominios alpinos, en parte coetáneos con nuestros ejemplos (Riout y Royant, 1975; Krajewsky 1981a, b, c; 1983; 1984). Los mecanismos bioquímicos no son bien conocidos, pero se sabe que la fosfatización suele estar precedida o asociada a una glauconitización (Odin y Letolle,

1980), cosa que, efectivamente se reconoce en el Penibético, donde es común encontrar pátinas y granos de glauconita tanto en los sedimentos que aparecen incluidos en los estromatolitos pelágicos como en los que los incluyen.

Condiciones generales de formación de los depósitos fosfatados

Un tema siempre debatido en la génesis de los fosfatos es si son depósitos primarios o productos diagenéticos. La mayoría de los autores (p. ej. Bentor 1980) consideran que las fosforitas recientes son productos diagenéticos formados en sedimentos ricos en materia orgánica, aunque otros (p. ej. Birch 1980) han propuesto modelos de fosfatización penecontemporánea por mecanismos autógenos y procesos diagenéticos precoces.

LAMINA I

Foto 1.- Vista de campo de oncoides fosfatados enclavados en caliza pelágica. Valanginiense superior-Hauteriviense inferior. Los Canutos de Manilva (localidad 3). Diámetro de la moneda: 23 mm.

Foto 2.- Construcción de la estructura estromatolítica por foraminíferos encostrantes aglutinantes, por láminas formadas por haces de filamentos orgánicos bacterianos (B), y por fosfatos (F). Obsérvese la abundancia de partículas de cuarzo atrapados por los foraminíferos y la estrecha relación del fosfato con los filamentos bacterianos. Albense superior-Vraconense. Hacho de Montejaque (localidad 6). Barra: 100 micras.

Foto 3. Detalle de la anterior: colonias de foraminíferos. Q.- Cuarzo y otras partículas aglutinantes. F.- Fosfatos. B.- Haces de filamentos bacterianos. Barra 25 micras.

Foto 4.- Cúpulas estromatolíticas (LLH) en corte transversal. El núcleo de las cúpulas presenta una textura densamente laminada micrítica (DL). Hacia la periferia aparece la textura microestromatolítica laxa cupular (C) con gran cantidad de fosfatos (láminas claras) entre las láminas orgánicas oscuras. En el espacio central se observan construcciones de foraminíferos (F). El moteado oscuro (M) se debe a óxidos de Fe, que probablemente eran antiguos sulfuros. Valanginiense superior-Hauteriviense. Los Canutos de Manilva (localidad 4). Barra: 1 mm.

Foto 5.- Corte longitudinal de las cúpulas estromatolíticas (LLH). Textura densamente laminada alternante. B: láminas bacterianas. E: láminas microestromatolíticas y fosfatadas. F: colonias de foraminíferos rellenas de fosfatos; obsérvese cómo las colonias que se concentran en este caso en los espacios entre la cúpulas, pero también existen dentro de ellas. Albense superior-Vraconense. Hacho de Montejaque (localidad 6). Barra: 1 mm.

Foto 6.- Microestromatolitos arborescentes entre sedimento pelágico con foraminíferos planctónicos del Vraconense basal. Las láminas oscuras son haces de filamentos orgánicos; las claras, fosfatos. Peñón del Berruoco (localidad 1). Barra: 0,2 mm.

PLATE I

Photo 1. - Exposure of phosphated oncoids within pelagic limestones. Upper Valanginian-Lower Hauterivian. Locality 3 (Los Canutos de Manilva). Diameter of coin: 23 mm.

Photo 2.- Building of the stromatolitic structure with encrusting-agglutinating foraminifers, consisting of laminae of bacterial filaments (B), and phosphates (F). Note the abundance of the quartz particles trapped by foraminifers, and the relation of the phosphate with the bacterial filaments. Upper Albian-Vraconian. Locality 6 (Hacho de Montejaque). Scale is: 0.1 mm.

Photo 3.- Detail of phot. 2: Colony of foraminifers. Q.- Quartz and other agglutinated particles. F.- Phosphates. B.- Bacterial filaments. Bar is 0.025 mm long.

Photo 4.- Stromatolite domes (LLH) in cross-section. The nucleus of the domes shows densely laminated texture (DL). Towards the border the loose cupular microstromatolitic texture (C) is shown with great amount of phosphates (clear laminae) between organic dark laminae. In the central space constructions of the foraminifers (F) are observed. The dark mottled (M) is due to iron oxides, which probably were old sulphurs. Upper Valanginian Lower Hauterivian. Locality 4 (Los Canutos de Manilva). Bar is 1 mm long.

Photo 5.- Longitudinal section of the stromatolitic domes (LLH). Alternating densely laminated texture. B: bacterial laminae. E: phosphatic and microstromatolitic laminae. F: colonies of the foraminifers filled up by phosphates. Note how the colonies are concentrated (in this case) between domes, but there are also within. Upper Albian-Vraconian. Locality 6 (Hacho de Montejaque). Scale: 1 mm.

Photo 6.- Arborescent microstromatolites within pelagic sediment with planktonic foraminifers of the Lowermost Vraconian. Dark laminae are sets of organic filaments; clear laminae are phosphates. Locality 1 (Peñón del Berruoco). Scale is 0.2 mm.

En los últimos años se han publicado diversas revisiones de las ideas e hipótesis sobre la génesis de los fosfatos (Cook y McElhinny, 1979; Slansky 1980; Bendor, 1980; Sheldon, 1980, 1981; Arthur y Jenkyns, 1981; Baturin 1982). En ellas se plantean aspectos controvertidos, no resueltos, del proceso genético, a la vez que se resaltan otros donde hay un acuerdo generalizado.

La mayor parte de los trabajos sobre la génesis de los fosfatos se refieren a los grandes yacimientos, muy localizados en el espacio y en el tiempo. Estos se formaron, en períodos transgresivos, en plataformas marinas abiertas, con escasa velocidad de sedimentación, clima rápido y afectada por corrientes ascendentes (*upwelling*) que aportaron masas de aguas ricas en nutrientes, procedentes de niveles inferiores del océano a las regiones más someras. Los medios óptimos para su formación son las zonas más abiertas de las plataformas, situadas en áreas próximas a la zona de mínimo contenido en oxígeno (*sensu* Jenkyns 1980, 1985) y, por tanto, moderadamente oxigenadas que son inmediatamente adyacentes a las áreas de gran acumulación orgánica en condiciones anóxicas (Slansky, 1982). Son, por tanto, depósitos originados a profundidades moderadas, del orden de pocos centenares de metros.

Baturin (1982) ha descrito depósitos fosfatados en umbrales pelágicos actuales a muy diferente profundidad; sin embargo en ningún caso se trata de depósitos recientes, sino fósiles, que pueden datar incluso del Cretácico inferior. Este dato permite sugerir que tales depósitos estén ligados a importantes discontinuidades sedimentarias, sin que los valores de batimetría actuales puedan ser considerados como los del depósito.

Es probable que las condiciones de formación de los pequeños yacimientos fosfatados originados sobre umbrales pelágicos, como en nuestro caso (González-Donoso *et al.*, 1983), fueran, en buena parte, equivalentes a las que dieron lugar a las grandes acumulaciones fosforíticas.

SIGNIFICADO SEDIMENTARIO Y PALEOGEOGRÁFICO DE LOS ESTROMATOLITOS PELÁGICOS FOSFATADOS

Contexto paleogeográfico regional

Los dos ejemplos de estromatolitos pelágicos fosfatados estudiados en este trabajo se formaron en un umbral pelágico que fue afectado por varias discontinuidades estratigráficas (González-Donoso *et al.*, 1983). Su evolución paleogeográfica durante el Cretá-

cio inferior se representa de forma muy esquemática en la figura 2. Los estromatolitos de edad Valanginiense superior-Hauteriviense inferior se formaron en el borde interno del Penibético, al mismo tiempo que en el resto del dominio, después de una interrupción generalizada de la sedimentación pelágica anterior (figura 2.B), solo se depositaban, muy localmente, delgados sedimentos bioclásticos (crinoiditas con restos de dientes de peces) extremadamente condensados (figura 2G). Estos depósitos fueron anteriores a la formación de un paleokarst (figura 2D), lo que acaeció durante el Hauteriviense pro parte a consecuencia de una emersión. Esta fue determinada por el efecto combinado de un basculamiento tectónico, que causó el levantamiento de los sectores más externos del dominio, y de una caída del nivel del mar (García-Hernández *et al.*, 1982). El basculamiento tal vez se inició ya durante el Valanginiense inferior y determinó el cese de la sedimentación pelágica somera que había preexistido desde el Jurásico superior (fig. 2A). Los estromatolitos de edad Albense superior-Vraconense, se formaron en la parte central del Penibético, al mismo tiempo que en los sectores adyacentes situados a ambos lados se había iniciado la fosilización del paleokarst (fig. 2E). Tanto los depósitos sincrónicos de la formación de los estromatolitos de las dos edades estudiadas como los que los fosilizan (figs. 2E, 2F) están constituidos por ritmitas calizo-margosas con foraminíferos planctónicos y, a veces, ammonites. Suelen ser de color gris oscuro en corte fresco y contienen localmente niveles bituminosos cuya presencia pone de manifiesto que el depósito se efectuó en condiciones anóxicas (euxínicas).

Condiciones de formación de los estromatolitos pelágicos

El estancamiento de las aguas profundas debido a las subidas del nivel del mar del Valanginiense superior, Aptense superior y, sobre todo, del Albense superior-Vraconense (García-Hernández *et al.*, 1982; Vail *et al.*, 1977) debieron favorecer el enriquecimiento relativo en fósforo (Bendor, 1980; Arthur y Jenkyns, 1981) de los sedimentos anóxicos contemporáneos (Jenkyns, 1980). Las corrientes ascendentes desde zonas profundas (*upwelling*) favorecerían la llegada de nutrientes y de fósforo a zonas someras de los umbrales pelágicos y a las plataformas. En algunas áreas del Penibético afectadas por corrientes, cuya actividad se deduce de la existencia de brechas y de la frecuencia de estructuras oncoidales, se vió favorecida la condensación estratigráfica y la creación de microambientes ligeramente alcalinos y reductores favorables a la proliferación de asociaciones simbióticas de bacterias fosfatizantes y foraminíferos en-

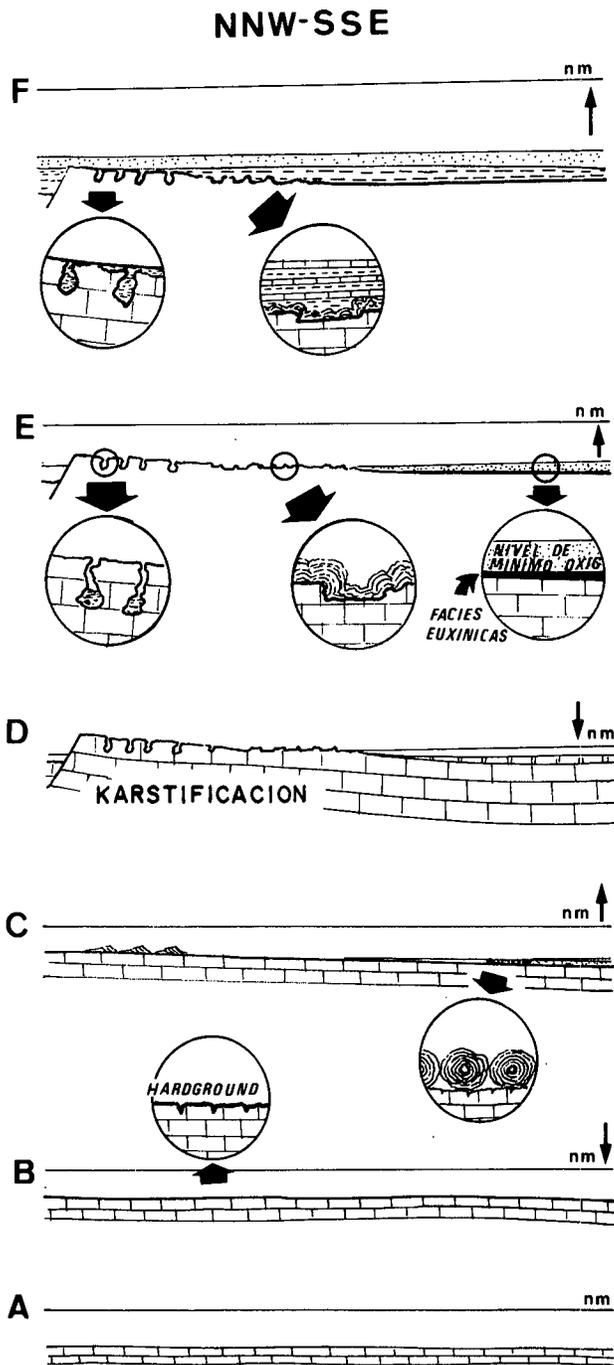


Figura 2.- Evolución paleogeográfica del Penibético durante el Cretácico inferior y su relación con la formación de los estromatolitos pelágicos fosfatados. A: Jurásico superior a Valanginiense inferior. B.- Valanginiense C.- Valanginiense superior-Hauteriviense inferior D.- Hauteriviense E.- (Aptense?) - Albense y Vraconense. F.- Cenomanense-Turonense.

Figure 2.- Paleogeographic evolution of the Penibetic during the Lower Cretaceous, and their relation with the genesis of the phosphated pelagic stromatolites. A: Upper Jurassic-Lower Valanginian. B.- Valanginian. C.- Upper Valanginian-Lower Hauterivian. D.- Hauterivian. E.- (Aptian?) - Albian and Vraconian. F.- Cenomanian-Turonian.

costrantes, que construían estromatolitos. Estas condiciones se debieron dar en las proximidades de la zona de mínimo contenido en oxígeno, lugar favorable para el desarrollo de los procesos de fosfatización y glauconitización. Si se tiene en cuenta que los límites de dicha zona se expandieron durante el Cretácico medio y estuvieron comprendidos entre 100 y 600 m (Arthur y Jenkyns, 1981) parece razonable concluir que la profundidad a la que tuvo lugar la formación de los estromatolitos fosfatados del Penibético debió ser del orden de pocos centenares de metros.

Posición de los estromatolitos pelágicos fosfatados de los márgenes continentales pasivos en relación con los episodios anóxicos y los cambios eustáticos

La aparición de los estromatolitos pelágicos fosfatados del Penibético coincidió con el inicio de las subidas del nivel del mar que se detectan a escala regional (García-Hernández *et al.*, 1982) y mundial (Vail *et al.*, 1977; Hancock y Kauffman, 1979; Jenkyns, 1980; Hallam 1984). Es interesante hacer notar, además, que, mientras que durante el Neocomiense superior la parte del Penibético más apropiada para la formación de estas estructuras se situó en el borde más interno del dominio, durante el Albense superior-Vraconense se había desplazado hacia sectores más externos. Habida cuenta del basculamiento de los sectores más externos del Penibético más arriba indicado y sugerido por diversos datos geológico-regionales, esta migración parece ser el reflejo del progreso de la subida del nivel del mar a lo largo del Cretácico y, por tanto de la zona de mínimo contenido en oxígeno. En relación con este ascenso se produjo el gran episodio anóxico oceánico (E.A.O.) del Cretácico medio que determinó el depósito de facies euxínicas en los sectores más internos. Arthur y Jenkyns (1981) han indicado que los grandes episodios fosfatogénicos no coinciden con los E.A.O.; sin embargo, los mismos autores, indican que en los umbrales pelágicos se pudieron formar calizas y costras fosfatadas, precisamente durante los E.A.O. Este sería el caso de los estromatolitos fosfatados albovraconenses cuya formación coincidió con el E.A.O. del Albense-Cenomanense (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns 1980, 1985; Lloyd, 1982; etc). El hecho de que en otras cordilleras alpinas como los Alpes (Riout y Royant 1975) y los Cárpatos (Krajewski 1981a, b, c, 1983; 1984) se encuentren estromatolitos semejantes de la misma edad, indica que todos ellos pueden ser la respuesta a los mismos condicionantes sedimentológicos y paleogeográficos generales. Es conveniente añadir que estos fenómenos acaecieron dentro del contexto paleogeográfico de márgenes

continentales pasivos mesozoicos (cf. Vera 1981, para las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas) durante la etapa final que conllevó el hundimiento generalizado de los surcos y umbrales cuya individualización se había iniciado, sobre todo, a partir del Lías superior (Vera 1984); los umbrales pelágicos localmente aparecen afectados por discontinuidades estratigráficas, algunas de las cuales pudieron ser debidas a emersiones temporales, durante las cuales cuando se implantaron las condiciones anóxicas y sedimentarias favorables, tuvo lugar la formación de depósitos fosfatados.

BIBLIOGRAFIA

- ARTHUR, M.A. y JENKYN, H.C., 1981: Phosphorites and paleoceanography. *Oceanologica Acta*, Proc. 26th. Inter. Geol. Congr. París (1980), n. sp.: 83-96.
- BATURIN, G.N., 1982: Phosphorites on the seafloor. Origin, composition and distribution, *Developments in Sedimentology*, 33, Ed. Elsevier, Amsterdam, 343 p.
- BENTOR, J.K., 1980: Phosphorites: The unsolved problems. In J. K. Bendor, ed. *Marine Phosphorites: Geochemistry, Occurrence, Genesis*, S.E.P.M. Sp. Pub. 29: 3-18.
- BIRCH, G.F., 1980: A model of penecontemporaneous phosphatization by diagenetic and authigenic mechanisms from the western margin of southern Africa. In: J.K. Bendor, ed. *Marine Phosphorites: Geochemistry, Occurrence, Genesis: S.E.P.M. Sp. Pub. 29: 79-100.*
- COOK, P.J. y McELHINNY, M.V., 1979: A reevaluation of the Spatial and Temporal Distribution of Sedimentary Phosphate Deposits in the light of Plate Tectonic. *Economic Geology*, 74: 315-330.
- CHAUVE, P., DIDON, J. y PEYRE, Y., 1968: Le Crétacé inférieur du Pénibétique (Zone de Ronda-Torcal, Cordillères Bétiques, Espagne, *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 10: 56-64.
- FROELICH, P.N., BENDER, M.L., LEUDTKE, N.A., HEATH, G.R. y DeVRIES, T., 1982: The marine phosphorus cycle. *Am. Jour. Science*, 282: 474-511.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., MARTÍN-ALGARRA, A. y VERA, J.A., 1982: Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: Comparación de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral pelágico (Penibético). *Cuader. Geol. Ibérica*, 8: 581-597.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., «MARTÍN-ALGARRA, A., REBOLLO, M., SERRANO, F. y VERA, J.A., 1983: Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 39: 71-116.
- HALLAM, A., 1984: Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 205-243.
- HANCOCK, J.M. y KAUFFMAN, E.G., 1979: The great transgressions of the late Cretaceous. *J. Geol. Soc. London*, 136: 175-186.
- JENKYN, H.C., 1980: Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London* 137: 171-188.
- JENKYN, H.C., 1985: The early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. *Geologische Rundschau*, 74: 505-518.
- KRAJEWSKI, K.P., 1981a: Phosphate microstromatolites in the High-Tatra Albian limestones in the Polish Tatra Mountains. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre*, 29: 175-183.
- KRAJEWSKI, K.P., 1981b: Pelagic stromatolites from the High-Tatra Albian limestones in the Tatra Mts. (en polaco, resumen en inglés) *Kwart. geol.*, 22: 731-751.
- KRAJEWSKI, K.P., 1981c: Phosphate pizolite structures from condensed limestones of the High-Tatra Albian (Tatra Mts). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51: 339-352.
- KRAJEWSKI, K.P., 1983: Albian pelagic phosphate-rich macroorganisms from the Tatra Mts. Poland. In: T.M. Peryt, ed. *Coated Grains*, Springer-Verlag, 344-357.
- KRAJEWSKI, K.P., 1984: Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Sedimentology*, 31: 443-470.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. y GINSBURG, R.N., 1964: Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.*, 72: 68-83.
- LUCAS, G. y PREVOT, I., 1981: Synthèse d'apatite à partir de matière organique phosphorée (ARN) et de calcite par voie bactérienne. *C.R.Ac.Sc. Paris*, 292 (2): 1203-1205.
- LLOYD, C.R., 1982: The mid-Cretaceous earth: paleogeography, ocean circulation and temperature: atmospheric circulation. *Jour. Geol.* 90: 393-413.
- MONTY, C.L.V., 1973: Les nodules de manganèse sont des stromatolites océaniques. *C. R. Ac. Sc. Paris*, D, 276: 3285-3288.
- MONTY, C.L.V., 1977: Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites: a review. In E. Flügel, ed. *Fossil Algae*, Ed. Springer, 15-35.
- ODIN, G.S. y LETOLLE, R., 1980: Glauconitization and phosphatization environments: A tentative comparison. In: J. K. Bendor (ed): *Marine Phosphorites: Geochemistry, Occurrence, Genesis*, S.E.P.M. sp. pub., 29: 227-237.
- RIOULT, M. y ROYANT, G., 1975: La "croute stromatolique in Manara" horizon repere de l'Aptien-Albien dans la série Briançonnaise du Monte Armelta (Alpes). *Proc. Congr. Inter. Sediment.*, Nice, 10: 123-128.
- SCHLANGER, S.O. y JENKYN, H.C., 1976: Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179-184.
- SHAPIRO, L., 1952: Simple field method for the determination in phosphate in phosphatic rocks. *Am. Mineral.*, 37: 391-342.
- SHELDON, R.P., 1980: Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation-an hypothesis. In J. K. Bendor ed. *Marine Phosphorites: Geochemistry, Occurrence, Genesis*, S.E.P.M. Sp. Pub., 29: 239-427.
- SHELDON, R.P., 1981: Ancient marine phosphorites. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9: 251-284.
- SLANSKY, M., 1980: Geologie des phosphates sedimentaires. *Mem. B.R.G.M.* 114, 92 pags.
- SLANSKY, M., 1982: Importance du rôle des organismes et de la matière organique dans la sédimentation phosphatée. In Livre Jubilaire G. Lucas, *Geologie Sedimentaire, Mem. Geol. Univer. Dijon*, 7: 215-224.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. y TOMPSON III, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 4. Global cycles of relative changes of sea level. In C.E. Payton, ed. *Seismic Stratigraphy* A.A.P.G., Mem. 26: 83-97.

- VERA, J.A., 1981: Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. *In* Programa Internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.). *Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. Madrid*, 2: 125-160.
- VERA, J.A., 1984: Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. *In* A. Obrador, ed. Libro Homenaje a L. Sánchez de la Torre, Grup. Esp. Sed. *Publicaciones de Geología*, Barcelona, 20: 25-54.
- VERA, J.A., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., COMAS, M.C., RUIZ-ORTIZ, P.A. y MARTÍN-ALGARRA, A., 1982: El Cretácico de las Cordilleras Béticas. *In* *El Cretácico de España*. Univer. Complutense Madrid, 515-362.
- WENDT, J., 1974: Encrusting organisms in deep-sea manganese nodules. *In*: K. J. Hsu y H. C. Jenkyns, eds. *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*, I.A.S. Sp. Pub., 1: 437-447.