

XXVIII Jornadas SEP 2012

1-6 de octubre

Valencia-Sóller

Homenaje a Guillem Colom

Casasnovas (1900-1993)



Libro de Resúmenes

Jau-Chyn LIAO,
José Antonio GÁMEZ VINTANED,
José Ignacio VALENZUELA-RÍOS
y Anna GARCÍA-FORNER (eds.)

**XXVIII Jornadas de la
Sociedad Española de
Paleontología
y Simposios de los Proyectos
n.º 587 y 596 del PICG.
Valencia y Sóller, 1-6 de octubre de 2012.
Homenaje a Guillem Colom Casasnovas
(1900-1993).**

Libro de Resúmenes

**Jau-Chyn LIAO, José Antonio GÁMEZ VINTANED,
José Ignacio VALENZUELA-RÍOS y Anna GARCÍA-FORNER (eds.)**

Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 40.
E-46100 Burjassot (Valencia). España

Editan:



VNIVERSITAT DE VALÈNCIA



XXVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y Simposios de los Proyectos n.º 587 y 596 del PICG. Valencia y Sóller, 1-6 de octubre de 2012. Homenaje a Guillem Colom Casasnoves (1900-1993). Libro de Resúmenes / Jau-Chyn LIAO, José Antonio GÁMEZ VINTANED, José Ignacio VALENZUELA-RÍOS, Anna GARCÍA-FORNER, eds. Valencia: Universitat de València; Madrid: Sociedad Española de Paleontología; 2012

332 pp.; 70 il., 10 tab.; 16,0 x 24,0 cm
ISBN: 978-84-370-8993-5

CDU: 56, 562, 563.1, 567, 568, 569, 069.5

Ninguna parte de este catálogo puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluidas fotografías, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito de los titulares de los derechos.

Modelo de referencia:

CALVO, H. & VALENZUELA-RÍOS, J.I. 2012. Conodontos del Lochkoviense medio y superior (Devónico Inferior) de la sección Segre 4 (Pirineos Centrales Españoles). In: *XXVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y Simposios de los Proyectos n.º 587 y 596 del PICG. Valencia y Sóller, 1-6 de octubre de 2012. Homenaje a Guillem Colom Casasnoves (1900-1993). Libro de Resúmenes* (eds. LIAO, J.-C., GÁMEZ VINTANED, J.A., VALENZUELA-RÍOS, J.I. & GARCÍA-FORNER, A.). Universitat de València, Valencia; Sociedad Española de Paleontología, Madrid; 289-290.

© Los autores.

© De esta edición, Universitat de València y Sociedad Española de Paleontología

I.S.B.N.: 978-84-370-8993-5

DEPÓSITO LEGAL: V-2756-2012

PREIMPRESIÓN: José Antonio GÁMEZ VINTANED

IMPRESIÓN: Servicio de Publicaciones, Universitat de València

IMPRESO EN ESPAÑA-UNIÓN EUROPEA.

XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y Simposios de los Proyectos n.º 587 y 596 del PICG

Organizan

Depto. de Geología y Museo de Geología de la Universitat de València-Estudi General
Sociedad Española de Paleontología
Universitat de les Illes Balears
Museo Balear de Ciències Naturals
Universidad de Alicante

Colaboran

Ajuntament de Sóller
Universitat de València-Estudi General
Comité Español del PICG (IUGS-UNESCO)
Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva

Comité Organizador

Presidente:

Mateu i Mateu, Guillem

Secretario:

Usera Mata, Juan M.

Vocales:

Cátedra Guillem Colom

Mateu Vicens, Guillem

Museo Balear de CC. NN.

Constantino, Carolina

Universidad de Alicante

Corbí Sevilla, Hugo

Universidad Autónoma de Barcelona

Caus Gracia, Esmeralda

Universitat de les Illes Balears

Pomar Gomá, Luis

Universitat de València-Estudi General

Alberola Giner, Carmen

Calvo Sanchís, Helena

Gámez Vintaned, José A.

García-Forner, Anna

Giner Baixauli, Alicia

Guillem Martínez, Jorge

Liao, Jau-Chyn (Teresa)

Márquez-Aliaga, Ana

Valenzuela Ríos, José I.

Comité Científico

Museo Geominero (IGME)

Dr. Eduardo Barrón

Dr.^a Isabel Rábano

MNH, U.K.

Dr.^a Gloria A. Arratia

MfN, HUB

Dr. Rodrigo Soler Gijón

UALBERTA

Dr.^a Angélica Torices

UAH
Prof.^a Dr.^a Amelia Calonge

UA
Dr. Jesús Soria

UAB
Prof.^a Dr.^a Esmeralda Caus

UB
Prof. Dr. Jordi Martinell

UCM
Dra. María A. Álvarez Sierra
Dra. María Luisa Canales
Dra. María José Comas Rengifo
Prof. Dr. Fernando García Joral
Prof. Dr. Antonio Goy
Dr. Manuel Hernández Fernández
Dra. Concepción Herrero
Prof. Dr. Sixto Fernández López
Dra. Gemma Martínez Gutiérrez
Prof. Dr. Sergio Rodríguez García
Dra. María Soledad Ureta

UGR
Prof. Dr. Juan Carlos Braga Alarcón
Prof. Dr. Antonio Checa
Prof. Dr. Federico Olóriz Sáez
Dr. José Sandoval Gabarrón

UHU
Prof. Eduardo Mayoral Alfaro
Dr. Fernando Muñoz Guinea

UNILEON
Dra. Esperanza Martínez Fernández

UL
Dr. Francisco Fatela

UMA
Prof. Dr. Francisco Serrano Lozano

UPV
Dr. Alejandro Cearreta
Prof. Dr. Xabier Orue Etxebarria

USAL
Prof. Dr. Jorge Civis Llovera

UV
Dr. José Antonio Gámez Vintaned
Dra. Anna García Forner
Dr. Rodolfo Gozalo Gutiérrez

Dra. Ana Márquez Aliaga
Dr. Plinio Montoya Bello
Dr. Miguel Vicente Pardo Alonso
Dr. Francisco Javier Ruiz Sánchez
Prof. Dr. Juan Manuel Usera Mata
Prof. Dr. José Ignacio Valenzuela Ríos

UVIGO
Dr. Guillermo Francés Pedraz

UNIZAR
Prof. Dr. Eladio Liñán Guijarro
Dr. Enrique Villas

Claves:
Instituto Geológico y Minero de España (IGME)
Museum of Natural History. University of Kansas (MNH, U.K.)
Museum für Naturkunde. Humboldt University of Berlin (MfN, HUB)
University of Alberta (UALBERTA)
Universidad de Alcalá de Henares (UAH)
Universidad de Alicante (UA)
Universidad Autónoma de Barcelona (UAB)
Universidad de Barcelona (UB)
Universidad Complutense de Madrid (UCM)
Universidad de Granada (UGR)
Universidad de Huelva (UHU)
Universidad de León (UNILEON)
Universidade de Lisboa (UL)
Universidad de Málaga (UMA)
Universidad de País Vasco (UPV)
Universidad de Salamanca (USAL)
Universidad de Valencia (UV)
Universidad de Vigo (UVIGO)
Universidad de Zaragoza (UNIZAR)

Prefacio

Este año 2012, la Sociedad Española de Paleontología quiere rendir un homenaje a la figura de D. Guillermo Colom Casasnovas (1900-1993).

Guillermo Colom fue una figura clave en los estudios micropaleontológicos en nuestro país y también a nivel internacional. No fue seguramente él quien inició estos estudios, pero sí el que les dio forma y continuidad, creando una escuela que ha perdurado hasta nuestros días.

Nacido en Sóller, Mallorca, siempre destacó en él su espíritu naturalista, derivado de sus primeros años de entomólogo aficionado, de la mano del Hermano Jordá, teatino de Pollensa, y del Dr. Ignacio Bolívar, catedrático de Entomología en la Universidad Central de Madrid.

Otros intereses habrían de guiar la vida científica de Colom a partir del año 1926, cuando acompaña a los componentes del grupo que realizan la excursión de campo en Mallorca, dentro de las actividades del *XIV Congreso Geológico Internacional* celebrado en Madrid. Esta excursión, guiada por Paul Fallot y Bartolomé Darder, parece coincidir con el inicio de su actividad como micropaleontólogo. Es precisamente en 1926 cuando aparece su primera publicación en el *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, presidida en ese momento por D. Pío del Río Ortega. Después vendrán sus artículos en las publicaciones del Instituto Español de Oceanografía (1928), en el *Butlletí de l'Institutió Catalana d'Historia Natural* (1931), y un largo etcétera. Solo la guerra civil española (1936-1939) fue capaz de interrumpir la producción científica de Guillermo Colom. Al finalizar la contienda, muchas instituciones científicas españolas habían desaparecido o habían paralizado sus actividades. La correspondencia con otros científicos nacionales o de otros países había sido cortada. Sin embargo, gracias a los estudios realizados en París con el Dr. Cayeux y en Estrasburgo con el Prof. Lapparent, su carrera en la Micropaleontología ya estaba iniciada y sus publicaciones empezaron a ser más frecuentes, tanto en las revistas nacionales como en las internacionales.

Sus estudios sobre foraminíferos actuales y fósiles del Mesozoico y Cenozoico son bien conocidos por los micropaleontólogos especialistas en este grupo de organismos, describiendo alrededor de 250 especies y subespecies nuevas.

Sus trabajos sobre calpionélidos le hicieron muy conocido, sobre todo al considerar las afinidades de este grupo fósil con los tintínidos actuales, infusorios lorigados oligotricos.

Otros grupos como los *Nannoconus* y otros incertae sedis fueron descritos en sus trabajos, que son referencia para aquellos que quieran iniciarse en el estudio de estos microfósiles.

La última publicación de Colom apareció en el año 1994, un año después de su muerte, en la *Revista Española de Micropaleontología*. Enrico Perconig, creador y editor en aquellos momentos de la Revista, lamentaba su fallecimiento y recordaba con cariño y admiración la figura de aquel hombre sencillo e incansa-

ble trabajador que había conocido en Mallorca, cuando él trabajaba para las compañías del petróleo.

Cierto es que, en el lento despertar de la Paleontología en España, muchos científicos aportaron su grano de arena para establecer las bases de esta ciencia en nuestro país.

Los años de nuestra posguerra civil fueron difíciles, pero poco a poco la Paleontología y, de mano de Guillermo Colom, la Micropaleontología, fueron progresando y llenando muchos ámbitos de nuestras vidas.

Al micropaleontólogo solleric le debemos el haber dedicado su vida al estudio de unos grupos de organismos que tanta información nos aportan sobre la historia de la vida sobre la Tierra y de los cambios ambientales que en ella se han producido.

Los que pasamos por su casa de Sóller a consultar sus colecciones, su extensa biblioteca, a recibir sus consejos y a escuchar y meditar sus ideas nos sentimos muy complacidos de que la Sociedad Española de Paleontología, la Universidad de Valencia, la Universidad de las Islas Baleares, la cátedra «Guillem Colom», el Museo Balear de Ciencias Naturales y la Universidad de Alicante rindan este merecido homenaje al que fue maestro de tantos paleontólogos y tanto aportó al desarrollo de la Micropaleontología.

Prof. Dr. Juan M. USERA MATA

Tema monográfico.
Micropaleontología

Aportación al conocimiento de los foraminíferos de la Albufera d'es Grau (Menorca, Islas Baleares)

Alberola, C., Usera, J. y Guillem J.

Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España.
<carmen.alberola@uv.es>, <usera@uv.es>, <jorge.guillem@uv.es>

Key words: *Recent foraminifera, litoral lake, Es Grau, Menorca, Spain*

Introducción

La Albufera d'es Grau de Menorca se encuentra situada en la zona nordeste de la isla, integrada dentro del parque natural de su mismo nombre, con una extensión aproximada de unas 5.000 ha, de las cuales 78 corresponden a la propia Albufera.

La capacidad aproximada de la laguna es de 1 hm³, con una profundidad que oscila entre 1,37 y 3 m. Puede obtenerse información adicional sobre la limnología de esta cuenca en PRETUS (1989).

El marco geológico está constituido por un conjunto de materiales siliciclásticos paleozoicos que recogen, en la cuenca hidrográfica, unos 549 mm anuales de agua procedente de las precipitaciones. Estas constituyen la principal fuente de alimentación hídrica de la laguna. Además, la Albufera se encuentra conectada con el mar abierto por un canal de aproximadamente 0,5 km de longitud, aunque un sistema de esclusas impide parcialmente la salida del agua dulce hacia el mar.

Debido al régimen mediterráneo de precipitaciones, el nivel del agua y la salinidad son muy variables, llegando a constituir factores críticos desde el punto de vista ecológico. La entrada del agua de mar puede dar lugar a fenómenos de estratificación en el seno de la laguna y, en consecuencia, a episodios de anoxia en el fondo (PRETUS, 1989, 2003; CARDONA, 2001; PRETUS & OBRADOR, 2004).

Este trabajo pretende ser una aportación al conocimiento de las especies de foraminíferos de la Albufera d'es Grau.

Material

El material de donde se extrajeron los foraminíferos procede de dos muestreos superficiales realizados en diciembre de 2011 y marzo de 2012 en el margen sur de la Albufera (muestras 1-2 y A-B), y en el canal de comunicación con el mar (muestras 3-4 y C-D). Para el muestreo se utilizó una draga de cuchara con una superficie de abertura de 15 cm². De la muestra obtenida solo se utilizaron los 3 cm superficiales.

El total de ocho muestras analizadas permiten establecer una relación de especies de foraminíferos no citadas hasta el momento.

Las coordenadas geográficas de las muestras son las siguientes:

Albufera 1: 39° 56' 48" N; 04° 15' 55" E

Albufera 2: 39° 56' 50" N; 04° 15' 45" E

Tabla I. Lista de especies de foraminíferos encontradas en las muestras de la Albufera d'es Grau.

Muestra	1	2	3	4	A	B	C	D
Foraminíferos aglutinados								
<i>Haplophragmoides wilberti</i> Andersen		x						
<i>Trochammina inflata</i> (Montagu)		x					x	
Foraminíferos aporcelanados								
<i>Amphisorus hemprichii</i> Ehrenberg		x	x	x	x			
<i>Cornuspira involvens</i> (Reuss)								x
<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny)	x	x		x	x			
<i>Miliolinella webbiana</i> (d'Orbigny)					x			
<i>Nubecularia lucifuga</i> Defrance			x	x				
<i>Peneroplis pertusus</i> (Forsk.)			x	x	x	x		x
<i>Peneroplis planatus</i> (Fichtel & Moll)			x	x	x			
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i> d'Orbigny		x	x	x	x			
<i>Quinqueloculina bicarinata</i> d'Orbigny				x				
<i>Quinqueloculina bosciana</i> d'Orbigny			x					
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i> d'Orbigny	x		x		x	x		
<i>Quinqueloculina poeyana</i> d'Orbigny					x			
<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné)			x		x			
<i>Siphonaperta agglutinans</i> (d'Orbigny)			x	x				
<i>Spiroloculina nitida</i> d'Orbigny			x					
<i>Triloculina rotunda</i> d'Orbigny			x	x				x
<i>Vertebralina striata</i> d'Orbigny			x					
Foraminíferos hialinos								
<i>Ammonia beccarii</i> (Linné)	x		x			x		
<i>Ammonia tepida</i> (Cushman)	x				x	x	x	x
<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson)	x	x			x			
<i>Bolivina earlandi</i> Parr	x							
<i>Buccella granulata</i> (di Napoli Alliata)							x	
<i>Cibicides refulgens</i> de Monfort	x	x	x		x			x
<i>Cibicoides pseudoungerianus</i> (Cushman)								x
<i>Discorbis mira</i> Cushman					x			x
<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny)	x							
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman)	x							
<i>Elphidium complanatum</i> (d'Orbigny)					x			
<i>Elphidium crispum</i> (Linné)	x	x	x	x	x	x		x
<i>Elphidium escavatum</i> (Terquem)						x		
<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel & Moll)	x					x		x
<i>Globulina gibba</i> Deshayes			x					
<i>Guttulina communis</i> (d'Orbigny)					x			
<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg)	x				x	x	x	x
<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob)	x	x	x	x	x	x		x
<i>Melonis barleeanus</i> (Williamson)					x			
<i>Planoglabratella opercularis</i> (d'Orbigny)	x							
<i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny	x	x	x	x		x		
<i>Planorbulina variabilis</i> (d'Orbigny)			x			x		
<i>Rosalina bradyi</i> (Cushman)					x	x		x
<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny		x	x		x	x		
<i>Rosalina mediterraneensis</i> d'Orbigny		x			x	x		
<i>Stomatobina concentrica</i> (Parker & Jones)	x	x						
<i>Trichohyalus aguayoi</i> (Bermúdez)	x					x		

Albufera 3: 39° 56' 59" N; 04° 16' 01" E.

Albufera 4: 39° 57' 00" N; 04° 15' 59" E.

Albufera A: 39° 56' 49" N; 04° 15' 57" E.

Albufera B: 39° 56' 46" N; 04° 15' 56" E.

Albufera C: 39° 56' 49" N; 04° 15' 46" E.

Albufera D: 39° 56' 51" N; 04° 15' 47" E.

Las muestras fueron desagregadas en agua a 50 °C y tamizadas bajo malla de 0,063 mm. Los caparazones de los foraminíferos fueron examinados bajo la lupa binocular, clasificados y fijados sobre portaobjetos. Las asociaciones definidas deben considerarse asociaciones totales (vivos+muestrados) ya que no se utilizó ningún método de tinción que permitiera diferenciar entre individuos vivos y caparazones muertos en las muestras.

Resultados

La lista taxonómica de las especies de foraminíferos recuperadas en las ocho muestras aparece en la tabla I.

El recuento de los caparazones de los foraminíferos ha permitido el cálculo de una serie de índices de diversidad cuyos resultados se muestran en la tabla II.

Tabla II. Resultados del cálculo de los índices de diversidad de las asociaciones de foraminíferos de la Albufera d'es Grau.

Muestra	1	2	3	4	A	B	C	D
n.º de especies	17	13	20	12	22	15	4	12
Fisher	4,476	5,779	8,123	5,92	5,246	3,188	0,808	2,551
Simpson	0,508	0,822	0,9	0,856	0,443	0,21	0,086	0,257
Shannon	1,731	2,907	3,644	3,002	1,563	0,879	0,322	0,956
H/Hmax	0,423	0,786	0,843	0,838	0,382	0,225	0,161	0,267
Margalef	3,034	3,084	4,255	3,003	3,599	2,391	0,634	1,953

Conclusiones

Las asociaciones de foraminíferos obtenidas en este muestreo están fuertemente influenciadas por la dinámica costera, ya que junto con las especies endémicas de la albufera aparecen numerosos taxones procedentes de mar abierto. De todo el conjunto de especies, únicamente *Ammonia tepida* (Cushman, 1926), *Haplophragmoides wilberti* Andersen, 1953, *Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840), *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez, 1935), *Trochammina inflata* (Montagu, 1808), *Elphidium excavatum* (Terquem, 1875) y *Cornuspira involvens* (Reuss, 1850) pueden ser consideradas habitantes de la laguna litoral (MURRAY, 1991, 2006), si bien su presencia está también condicionada por su proximidad al medio marino abierto. La presencia en la laguna del resto de caparazones, correspondientes a especies claramente marinas (MURRAY, 1991, 2006), debe atribuirse a procesos tafonómicos de transporte (posiblemente por tormentas, ya que las mareas no juegan aquí un papel significativo).

Las distintas medidas de diversidad muestran valores variables que se incrementan en los puntos de muestreo más cercanos al mar, mientras que son mínimos en las zonas más restringidas.

Agradecimientos

Nuestro mayor agradecimiento al personal de Parque Nacional de la Albufera d'es Grau, Menorca, por su interés y las facilidades proporcionadas para la toma de muestras; igualmente al revisor de este trabajo, que sin duda ha mejorado su calidad. Este trabajo es una contribución al Proyecto CGL2009-12229 (subprograma BOS) del MICINN.

Referencias

- CARDONA, L. 2001. Non-competitive coexistence between Mediterranean grey mullet: evidence from seasonal changes in food availability, niche breadth and trophic overlap. *Journal of Fish Biology*, **59**, 729-744.
- MURRAY, J. 1991. *Ecology and Paleocology of benthic foraminifera*. Longman Scientific & Technical, Harlow. 397 pp.
- MURRAY, J. 2006. *Ecology and applications of benthic foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge. 426 pp.
- PRETUS, J.L. 1989. Limnología de la Albufera de Menorca (Menorca, España). *Limnetica*, **5**, 69-81.
- PRETUS, J.L. 2003. Ecologia i gestió sostenible de s'Albufera d'es Grau. *Butlletí Científic dels Espais Naturals Protegits de les Illes Balears*, **1**, 51-67.
- PRETUS, J.L. & OBRADOR B. 2004. *Informe anual del seguiment de s'Albufera d'es Grau*. Universitat de Barcelona, Barcelona. 28 pp.

Evolución del género *Orbitoides* durante el intervalo Santoniense superior-Campaniense inferior

Albrich, S.¹, Bernaus, J.M.² y Caus, E.¹

¹ Dept. de Geologia (Unitat de Paleontologia). Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C. Campus Bellaterra. E-08193 Cerdanyola del Vallès (Barcelona). España. <sergi.albrich@gmail.com>, <esmeralda.caus@uab.cat>

² Statoil ASA, GEX N-AFR. N-4035 Stavanger. Noruega. <josepbernaus@yahoo.es>

Key words: *Larger foraminífera*, *Santonian*, *Campanian*, *Pyrenean Basin*

Introducción

La edad de los materiales depositados en las plataformas someras del Cretácico Superior se ha establecido clásicamente mediante macroforaminíferos. Así, el reemplazamiento de las sucesivas especies del género *Orbitoides* (d'Orbigny, 1847) son particularmente útiles para el intervalo de tiempo Santoniense superior-Maastrichtiense, habiéndose construido varias biozonas. Estas zonas se han correlacionado con las biozonas de organismos planctónicos y situado en las escalas cronoestratigráficas estandarizadas. Pero lo que parece un claro ejercicio de «medida» de la evolución, resulta bastante problemático, principalmente cuando se utilizan los representantes más antiguos del género, que caracterizan el intervalo Santoniense superior-Campaniense inferior. Ello se debe a: 1) las descripciones originales de las especies son poco claras y las figuras insuficientes; 2) la correlación entre las localidades tipo de las especies no ha sido establecida.

En el presente trabajo se han estudiado las cuatro especies descritas: *O. douvillei* (Silvestri, 1910), *O. sanctae-pelagiae* (Astre, 1927), *O. dordoniensis* (Hofker, 1959) y *O. hottingeri* van Hinte, 1966, con el objetivo de establecer su validez o sinonimia y fijar su edad.

Problemática planteada y procedencia del material estudiado

O. douvillei

En 1910 SILVESTRI describió de los sedimentos campanienses de Belvès (SO de Francia), bajo el nombre de *Linderina? douvillei*, un pequeño foraminífero orbitoidal, que había sido figurado con anterioridad por DOUVILLÉ (1906). Ni Silvestri ni Douvillé indicaron el lugar exacto de procedencia de las muestras. En 1927, la misma figura fue usada por ASTRE para describir, otra vez, la misma especie, pero la situó en el género *Monolepidorbitoides*. Años más tarde, VAN HINTE (1968) estudió de nuevo la especie y designó una localidad tipo.

O. sanctae-pelagiae

Esta especie procede del Campaniense de la Serra del Turb (NE de España), y el autor describió dos variedades que adscribió al género *Monolepidorbitoides*. No obstante, VAN HINTE (1968) lo consideró sinónimo de *O. douvillei*.

O. dordoniensis

La nueva especie, adscrita al género *Planorbulinella*, fue introducida por HOFKER (1959). Según el autor, la especie procedía del Santoniense de Saintes (SO de Francia), pero VAN HINTE (1968) consideró errónea la localidad, situándola en un impreciso lugar en las cercanías de Belvès, cuya edad podía ser Santoniense o Campaniense.

O. hottingeri

HOTTINGER (1966) figuró un pequeño foraminífero orbitoidal de la sierra del Montsec (NE de España) bajo el nombre de *Monolepidorbis dordoniensis*. Las mismas muestras recolectadas por Hottinger sirvieron a VAN HINTE (1966) para la descripción de *O. hottingeri*.

El estudio se ha basado en nuevos muestreos en las localidades tipo de cada una de las especies y en secciones estratigráficas continuas realizadas en la zona central del margen sur pirenaico.

Resultados

Todas las poblaciones estudiadas difieren de la especie tipo del género *Orbitoides* (*Orbitoides media* d'Archiac, 1837) en que presentan conchas discoidales, frecuentemente onduladas, con los bordes lobulados y las superficies externas lisas; y en que no poseen camarillas laterales o están muy poco desarrolladas. El grosor que se observa en sección axial se debe a la superposición de lamelas suplementarias. Los embriones son pequeños y simples, con la excepción de la especie *O. douvillei* que presenta un embrión en H. Se ha podido establecer una evolución entre las especies *O. hottingeri*, *O. sanctae-pelagiae* y *O. douvillei*.

Las primeras poblaciones de *Orbitoides* aparecen en el Santoniense superior y caracterizan principalmente el Campaniense inferior.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado gracias a la financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación, proyecto CGL2009-08371.

Referencias

- ASTRE, G. 1927. Sur *Monolepidorbis* foraminifère voisin des Lindérines et des *Orbitoides*. *Bulletin de la Société géologique de France*, **4**, 387-394.
- DOUVILLÉ, H. 1906. Evolution et enchaînement des Formainifères. *Bulletin de la Société Géologique de France*, sér. 4, **6**, 588-602.
- HOFKER, J. 1959. Les Firanubufperes des Craues Tuffoïdes de Charante et Dordogne de l'Aquitaine, France du Sud-Ouest. *C. R. Congr. Soc. Sav., Colloque sur le Crétacé Supérieur Français*, 253-368.
- HINTE, J.E. VAN. 1966. *Orbitoides* from the Campanian type section. *Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen Proceedings*, ser. B, **69**, 79-10.
- HINTE, J.E. VAN. 1968. The Late Cretaceous larger foraminifera *Orbitoides douvillei* (Silvestri) at its type locality Belvès. SW France. *Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen Proceedings*, ser. B, **71**, 359-372.
- HOTTINGER, L. 1966. Foraminifères rotaliformes et Orbitoïdes du Sénonien inférieur pyrénéen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **59** (1), 277-302.
- SILVESTRI, A. 1910. Fossili dordoniiani nei dintorni di Termini-Imerese (Palermo). *Atti della Academia Pontificia Romana dei Nuovi Lincei*, **60**, 105-110.

Recuperación de la fauna de foraminíferos de aguas poco profundas después de la extinción en masa del límite Cenomaniense-Turonense (plataforma Apenínica, S de Italia)

Arriaga, M.E. y Caus, E.

Dept. de Geologia (Unitat de Paleontologia). Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C. Campus Bellaterra. E-08193 Cerdanyola del Vallès (Barcelona). España. <mariaeugenia.arriaga@e-campus.uab.cat>, <esmeralda.caus@uab.cat>

Key words: *Cenomanian-Turonian, mass extinction, benthic foraminifera, shallow-water facies, Apennines, Italy*

Introducción

Durante el Cenomaniense las condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas (ej., el calentamiento global de los océanos) provocaron la inundación de extensas áreas de los márgenes continentales, cuyas zonas poco profundas fueron colonizadas por diferentes grupos de organismos, entre ellos, los foraminíferos.

Hacia finales del Cenomaniense, una importante perturbación en el ciclo global del carbono se tradujo en una alta productividad primaria en los océanos y la formación de depósitos ricos en carbono orgánico en diferentes áreas del planeta (evento Bonarelli, OAE2) (JENKYN, 1991), así como en una de las ocho mayores extinciones de organismos marinos de los últimos 250 millones de años (m. a.) (RAUP & SEPKOSKI, 1986). Entre los organismos que se extinguieron se incluye la mayoría de los foraminíferos. En las plataformas, fueron las condiciones adversas derivadas del evento las responsables de la desaparición de la fauna y flora productora de carbonato durante el límite Cenomaniense-Turonense (CAUS *et al.*, 1997; PARENTE *et al.*, 2008). En el caso de los foraminíferos, los más afectados fueron los de gran tamaño, organismos extraordinariamente complejos y con una estrategia de vida K. De este modo, los macroforaminíferos sufrieron una extinción en masa en la que se perdió la codificación genética necesaria para permitir la construcción de una concha compleja altamente especializada, y únicamente cierta codificación genética menos especializada perdura en las poblaciones de foraminíferos con un modo de vida de estrategia r. Entre los grupos que desaparecieron están principalmente los alveolínidos y otras formas aporcelanadas, pero varios grupos de foraminíferos aglutinados también desaparecieron en el intervalo Cenomaniense-Turonense.

Durante el Turonense, cuando las condiciones medioambientales retornaron a la normalidad, la fauna de foraminíferos bentónicos empieza su recuperación alcanzando, al cabo de 8-10 m. a., el mismo nivel de organización que antes de la extinción del límite Cenomaniense-Turonense.

El objetivo del presente trabajo ha sido estudiar cómo y cuando se produjo la recuperación de la fauna bentónica después de la crisis. El estudio se ha llevado

a cabo en tres secciones estratigráficas: 1) Monte Coccovello, 2) Raia del Pedale y 3) Varchera (Apeninos meridionales, regiones de Campania y Basilicata, Italia).

Situación geológica

El área de estudio se sitúa en la plataforma Apenínica (centro y suroeste de Italia), que, al igual que la plataforma Apúlica (sureste de Italia) y las plataformas que hoy en día constituyen el sur de Grecia, formaba parte de las denominadas plataformas Periadriáticas, situadas al noreste del océano Ligur (este del Mediterráneo actual).

En esta plataforma, a diferencia de la mayoría de plataformas cenomanienses —que sufren inundación—, la sedimentación carbonatada es prácticamente continua desde el Triásico hasta el Campaniense, incluyendo el límite Cenomaniense-Turonense, lo que deriva en una oportunidad única para el estudio de la respuesta de la comunidad bentónica a los cambios globales durante este intervalo de tiempo.

Material y método

El trabajo se ha basado en el muestreo de las tres secciones estratigráficas antes mencionadas, de las que se han obtenido 120 láminas delgadas para el estudio de las microfacies y microfósiles. Paralelamente al muestreo micropaleontológico se ha realizado un muestreo quimioestratigráfico para el análisis de los isótopos del carbono y del estroncio, con objeto de fijar cronoestratigráficamente los eventos faunísticos.

Las facies identificadas corresponden principalmente a calizas de textura «wackestone» y «packstone», con intercalaciones de dolomías. Sugieren un medio de depósito de plataforma interna somera, carbonatada, sin aporte terrígeno, y que se caracteriza por una escasa energía del agua. Se trata de intervalos con sedimentación de tipo mareal junto con otros donde la sedimentación tuvo lugar en áreas de lagunas costeras con circulación marina restringida. El primer tipo de sedimentación estaría indicado por una mayor diversidad de foraminíferos, mientras que el segundo tipo, aunque también podrían haber albergado ciertos foraminíferos, se caracteriza principalmente por el gran desarrollo de estructuras microbianas o cianobacterianas. A pesar de la importante alteración diagenética que presenta las facies, la identificación de la fauna bentónica ha sido posible.

Resultados

La distribución estratigráfica de los foraminíferos bentónicos y la composición de sus asociaciones en las tres secciones estudiadas es comparable y ha sido correlacionada. Desde las últimas extinciones de foraminíferos cenomanienses, y a través del límite Cenomaniense-Turonense, existe un intervalo no superior a los 10 m de espesor en el cual hay ausencia de foraminíferos. Los únicos indicios de vida en la plataforma son filamentos tubulares, generalmente ramificados que se interpretan como tapetes y estructuras de afinidad microbiana o cianobacteriana. Por su importancia destacan *Decastronema kotori* y *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Tales organismos se habrían adaptado a las condiciones ambientales «estresantes», que se produjeron en la plataforma asociadas a la crisis.

Los foraminíferos que aparecen después de la crisis corresponden a formas simples y de pequeño tamaño, que se interpretan como especies oportunistas. Destacan *Spiroloculina cenomaniana* Chiocchini, 2008, *Palaeosigmoilinopsis appenninica* Chiocchini, 2008, *Palaeocornulina triangularis* Chiocchini, 2008, y *P. ausonensis* Chiocchini, 2008. No obstante, el inicio de la «verdadera» recuperación de la fauna de foraminíferos no tuvo lugar hasta aproximadamente 2 m. a. después de la crisis, y fue gradual, con la aparición en el registro de los géneros típicamente turonienses: *Montcharmontia apenninica* de Castro, 1966, *Pseudocyclamina?* cf. *sphaeroidea* Gendrot, 1968, *Reticulinella kaeveri* Radoicic & Schroeder, 1989, y *Scandonea sammitica* de Castro, 1971, respectivamente.

Agradecimientos

El trabajo realizado está financiado por el proyecto CGL2009-08371 del MICINN.

Referencias

- CAUS, E., TEIXELL, A. & BERNAUS, J.M. 1997. Depositional model of a Cenomanian-Turonian extensional basin (Sopeira, NE Spain): Interplay between tectonics, eustasy and biological productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Paleoecology*, **129** (1-2), 23-36.
- JENKYN, H. 1991. Impact of Cretaceous sea-level rise and anoxic events on the Mesozoic carbonate platform of Yugoslavia. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, **75**, 1007-1017.
- PARENTE, M., FRIJIA, G., DI LUCIA, M., JENKYN, H., WOODFINE, R. & BAROCINI, F. 2008. Stepwise extinction of larger foraminifera at the Cenomanian-Turonian boundary: A shallow-water perspective on nutrient fluctuations during Oceanic Event 2 (Bonarelli Event). *Geology*, **36** (9) 715-718.
- RAUP, D.M. & SEPKOSKI, J.J. 1986. Periodic extinctions of families and genera. *Science*, **231**, 833-836.

Resultados preliminares sobre la edad y emplazamiento de una unidad clástica relacionada con el impacto de Chicxulub, en Fomento (Cuba central)

Arz, J.A.¹, Arenillas, I.¹, Menéndez-Peñate, L.², Rojas-Consuegra, R.², Meléndez, A.¹, Grajales-Nishimura, J.M.³, Rosales-Domínguez, M.C.⁴ y Ceballo-Melendres, O.⁵

¹ Área de Paleontología. Depto. de Ciencias de la Tierra-Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <josearz@unizar.es>, ias@unizar.es>, <amelende@unizar.es>

² Museo Nacional de Historia Natural. c/ Obispo, n.º 61. C.P. 10100, La Habana. Cuba. <maia@mnhnc.inf.cu>, <rojas@mnhnc.inf.cu>

³ Programa de Geología de Exploración y Explotación. Instituto Mexicano del Petróleo. Eje Central Lázaro Cárdenas Norte, n.º 152. Colonia San Bartolo Atepehuacán. Ciudad de México, C.P. 07730. México. <mgrajal@imp.mx>

⁴ Consultor bioestratigráfico independiente. c/ Ixcateopan, n. 57. Delegación Benito Juárez. Ciudad de México, C.P. 03300. México. <mdcr@yahoo.com>

⁵ Unidad de Medio Ambiente del CITMA. Calle Coronel Legón, n.º 265. C.P. 60100, Sancti Spiritus. Cuba. <ocm@umass.yayabo.inf.cu>

Key words: *Foraminifera, K/T boundary, tsunamite, central Cuba*

Introducción

A lo largo del golfo de México y el Caribe, existen depósitos denominados «Unidades Clásticas» (UC), que han sido relacionados genéticamente con el impacto meteorítico de Chicxulub, Yucatán (SMIT, 1999). La parte occidental de Cuba presenta algunas de las UC más potentes (TADA *et al.*, 2003), pero estas son casi desconocidas en el resto de la isla (GOTO *et al.*, 2010). Con la finalidad de analizar su edad y mecanismo de emplazamiento, presentamos los primeros resultados del estudio micropaleontológico, sedimentológico y petrológico de una sección del tránsito Cretácico-Terciario que aflora en Fomento, Cuba central.

Materiales y métodos

El perfil se encuentra en la provincia de Sancti Spíritus (Fig. 1). Se ha levantado en una trinchera de 25 m de longitud y 3 m de altura. Comienza con 2,5 m de limos y margas rojas, sobreyacida por una UC de 2-2,5 m a la que suceden 1,3 m de limos y margas blancas-grises con una capa arcillosa basal. En la UC se han identificado tres tramos:

- Tramo inferior: con una marcada superficie erosiva basal y unos 30 cm de calcarenitas con fragmentos de rocas volcánicas y calizas bioclásticas con macroforaminíferos (*Orbitoides*, *Sulcoperculina* y *Vaughanina*, principalmente). Sobreyace una capa de hasta 60 cm con fragmentos de calizas bioclásticas de rudistas, dentro de una matriz calcarenítica. El tramo finaliza con 20 cm de calcarenitas con intercalaciones lutíticas discontinuas y abundantes esférulas de impacto calcificadas.

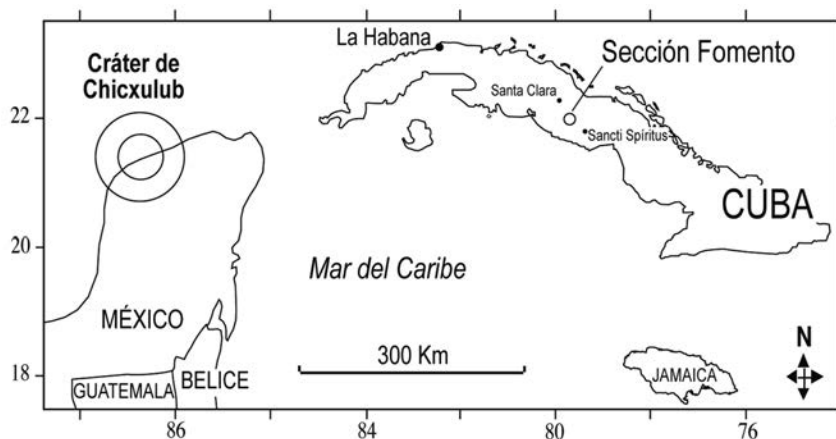


Figura 1. Localización geográfica de la sección de Fomento.

- El segundo tramo está constituido por 50-80 cm de calcarenitas con clastos de calizas. Está formado por numerosos cuerpos de estratificación cruzada cortados entre sí lateralmente. El espesor de cada set de estratificación cruzada es de 10-20 cm; ocasionalmente, de 50-60 cm.
- El tercer tramo consta de 40-50 cm de calcarenitas con base erosiva, abundantes esférulas calcificadas y lapilli acrecionario de impacto. El techo de la UC es una superficie suavemente ondulada.

Para el estudio micropaleontológico se tomaron 25 muestras de limos y margas y se levigaron con H_2O_2 para concentrar los foraminíferos planctónicos. Adicionalmente se tomaron 13 muestras de la UC para la realización de láminas delgadas.

Bioestratigrafía

Se han utilizado las zonaciones de ARZ & MOLINA (2002) y de BERGGREN & PEARSON (2005). Las margas y limos basales pertenecen a la subzona de *Pseudoguembelina hariaensis* (Maastrichtiense superior). Los limos y margas dispuestos sobre la UC presentan foraminíferos planctónicos del Daniense. Debido a su preservación deficiente, todavía no se ha podido confirmar en Fomento la presencia de especies de la base del Daniense, por lo que asignamos provisionalmente estos materiales a la zona P1c. Sin embargo, es significativo que en el intervalo arcilloso basal existe una asociación de microfauna aparentemente mezclada, que incluye especies marcadoras de las zonas P α , P1a y P1b (Fig. 2).

Discusión

Las asociaciones de foraminíferos indican que el depósito de la UC tuvo lugar en la parte distal de una plataforma carbonatada. La textura, composición y estructuras sedimentarias indican la acción de olas de *tsunami*, relacionadas con el impacto de Chicxulub, que retrabajaron sedimentos previos y microtectitas a medida que estas abandonaban la atmósfera y se depositaban en el fondo oce-

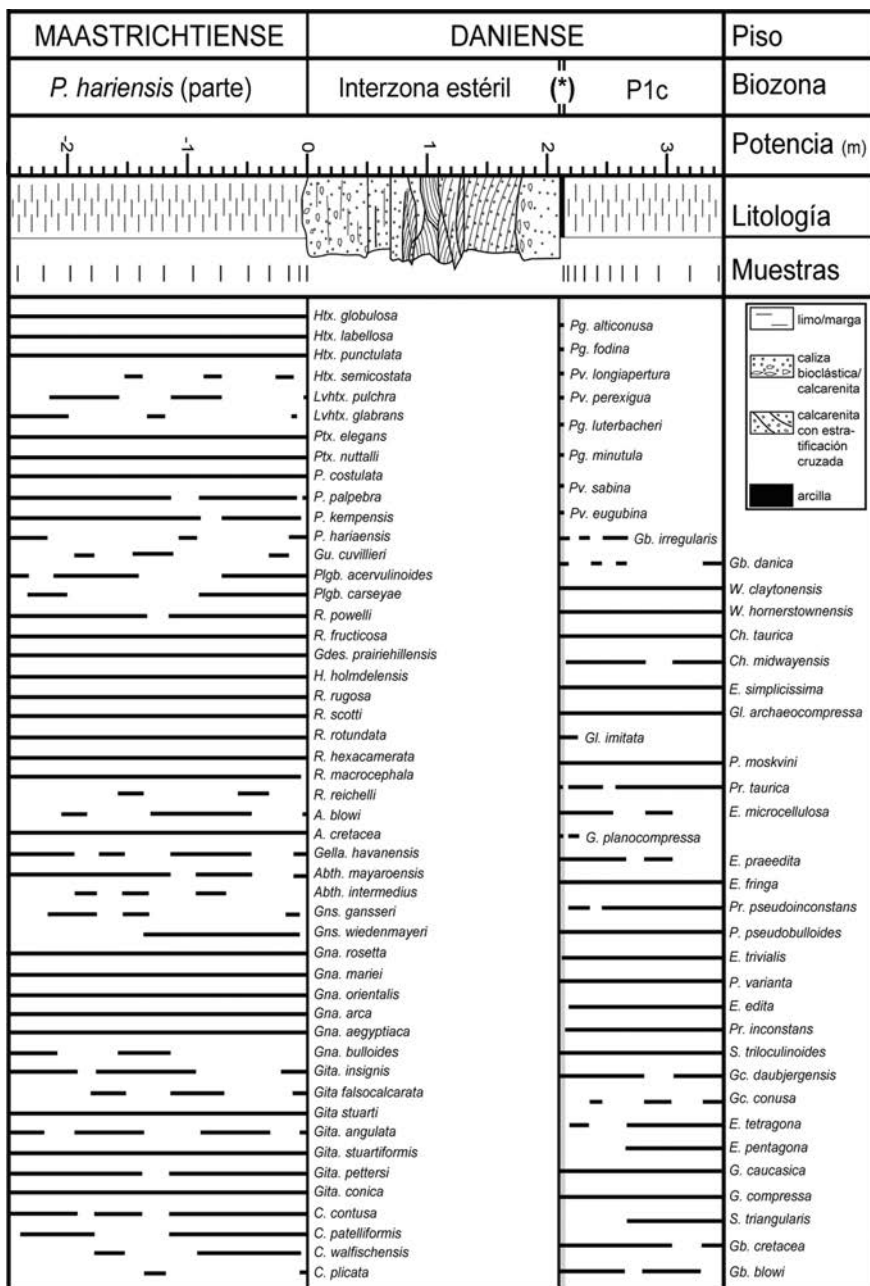


Figura 2. Distribuciones estratigráficas de las especies de foraminíferos planctónicos y biozonas identificadas. (*) arcilla con asociaciones mezcladas de las zonas P₀, P_{1a} y P_{1b} de BERGGREN & PEARSON (2005).

ánico. Cada uno de los tramos de la UC responde a diferentes eventos de grain flow con flujos progresivamente menos densos. En particular, el depósito del segundo tramo se produjo bajo la acción de flujos tractivos unidireccionales de gran capacidad de transporte y bajo régimen de flujo, como consecuencia de las corrientes inducidas por el avance y retroceso de las olas de *tsunami*.

La coexistencia de *Gansserina gansseri*, *Globotruncana bulloides* y *Pseudoguembelina hariaensis* indica que el evento de emplazamiento de la UC erosionó localmente los sedimentos correspondientes, al menos, al último millón de años del Maastrichtiense. El hiato de la base del Daniense podría alcanzar los 500.000 años y es similar al identificado en muchas secciones próximas al cráter de Chicxulub (ARENILLAS *et al.*, 2004).

Conclusiones

El estudio de las asociaciones de foraminíferos en la sección de Fomento indica un depósito de la Unidad Clástica en la parte distal de una plataforma carbonatada de finales del Maastrichtiense. Los patrones sedimentológicos, el análisis petrológico y el contenido en macroforaminíferos de la UC demuestran una relación genética con el impacto de Chicxulub, con claras evidencias del paso de olas de *tsunami*.

Agradecimientos

Investigación subvencionada por el Departamento de Educación, Universidad, Cultura y Deporte del Gobierno de Aragón (Grupo E05), y por los proyectos CGL2011-22912 y CGL2011-23077 del MEC (cofinanciados por el FEDER).

Referencias

- ARENILLAS I., ARZ J.A. & MOLINA E. 2004. A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia*, **37**, 79-95.
- ARZ, J.A. & MOLINA, E. 2002. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Campaniense superior y Maastrichtiense de latitudes templadas y subtropicales (España, Francia y Tunicia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **224**, 161-195.
- BERGGREN, W.A. & PEARSON, P.N. 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, **35**, 279-298.
- GOTO, K., YAMAMOTO, S., GARCÍA, D. & ROJAS-CONSUEGRA, R. 2010. Descubrimiento de una capa de esférulas, posiblemente, del límite K/T en la sección de Fomento, Cuba Central. *Boletín de la Sociedad Cubana de Geología*, **10** (1), 12.
- SMIT, J. 1999. The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **27**, 75-113.
- TADA, R., ITURRALDE-VINENT, M.A., MATSUI, T. & TAJIKA, E. (y 10 autores más). 2003. K/T boundary deposits in the paleo-western Caribbean basin. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **79**, 582-604.

Una escala bioestratigráfica complementaria con foraminíferos planctónicos heterohelícidos para el Cretácico Superior (Turoniense medio-Maastrichtiense)

Arz, J.A.¹, Pérez-Rodríguez, I.¹ y Shafiee Ardestani, M.²

¹ Área de Paleontología. Depto. de Ciencias de la Tierra-Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <josearz@unizar.es>, <irenepr@unizar.es>

² Department of Geology. Faculty of Science. Ferdowsi University of Mashhad. Mashhad. Irán. <shafieescientist@gmail.com>

Key words: *Biochronology, planktonic foraminifera, Upper Cretaceous, mid-latitude, North Atlantic and Thetys oceans*

Introducción

El auge de la industria petrolera en la segunda mitad del siglo pasado determinó el desarrollo de escalas bioestratigráficas generales con foraminíferos planctónicos. Una de las más utilizadas en el Cretácico es la de CARON (1985), compuesta mayoritariamente por especies de Globotruncanidae. Tras una exhaustiva revisión taxonómica de los Heterohelicidae, NEDERBRAGT (1990) demostró su potencial biocronológico, proponiendo para el Albiense-Maastrichtiense un total de 13 zonas de heterohelícidos. La escala de CARON (1985) fue actualizada y correlacionada con la de NEDERBRAGT (1990) por ROBASKINSKI & CARON (1995).

En este trabajo presentamos una actualización de la propuesta de NEDERBRAGT (1990) para los últimos 28 millones de años del Cretácico, mejorando el grado de

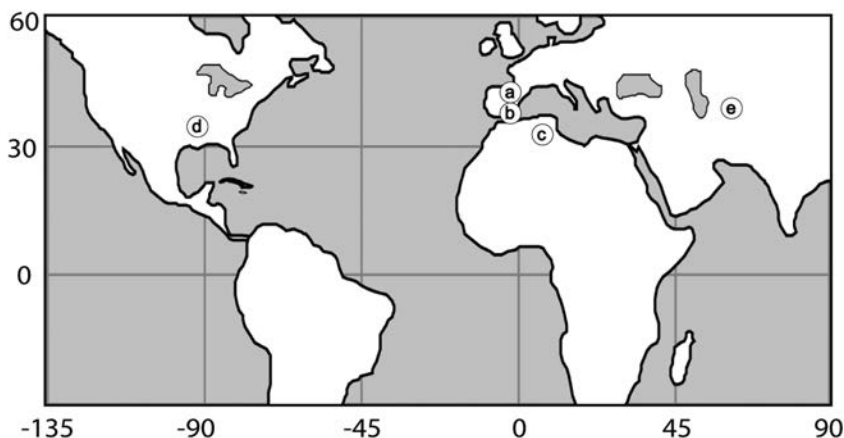


Figura 1. Situación aproximada de las localidades estudiadas. a) Pirineos: Olazagutía, Músquiz, Zumaia, Campo y Tercis; b) cordilleras Béticas: Alamedilla; c) Túnez: Assila Oued y Aïn Settara; d) EE. UU.: Shuqulak; e) Irán: localidad tipo de la Formación Abderaz.

resolución del muestreo e incluyendo datos de nuevas secciones de referencia internacional.

Materiales y métodos

Se han analizado las asociaciones de foraminíferos planctónicos de diversas formaciones del Cretácico Superior (Fig. 1): localidad tipo de la Formación Abderaz (300 m de potencia, del Turoniense medio al Santoniense); Olazagutía (77,5 m, Coniaciense superior y Santoniense, incluyendo el GSSP de este límite que está pendiente de ratificación por la IUGS); Alamedilla (230 m, Santoniense superior al Maastrichtiense); Assila Oued (197 m, Santoniense superior al Campaniense medio); Campo, Zumaia, Músquiz y sondeo de Shuqulak (1340, 700, 440 y 162 m respectivamente, Campaniense y Maastrichtiense); Tercis (152 m, GSSP del Campaniense-Maastrichtiense) y Aïn Settara (93,8 m, Maastrichtiense, sección auxiliar del GSSP del límite Cretácico-Terciario).

Sus distribuciones estratigráficas se han obtenido a partir del estudio cuantitativo de más de 450 muestras de margas y calizas, tratadas con la técnica del levigado. La resolución oscila entre los 5 y los 20 metros, dependiendo de las tasas de sedimentación locales, y es menor a un metro en las proximidades de los límites entre biozonas. El contexto geográfico y geológico y los métodos de preparación empleados pueden consultarse en MANCINI *et al.* (1996); ROBASZYNSKI *et al.* (2000); ARZ & MOLINA (2002) y SHAFIEE ARDESTANI *et al.* (2012).

Resultados

Se propone una nueva biozonación compuesta por 15 zonas de intervalo, definidas con datos de primer y último registro de especies seleccionadas de heterohelícidos (ver bioeventos en la figura 2). De base a techo se definen las siguientes biozonas: zona de *Heterohelix globulosa*, de *Ventilabrella austiniana*, de *Pseudotextularia nuttalli*, de *Sigalia carpatica*, de *Ventilabrella eggeri*, de *Heterohelix carinata*, de *Pseudoguembelina costulata*, de *Heterohelix glabrans*, de *Pseudotextularia elegans*, de *Gublerina acuta*, de *Gublerina cuvillieri*, de *Pseudoguembelina palpebra*, de *Planoglobulina acervulinoides*, de *Racemiguembelina fruticosa* y de *Pseudoguembelina hariaensis*.

En la figura 2 se muestra la correlación de dichas biozonas con las de globotruncánidos, con la magnetoestratigrafía y con la escala de tiempo geológico, tomando como base el trabajo de Robaszynski & Caron (1995), modificado con datos propios. El dato de primer registro de *S. carpatica* se sitúa muy próximo al límite Coniaciense-Santoniense; el dato de último registro de *V. austiniana*, al límite Santoniense-Campaniense; el dato de primer registro de *P. palpebra*, al límite Campaniense-Maastrichtiense; los datos de último registro de *P. hariaensis* y del resto de especies índice de heterohelícidos tienen lugar justo en el límite Cretácico-Terciario.

Conclusiones

Se presenta una biozonación a partir de heterohelícidos para el intervalo Turoniense medio al límite Cretácico-Terciario. Se confirma el interés biocronológico de esta familia de foraminíferos planctónicos, con bioeventos cercanos a la posición de la mayor parte de los límites entre pisos del Cretácico Superior.

Pisos	Magneto-estratigrafía	Biozonación		
		Globotruncánidos	Heterohelicídeos	Bioeventos
65.5	Maastrichtiense	<i>A. mayaroensis</i>	<i>P. hariaensis</i>	<i>P. hariaensis</i> y resto de especies índice de heterohelicídeos <i>P. hariaensis</i>
			<i>R. fructicosa</i>	<i>R. fructicosa</i>
			<i>P. acervulinoides</i>	<i>P. acervulinoides</i>
70		<i>G. gansseri</i>	<i>P. palpebra</i>	<i>P. palpebra</i>
70.6			<i>G. cuvillieri</i>	<i>G. cuvillieri</i>
			<i>G. acuta</i>	<i>G. acuta</i>
	Campaniense	<i>G. aegyptiaca</i>	<i>P. elegans</i>	<i>P. elegans</i>
		<i>G. havanensis</i>	<i>H. glabrans</i>	<i>H. glabrans</i>
75		<i>G. calcarata</i>	<i>P. costulata</i>	<i>H. carinata</i>
		<i>G. ventricosa</i>	<i>H. carinata</i>	<i>P. costulata</i>
80		<i>G. elevata</i>	<i>V. eggery</i>	<i>V. eggery</i> <i>S. carpatica</i>
83.5		<i>D. asymetrica</i>	<i>S. carpatica</i>	<i>V. austiniana</i> <i>H. carinata</i>
85				<i>S. carpatica</i> <i>V. eggery</i>
85.8		<i>D. concavata</i>	<i>P. nuttalli</i>	<i>P. nuttalli</i>
			<i>V. austiniana</i>	<i>V. austiniana</i>
			<i>H. globulosa</i>	
88.6	Turonense	<i>M. scheegansi</i>		
90		<i>H. helvetica</i>		
93.6				

Figura 2. Encuadre biocronológico, incluyendo la comparación entre la escala de heterohelicídeos propuesta en este trabajo y la escala de globotruncánidos de ROBASZYNSKI & CARON (1995). A la derecha se muestran los bioeventos más significativos.

Dicha propuesta no pretende sustituir a las escalas basadas en globotruncánidos, sino ser una herramienta útil en la correlación de perfiles estratigráficos que, por su paleobatimetría u otros factores ecológicos limitantes, presenten un registro deficiente de este grupo.

Agradecimientos

Investigación subvencionada por el Departamento de Educación, Universidad, Cultura y Deporte del Gobierno de Aragón (Grupo E05), y por el proyecto CGL2011-22912 del MEC, cofinanciado por el FEDER. Irene Pérez Rodríguez disfruta de una beca FPI (BES-2008-006773) del MEC.

Referencias

- ARZ, J.A. & MOLINA, E. 2002. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Campaniense superior y Maastrichtiense de latitudes templadas y subtropicales (España, Francia y Tunicia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **224**, 161-195.
- CARON, M. 1985. Cretaceous planktonic foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy* (eds. BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K.P.). Cambridge University Press, Cambridge, 17-86.
- MANCINI, E.A., PUCKETT, T.M. & TEW, B.H. 1996. Integrated biostratigraphic and sequence stratigraphic framework for Upper Cretaceous strata of the eastern Gulf Coastal Plain, USA. *Cretaceous Research*, **17**, 645-669.
- NEDERBRAGT, A.J. 1990. *Biostratigraphy and paleoceanographic potential of the Cretaceous planktic foraminifera Heterohelidae*. Academisch proefschrift, Centrale Huisdrukkerij Vrije Universiteit, Amsterdam. 203 pp.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société géologique de France*, **166** (6), 681-692.
- ROBASZYNSKI, F., GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., AMÉDRO, F., CARON, M., DUPUIS, C., D' HONDT, A.V. & GARTNER, S. 2000. Le Crétacé supérieur de la region de Kalaat Senan, Tunisie Centrale. Litho-Biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, **22** (2), 359-490.
- SHAFIEE ARDESTANI, M, VAHIDINIA, M. & YOUSSEF ALI, M. 2012. Biostratigraphy and foraminiferal bioevents of the Abderaz Formation (Middle Turonian-Lower Campanian) in Kopeh-Dagh sedimentary basin, northeastern Iran. *Egyptian Journal of Paleontology*, **11**, 1-16.

Preliminary data of foraminiferal assemblages of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Saharan Atlas, Algeria

Benadla, M.¹, Marok, A.¹, Reolid, M.² and Sebane, A.³

¹ Département des Sciences de la Terre et de l'Univers. Université de Tlemcen. B.P. 119. Tlemcen. Argelia. <benadla_mustapha@yahoo.fr>, <a_marok@yahoo.fr>

² Depto. de Geología. Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n. E-23071 Jaén. Spain. <mreolid@ujaen.es>

³ Département des Sciences de la Terre. Université d'Es-Sénia. 31000 Orán. Argelia. <sebane.abbes@yahoo.fr>

Key words: *Foraminifera, North Gondwana palaeomargin, Cretaceous, Algeria*

Introduction

The Atlas System of Maghreb constitutes a weakly shortened, intra-continental fold belt (E-W) associated with plateau areas. The Atlas is an intra-continental asymmetric system comprising mountains belts (High Atlas and Middle Atlas in Morocco, Saharan Atlas in Algeria, and Tunisian Atlas in Tunisia) and wide, poorly deformed tabular domains (the Moroccan Meseta and the Oran Meseta). The Atlas can be considered a fold-thrust belt, whereas the Oran High Plateau comprises areas with thin or absent Mesozoic cover. The Atlas Mountains, in turn, correspond to a subsiding Mesozoic furrow that sustained strong Cenozoic compression.

The establishment, development and disappearance of the Cenomanian-Turonian platform of the Preafrican Trough remain poorly known. Its development takes place during the oceanic anoxic event 2 (OAE2), an important event in Earth history causing major palaeoenvironmental and palaeocological disturbances, generally well recorded in the ocean basins owing to the deposition and preservation of black shales, but poorly expressed on the platforms. The Ksour Mountains in the western part of the Saharan Atlas (Algeria) contain Upper Cretaceous deposits representing a carbonate platform.

The outcrop studied, the Rhoundjaïa section, is located 60 km west from Aïn Séfra, close to the road to Aïn Ouarka. The section shows a particular interest for the analysis of the transition Cenomanian-Turonian in the Western Saharan Atlas. The section is 65 m thick of limestones with mudstone and wackestone in the Cenomanian and wackestones and locally packstones in the Turonian. The section is poor in macroinvertebrates except in some levels very rich in trace fossils and in other cases rich in *Holaster subglobosus*. Ammonoids (*Vascoceras gamai* and *Vascoceras* sp.) and gastropods are relatively more abundant in the upper part of the section.

Due the scarce remains of macroinvertebrates, the analysis of benthic and planktic foraminifera result fundamental for interpreting the evolution of this sector during the Cenomanian-Turonian boundary.

Results

The Upper Cenomanian to Lower Turonian in this section is characterized by three main foraminiferal associations:

Heterohelix moremani-*Heterohelix reussi* association

This association is constituted by both benthic and planktic foraminifera. The dominant species are *Heterohelix moremani* and *H. reussi* with proportions ranging from 55 to 90 % of the assemblage. This is restricted to Upper Cenomanian deposits and includes three sub-associations a, b and c with common agglutinated forms of the order Textulariina.

- Sub-association a: is composed of the planktic foraminifera *Guembelitra ceno-mana*, *G. cretacea*, *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *Heterohelix moremani*, *He. reussi* and the benthic foraminifera *Ammobaculites benuensis*, *A. coprolithiformis*, *A. turonicus*, *A. sp.*, *A. impetus*, *A. subcretacus*, *Ammotium cf. nwalium*, *Am. sp.*, and *Haplophragmoides cf. saheliense*.
- Sub-association b: is constituted by planktic foraminifera *Guembelitra ceno-mana*, *G. cretacea*, *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *Heterohelix moremani*, *He. reussi*, and low diversity of benthic foraminifera represented by *Ammotium cf. nwalium*, and *Gavelinopsis sp.*
- Sub-association c: is represented by the planktic foraminifera *Guembelitra cretacea*, *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *Heterohelix reussi*, and the benthic foraminifera *Gavelinopsis sp.*, *Bolivina incrassata*, and *B. plaita*.

Bolivina incrassata-*Gabonita levis* association

This association is composed exclusively by benthic foraminifera and is recorded in the Lower Turonian. The three dominant species are *Bolivina incrassata*, *B. reussi* and *Gabonita levis* composing more than 50 % of the assemblage. Two sub-associations can be differentiated:

- Sub-association d: is composed by agglutinated foraminifera *Ammobaculites sp.*, *A. bauchensis*, *A. stephensoni*, *Ammotium sp.* and *Thomasinella sp.*, and calcitic foraminifera *Bolivina incrassata*, *B. plaita*, *Gabonita levis*, and *Gavelinella sp.*
- Sub-association e: is constituted by *Ammobaculites impetus*, *A. bauchensis*, *A. stephensoni*, *A. fragmentarius*, *Bolivina incrassata*, *B. plaita*, *Gabonita levis*, and *Gavelinella sp.*

Gabonita levis-*Gavelinella sp.* association

This is a very low-diversity assemblage composed almost exclusively of the benthic foraminifera *Gabonita levis* and *Gavelinella* sometimes with *Ammobaculites subcretacus*.

Interpretation

The disappearance of planktic foraminifera in the Lower Turonian indicate a particular palaeogeographic conditions of the Western Atlasic Basin (Monts des Ksour) in comparison with the Central and Eastern Saharan Atlas (Algeria) and

the High Atlas (Morocco) where a maximum flooding and deepening (drowning phase) is recorded at the Cenomanian-Turonian boundary with black-shales. Only the record of ammonoids in the upper part of the section is congruent with the sea-level rise registered in the other neighbour regions. Moreover, *Gabonita* species and *Gavelinella* have been described as relatively good indicators for outer shelf and deeper environments. In the case of *Gabonita levis*, it is known as high organic matter flux indicator and related to oxygen depletion in the latest Cenomanian and Early Turonian. *Gabonita*-dominated assemblages are extremely low diverse which is congruent with suboxic conditions. Fluctuations in the composition of benthic foraminifera in the studied section are proposed to reflect changes in the flux of organic carbon.

Application of X-ray computed microtomography (microCT) to the study of larger foraminifera

Briguglio, A.¹, Wolfgring, E.¹, Ferrández Cañadell, C.², Wöger, J.¹
and Hohenegger, J.¹

¹ Institut für Paläontologie. Universität Wien. Althanstrasse 14. A-1090 Wien. Austria

² Dept. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Universitat de Barcelona. c/ Martí i Franquès, s/n. E-08028 Barcelona. España

Key words: *microCT, larger foraminifera, functional morphology, ontogeny, teratology*

Introduction

The complex test of larger foraminifera reflects the biological and ecological requirements of the organism. The newly developed technique of X-ray micro-Computer-Tomography (microCT) allows the 3D study and measurement of most characters of these complex tests without destruction. MicroCT can solve many questions on structure and function of the test of larger foraminifera in further detail than other techniques. It allows precise measurements of the internal parameters of the test, including the volume of each compartment, chambers or chamberlets. The reconstruction of chamber shape and size through ontogeny, can be related with environmental factors thus providing a paleoclimatic record. The application of microCT techniques to the study of foraminifera provides information from different fields.

Ecology

The combination of biometric measurements allows interpretation of different biological and environmental dependencies of LBF. Varying growth rates determines environmental abiotic (e.g. seasons, instantaneous events) and biotic influence (e.g. predation), leading to life time estimation for the fossil forms by comparison with their living relatives and to a interpretation of paleoenvironmental conditions. 3D investigation also allows the study of predation, breakage and recovery effects on the test.

Ontogeny

Growth studies on 48 specimens of recent and fossil species were performed. The volumes of the lumina were calculated as well as chamber height, chamber width and septal distance. The volume of chamber lumina represents cell growth in their ontogenetic sequence, thus demonstrating interruptions and oscillations in growth rates caused by external factors affecting growth during life time (e.g. seasons). Correlations between volumes and the one-dimensional parameters have been calculated to check the form of relationship. According to our results, some parameters seem to oscillate exactly as the volume (therefore accommodating it), while others seem to oscillate constantly around a given growth function.

Teratology

Some aberrant morphologies, impossible to study by thin sections, were investigated using microCT.

Pluriembryonal apparati as well as secondary equatorial layers were segmented in *Cycloclypeus carpenteri*. Some types of abnormal morphologies could be related to particular arrangement of different embryos within a pluriembryonal test.

Twin specimens of Lower and Middle Eocene *Nummulites* were investigated to show where and how the fusion of the tests starts. The results demonstrated the presence of siamese twins, but also the fusion of two adult tests, with up to free 40 growth stages before fusion.

Acknowledgments

This is a contribution published within the project P23459-B17 «Functional Shell Morphology of Larger Benthic Foraminifera» of the Austrian Science Foundation (FWF) and the Grupo de Investigación Consolidado «Geología Sedimentaria» (2009 SGR 1451).

References

- BRIGUGLIO, A., FABIENKE, W., WOLFGRING, E., FERRÁNDEZ-CAÑADELL, C. & HOHENEGGER, J. 2012. New insights to ecology, ontogeny and teratology of Larger Benthic Foraminifera by biometrics based on microCT. *Geophysical Research Abstracts*, **14**, EGU2012-1969-1.
- BRIGUGLIO, A. & HOHENEGGER, J. 2011. How to react to shallow water hydrodynamics: The larger benthic foraminifera solution. *Marine Micropaleontology*, **81**, 63-76.
- BRIGUGLIO, A., METSCHER, B. & HOHENEGGER, J. 2010. Quantifying forams growth with High-Resolution X-Ray computed tomography: Ontogeny, phylogeny and paleoceanographic applications. In: *FORAMS 2010. International Symposium on Foraminifera*. Bayleydruck GmbH, Bonn, 62-63.
- BRIGUGLIO, A., METSCHER, B. & HOHENEGGER, J. 2011. Growth rate biometric quantification by X-ray microtomography on larger benthic foraminifera: Three-dimensional measurements push nummulitids into the fourth dimension. *Turkish Journal of Earth Science*, **20**, 683-699.
- FABIENKE, W., BRIGUGLIO, A. & HOHENEGGER, J. 2012. Volume quantification of *Cycloclypeus carpenteri* by microCT investigation. *Geophysical Research Abstracts*, **14**, EGU2012-12275.
- HOHENEGGER, J. & BRIGUGLIO, A. 2012. Axially oriented sections of nummulitids: A tool to interpret larger benthic foraminiferal deposits. *Journal of Foraminiferal research*, **42** (2), 145-153.
- WOLFGRING, E., BRIGUGLIO, A. & HOHENEGGER, J. 2012. Recipe Book for Larger Benthic Foraminifera X-ray Investigation: a Process Approach. *Geophysical Research Abstracts*, **14**, EGU2012-3560.

Composición de las asociaciones de foraminíferos registradas en los materiales del estratotipo (GSSP) del Bajociense (Jurásico Medio) en Murtinheira (cabo Mondego, cuenca Lusitánica, Portugal)

Canales, M.L.¹ y Henriques, M.H.²

¹ Depto. y U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid-Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <mcanales@geo.ucm.es>

² Depto. de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Centro de Geociências. Universidade de Coimbra. Largo Marquês de Pombal. P-3000-272 Coimbra. Portugal. <hhenriq@det.ucp>

Key words: *Foraminiferal assemblages, Bajocian GSSP, Middle Jurassic, Lusitanian Basin, Portugal*

Introducción

Murtinheira (cabo Mondego, O de Portugal) es una sección de referencia mundial desde 1996, cuando fue designada por la IUGS (International Union of Geological Sciences) estratotipo (GSSP) del Bajociense. Además del estudio de las asociaciones de amonoideos y nanoplancton calcáreo (HENRIQUES, 1992; HENRIQUES *et al.*, 1994; PAVIA & ENAY, 1997; PERILLI *et al.*, 2002; HENRIQUES *et al.*, 2010), en esta sección se han realizado otros trabajos que han contribuido al mejor conocimiento de otros grupos de fósiles (braquiópodos y foraminíferos) registrados en todo o en parte de este intervalo estratigráfico (ANDRADE, 2006; CANALES & HENRIQUES, 2008; MAGNO *et al.*, 2008). Sin embargo, hasta ahora no se ha realizado el estudio detallado de la composición de las asociaciones de foraminíferos registradas en los materiales del Bajociense inferior.

Situación geográfica y marco geológico

La sección de Murtinheira se localiza 200 km al N de Lisboa y 40 km al O de Coimbra (Portugal). Desde un punto de vista geológico, forma parte de los materiales jurásicos que rellenan la cuenca Lusitánica. Es una potente serie de carbonatos marinos y sedimentos litorales con edades comprendidas entre el Toarciense superior (extremo techo del Jurásico Inferior) y el Tithoniense (Jurásico Superior).

Los materiales atribuibles al tránsito Aalenense-Bajociense presentan un espesor de más de 30 m. Consisten en una alternancia rítmica de margas y calizas y corresponden, desde un punto de vista litoestratigráfico, a la Formación Cabo Mondego (AZEREDO *et al.*, 2003).

Material y métodos

Se han estudiado 16 muestras, recogidas tomando como base la escala bioestratigráfica realizada por HENRIQUES (1992) a partir de las asociaciones de amonoideos. En el laboratorio, se han procesado 300 g de cada muestra. Los ejem-

plares obtenidos fueron clasificados utilizando, a nivel genérico y supragenérico, la clasificación propuesta por LOEBLICH & TAPPAN (1988). A nivel específico se han tenido en cuenta las descripciones originales de las especies identificadas, recogidas en el catálogo de ELLIS & MESSINA (1940-1990). Se han realizado observaciones más detalladas y fotografías del material recuperado en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Universidad Complutense de Madrid). El material estudiado está depositado en el *Laboratório de Geologia Sedimentar e Registo Fóssil*, situado en el *Departamento de Ciências da Terra*, de la *Faculdade de Ciências e Tecnologia* de la *Universidade de Coimbra* (Portugal).

Resultados

Se han obtenido 3.949 ejemplares en general bien conservados. La mayoría de las asociaciones estudiadas son abundantes y diversas, si bien su composición taxonómica varía a lo largo del intervalo estratigráfico analizado. Están constituidas por taxones típicos del dominio Boreal.

El análisis detallado de estas asociaciones en los materiales del GSSP del Bajociense pone de manifiesto un reemplazamiento de taxones típicos del Jurásico Inferior por formas más típicas del Jurásico Medio.

Este cambio empieza a ser patente desde el Toarciense superior y durante el Aalenense (CANALES & HENRIQUES, 2008). Sin embargo, en el intervalo estratigráfico estudiado se produce un drástico descenso en la abundancia y en la diversidad de las asociaciones registradas desde la parte media de la Subzona Limitatum (Biozona *Concavum*, Aalenense superior) hasta la base de la Biozona *Discites* (Bajociense inferior). A partir de la muestra M-352 (parte media de la Biozona *Discites*) se produce una rápida recuperación de la abundancia y la diversidad de las asociaciones, con el primer registro en esta sección de 23 especies, que suponen el 49 % del total de las especies identificadas en el Bajociense inferior.

Conclusiones

En la sección de Murtinheira, las asociaciones de foraminíferos registradas en los materiales del GSSP del Bajociense experimentan una notable renovación taxonómica a partir de la parte media de la Biozona *Discites* que supone el primer registro de especies características del Jurásico Medio, en detrimento de taxones del Jurásico Inferior, que desaparecen paulatinamente a lo largo del Toarciense superior y del Aalenense.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2011-23947 y CGL2011-25894 (Ministerio de Educación y Ciencia) y por el Grupo de Investigación UCM 910431. El trabajo de laboratorio se realizó con el apoyo del Consorcio Petrobras-Galp-Partex. Nuestro agradecimiento al Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Universidad Complutense de Madrid).

Referencias

- Andrade, J.B. 2006. Los braquiópodos del tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio de la Cuenca Lusitánica (Portugal). *Coloquios de Paleontología*, **56**, 5-194.
- AZERÊDO, A.C., DUARTE, L.V., HENRIQUES, M.H. & MANUPPELLA, G. 2003. *Da dinâmica continental no Triásico aos mares no Jurássico Inferior e Médio*. Cadernos de Geologia de Portugal, Instituto Geologico e Mineiro, Lisboa. 43 pp.
- CANALES, M.L. & HENRIQUES, M.H. 2008. Foraminifera from the Aalenian and the Bajocian GSSP (Middle Jurassic) of Murtinheira section (Cabo Mondego, West Portugal): Biostratigraphy and paleoenvironmental implications. *Marine Micropaleontology*, **67**, 155-179.
- ELLIS, B.F. & MESSINA, A.R. 1940-1990. *Catalogue of Foraminifera (and Supplements)*. Special Publications American Museum of Natural History. Micropaleontology Press.
- HENRIQUES, M.H. 1992. *Bioestratigrafia e Paleontologia (Ammonoidea) do Aaleniano em Portugal (Setor Setentrional da Bacia Lusitânica)*. Tesis Doctoral, Universidade de Coimbra, Portugal. (Inédita).
- HENRIQUES, M.H., GARDIN, S., GOMES, C.R., SOARES, A.F., ROCHA, R.B., MARQUES, J.F., LAPA, M.R. & MONTENEGRO, J.D. 1994. The Aalenian-Bajocian boundary at Cabo Mondego (Portugal). *Miscellanea Servizio Geologico Nazionale*, **5**, 63-67.
- HENRIQUES, M.H., CANALES, M.L., NETO, K. & ANTUNES, R.L. 2010. Significant Bioevents across the Bajocian GSSP (Cape Mondego, Portugal). In: *II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference, Lisbon 2010, Field-Trip Guidebook, Lusitanian Basin (Portugal)* (eds. PENA DOS REIS, R. & PIMENTEL, N.), 33-42.
- LOEBLICH, A.R. Jr. & TAPPAN, H. 1988. *Foraminiferal Genera and Their Classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York. 1.728 pp.
- MAGNO, C., HENRIQUES, M.H. & CANALES, M.L. 2008. Foraminíferos do Aaleniano (Jurássico Médio) da Ibéria: bacias Lusitânica (Portugal), Basco-Cantábrica (Espanha) e Cordilheira Ibérica (Espanha). *Memórias e Notícias*, **3** (Nova Série), 115-122.
- PAVIA, J. & ENAY, R. 1997. Definition of the Aalenian-Bajocian Stage Boundary. *Episodes*, **20**, 16-22.
- PERILLI, N., HENRIQUES, M.H. & GIANNETTI, M. 2002. Aalenian calcareous nannofossils changes and *Lotharingius/Watznaueria* turnover: evidence from the Lusitanian Basin (Portugal). *Journal of Nannoplankton Research*, **24**, 145.

El registro de los últimos episodios marinos en el Neógeno superior del O de la cuenca del Guadalquivir. Sondeo de Montemayor (Moguer-Huelva)

Civis, J.¹, González-Delgado, J.A.¹, Rivas, R.¹, Pérez-Asensio, J.N.², Valle, M.¹, Jiménez-Moreno, G.², Ruiz Muñoz, F.³ y González-Regalado, M.L.³

¹ Depto. de Geología. Universidad de Salamanca. España. <civis@usal.es>

² Depto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Granada. España

³ Depto. de Geodinámica y Paleontología. Universidad de Huelva. Huelva. España

Key words: *Benthic foraminifera, palinology, Pliocene, Huelva Spain*

Introducción

El sondeo de Montemayor, ubicado en Moguer (Huelva), comprende el registro más completo del Neógeno marino y tránsito marino-continental de la parte occidental de la cuenca del Guadalquivir, estando representadas, desde el muro hacia el techo, las formaciones geológicas definidas por CIVIS *et al.* (1987) y MAYORAL & PENDÓN (1986-87), y constituye un reflejo de la evolución y relleno del estrecho norbético. Las edades han sido calibradas mediante paleomagnetismo y estratigrafía de eventos (GONZÁLEZ DELGADO *et al.*, 2002; LARRASOÑA *et al.*, 2008) y abarcan desde el Tortoniense superior hasta el Plioceno inferior.

El objetivo es el análisis de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y la palinología en la evolución espacio-temporal de los paleoambientes del tramo correspondiente al Plioceno inferior (Formación Arenas de Huelva y tránsito a la Formación Arenas de Bonares). Abarca los últimos 60 metros del testigo y se han estudiado un total de 85 muestras.

En la base del tramo estudiado se registra un nivel de limos con glauconita que ha sido considerado como el probable límite Mioceno-Plioceno (GONZÁLEZ DELGADO *et al.*, 2004).

Los foraminíferos bentónicos del tramo Messiniense y su significado han sido estudiados por PÉREZ-ASENSIO *et al.* (2012), y remitimos a los autores para un mejor conocimiento.

Foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos planctónicos son escasos, con una abundancia algo mayor en la parte media del tramo estudiado (Fig. 1).

Desde el punto de vista bioestratigráfico destacan *Globorotalia margaritae*, *G. punctulata*, y *Globigerinoides elongatus*. Se registra el horizonte de coexistencia de *G. margaritae* y *G. punctulata*, lo que permite incluir esta parte del sondeo en la biozona MPL 3 de IACCARINO *et al.* (2007), por lo menos a partir del metro 43,3 y hasta la desaparición de los marcadores. Los niveles inferiores, hasta las arenas glauconíticas, podrían ser equivalentes a la biozona MPL 2/1. La edad que se puede atribuir a esta parte del testigo es Zancliense.

Foraminíferos bentónicos

Hay un cambio notable entre la Formación Arcillas de Gibraleón (infrayacentes) y la Formación Arenas de Huelva. Se asiste a una caída en la diversidad y al desarrollo de unas asociaciones de foraminíferos bentónicos sustancialmente diferentes. Podemos distinguir tres tramos, definidos por las asociaciones A, B y C (Fig. 1).

Asociación A

Caracterizada por la gran abundancia en *Nonion boueanum*. Otras formas significativas son *Fursenkoina schreibersiana*, *Bulimina elongata*, así como diversas especies de Bolivinidae. Hacia el techo de la sucesión, las formas dominantes son *N. boueanum*, *Nonionella turgida* y *F. schreibersiana*.

Asociación B

Destaca la constancia de *N. turgida* y *B. elongata*, junto a la abundancia de *N. boueanum* y *Ammonia* spp. y la buena representación de *Cibicidoides pseudoungerianus* y *Heterolepa dutemplei*. Ocasionalmente se observan, junto a una caída en la diversidad, picos de abundancia de *Fursenkoina* y *Cassidulina laevigata*.

Asociación C

Con una caída en la diversidad y abundancia, la asociación viene definida por el predominio en *Ammonia* spp. y *Elphidium* spp. Otras formas representativas son *Asterigerinata planorbis*, *Lobatula lobatula*, *Rosalina globularis* y *Haynesina germanica*.

Palinología (datos preliminares)

En conjunto, se observa una mayor cantidad de polen y esporas frente a palinomorfos marinos (dinoquistes y acritarcos) y se pueden diferenciar tres zonas.

Correspondiendo con la asociación A, los dinoquistes son abundantes y relativamente diversos predominando *Spiniferites* spp, *Operculodinium israelianum* y *Lingulodinium machaerophorum*. Las formas continentales están mal conservadas.

En el tramo equivalente a las asociación B se produce un descenso en los dinoquistes, y el polen y las esporas están mejor conservados, especialmente el de angiospermas. En el tramo más superior, casi todos los palinomorfos identificados son continentales.

Conclusiones

El análisis de los foraminíferos refleja un cambio muy marcado en el límite entre las formaciones Arcillas de Gibraleón y Arenas de Huelva. Se pasaría sucesivamente de un ambiente de plataforma externa-batial superior a plataforma media-circalitoral a infralitoral y hasta salobre.

La asociación A refleja ambientes eutróficos con presencia de taxones marcadores de estrés ambiental.

La asociación B presenta un conjunto de fluctuaciones que reflejan cambios en las condiciones ambientales y que sugieren una ciclicidad que afectaría a la

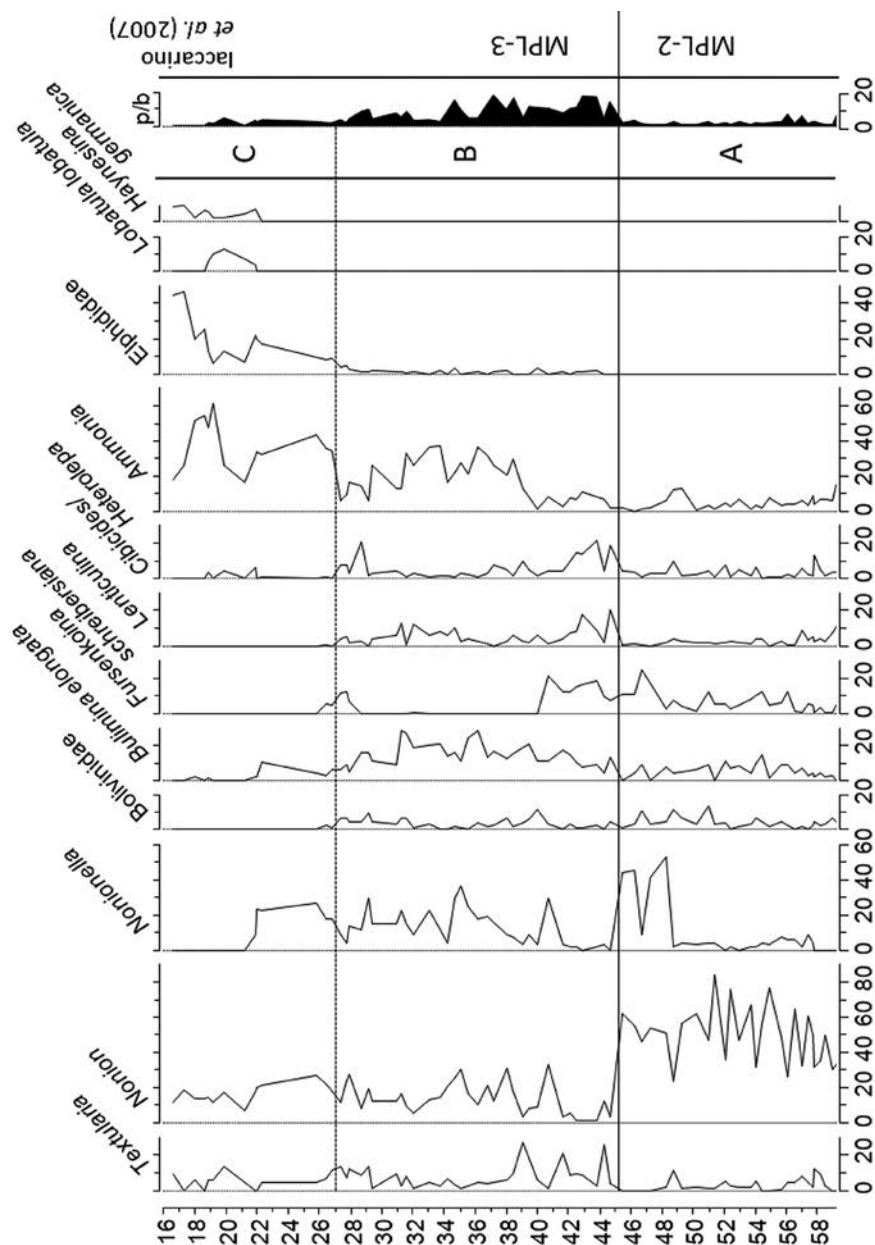


Figura 1. Distribución porcentual de los taxones más representativos y relación entre foraminíferos planctónicos y bentónicos (p/b).

composición faunística y a la composición del sedimento, también reflejada en los registros geofísicos y apoyada con las observaciones de campo por la presencia de niveles con alta concentración de macrofauna y otros en los que se halla dispersa.

La asociación C contiene taxones que sugieren unas condiciones muy someras, incluso salobres. Los resultados palinológicos reflejan también la progresiva influencia del continente.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2009-11539.

Referencias

- CIVIS, J., SIERRO, F.J., GONZÁLEZ-DELGADO, J.A., FLORES, J.A., ANDRÉS, I., DE PORTA, J. & VALLE, M.F. 1987. El Neógeno marino de la provincia de Huelva. Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. In: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (ed. CIVIS, J.), Ediciones Universidad de Salamanca, Salamanca, 9-21.
- GONZÁLEZ DELGADO, J.A., CIVIS, J., LARRASOÑA, J.C., SIERRO, F.J., GARCÍA CORTÉS, A. & ALONSO GAVILÁN, G. 2002. El sondeo de testigo continuo «Montemayor-1» (Huelva, Neógeno superior): Diagrafías, eventostratigrafía y calibración paleomagnética. In: *Resúmenes de las XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología-Interim-Colloquium RCANS, Salamanca* (eds. CIVIS, J. & GONZÁLEZ DELGADO, J.A.), 194-195.
- GONZÁLEZ DELGADO, J.A. (COORD), CIVIS, J., DABRIO, C.J., GOY, J.L., LEDESMA, S., PAIS, J., SIERRO, F.J. & ZAZO, C. 2004. Cuenca del Guadalquivir: In: *Geología de España* (ed. VERA, J.A.). Sociedad Geológica de España-IGME, Madrid, 543-550.
- IACCARINO, S.M., PREMOLI-SILVA, I., BIOLZI, M., FORESI, L.M., LIRER, F. TURCO, E. & PETRIZZO, M.R. 2007. *Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. Internacional school on planktonic foraminifera*. 6th course. Univesità degli Studi di Perugia, Perugia. 140 pp.
- LARRASOÑA, J.C., GONZÁLEZ-DELGADO, J.A., CIVIS, J., SIERRO, F.J., ALONSO GAVILÁN, G. & PAIS, J. 2008. Magnetobiostratigraphic dating and environmental magnetism of Late Neogene marine sediments recovered at the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes (lower Guadalquivir basin, Spain). *Geo-Temas*, **10**, 1175-1178.
- MAYORAL, E. & PENDÓN, J.G. 1986-1987. Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?) litoral de Huelva. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22, 507-513.
- PÉREZ-ASENSIO, J.N., AGUIRRE, J., SCHMIEDL, G. & CIVIS, J. 2012. Messinian paleoenvironmental evolution in the lower Guadalquivir Basin (SW Spain) based on benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **326-328**, 135-151.

Revisión de *Hensonina* (*Trocholina*) *lenticularis* (Henson, 1948), un involutinido del Albiense superior-Cenomaniense inferior de la península Ibérica

Consorti, L.¹, Caus, E.² y Calonge, A.³

¹ Dpto. di Scienze della Terra. Università di Roma «La Sapienza». Roma. Italia. <lorenzo.consorti.es@gmail.com>

² Dept. de Geologia (Unitat de Paleontologia). Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C. Campus Bellaterra. E-08193 Cerdanyola del Vallès (Barcelona). España

³ Depto. de Geología. Universidad de Alcalá. E-28871 Alcalá de Henares (Madrid). España

Key words: *Larger foraminifera*, *Involutinidae*, *shell-architecture*, *Albian*

Introducción

HENSON (1948) describió, a partir de material procedente de un sondeo de Catar (golfo Pérsico), una nueva especie de foraminífero del Cenomaniense inferior que adscribió al género *Trocholina* Paalzow, 1922 (especie tipo *Involutina conica* Schlumberger, 1898) con el nombre de *T. lenticularis*. Su autor define este nuevo taxón como «*un conjunto de formas aisladas, de aspecto mas o menos lenticular, con enrollamiento trocoespiral de bajo ángulo*», aunque también reconoce una forma planiespiral involuta más pequeña de la especie tipo, que nombra *T. lenticularis* var. *minima*. El aspecto exterior es reticulado, pues refleja el crecimiento de depósitos de calcita que forman crestas vermiculadas, unidas o bifurcadas, que hacia la periferia de la superficie lateral adquieren una disposición radial. La parte umbilical se caracteriza por la presencia de gránulos de calcita que podrían ser la terminación de los «pilares umbilicales». Sin embargo, la descripción del género *Trocholina* dada por Paalzow en 1922 indica que el citado género es conicoforme y su enrollamiento trocoespiral.

MOULLADE y PEYBERNÉS (1973), basándose en las diferencias anteriores, concluyen que *T. lenticularis* no pertenece al género *Trocholina* y definen un nuevo género, *Hensonina*, proponiendo *H. lenticularis* (Henson, 1948) como especie tipo. El material utilizado para definir el nuevo género procede de los afloramientos del Albiense superior del macizo del Montgrí (Girona, NE de la península Ibérica). MOULLADE & PEYBERNÉS (1973) destacan la geometría planiespiral involuta de *Hensonina* en oposición al género *Trocholina*; describen la presencia de una primera cámara esférica (o *proloculus*) seguida por una segunda cámara tubular, no dividida, cuya sección es ojival. Al igual que Henson, destacan la ornamentación reticulada de las superficies laterales. Además describen «canaliculos» y «pilares» de calcita que alcanzan las vueltas internas.

Desde un punto de vista supragenérico, el género *Hensonina* Moullade y Peybernés se incluye en la subfamilia Involutininae, en la familia Involutinidae (Bütschli, 1880) y en el sudorden Involutinina (HOHENEGGER & PILLER, 1977).

Material y método

En este trabajo se han estudiado muestras con ejemplares de *Hensonina lenticularis* procedentes de las siguientes áreas: 1) macizo del Montgrí (provincia de Girona, localidad tipo del género); 2) sistema Ibérico; y 3) cordillera Cantábrica. Todos los ejemplares estudiados proceden de 100 láminas delgadas (64 muestras) y no se ha encontrado material disgregable para la obtención de ejemplares aislados. Los especímenes son muy numerosos; algunas muestras están formadas casi exclusivamente por *Hensonina*, que se presenta en cortes axiales, subaxiales, ecuatoriales, oblicuos y tangenciales, predominando las primeras secciones. Desde el punto de vista litológico, se trata mayoritariamente de calizas con textura «grainstone», facies que testifican condiciones de alta energía, aunque algunas secciones están también presentes en «packstones» y mas raramente en «wackestones». Las conchas se presentan siempre recristalizadas, lo que dificulta el estudio de su arquitectura y/o estructura.

Arquitectura de *Hensonina lenticularis* (Henson, 1948)

El aspecto externo muestra una morfología lenticular con simetría bilateral (la aparente «no simetría» aducida por algunos autores se debe a la incorrecta interpretación de las secciones oblicuas encontradas en la muestras), con una pronunciada ornamentación en las superficies laterales.

El tipo de crecimiento es planispiral involuto con un *proloculus* esférico seguido por una cámara tubular no septada. Se ha observado un máximo de cinco vueltas de espira, con una relación espesor/diámetro que varía entre 0,55 y 0,69.

La concha tiene textura lamelar-perforada con las paredes laterales perforadas por poros de gran calibre. La distribución de los poros (áreas perforadas y no perforadas) da lugar a un modelo de ornamentación vermicular que, en las secciones axiales se observa continua en sucesivas vueltas, y forman «crestas» alineadas del centro a la periferia. Sin embargo, otras veces parece que los apilamientos de láminas forman gránulos no alienados. Es de destacar el diámetro de los poros semejantes al tamaño de la desembocadura de los canales de las formas con esqueleto suplementario y no a sus poros. Tal «estructura» corresponde al adjetivo «reticulado» de los autores anteriores y se observa en las conchas bien conservadas de los espirillínidos actuales, que desarrollan diversos modelos de ornamentación cuya funcionalidad se desconoce por el momento (MILKER *et al.*, 2009: lám. 2).

Hensonina lenticularis recuerda las formas del Jurásico basal, tales como *Involutina liasica* (Jones, 1853), aunque esta especie tiene un crecimiento planispiral evolutivo.

Edad y distribución paleogeográfica

En las muestras procedentes del macizo del Montgrí, *Hensonina lenticularis* está asociada a *Carinoconus casterasi* Cherchi y Schroeder, *Daxia* cf. *cenomana* Cuvillier & Szakall, 1949, *Pseudonummoloculina aurigerica* Calvez, 1988, *Nezzazzatinella* sp., *Orbitolina* (*Orbitolina*) *duranddelgai* Schroeder, 1972 y *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *cuvillieri* Moullade, asociación de edad Albiense superior. En el sistema Ibérico predominan en los sedimentos calcáreos energé-

ticos con frecuentes restos de bivalvos, debajo de los estratos cenomanienses que contienen los primeros alveolínidos. En la cordillera Bética *Hensonina lenticularis* aparece en sedimentos atribuidos al Albiense, aunque algunos autores la incluyen en el Cenomaniense inferior. Además *Hensonina lenticularis* ha sido citada por varios autores en el Albiense de la cuenca Vasco-Cantábrica y en el océano Pacífico central.

Desde un punto de vista paleogeográfico, se extiende, al menos, desde las costas atlánticas de Europa hasta Oriente Medio.

Conclusiones

Hensonina lenticularis (Henson, 1948) es un foraminífero lamelar-perforado, no septado, con un enrollamiento planiespiral evolutivo. Las láminas suplementarias que recubren, en cada vuelta de espira, la concha anteriormente formada producen engrosamientos situados entre los poros, lo que da lugar a un modelo particular de ornamentación.

Es un foraminífero típico del Albiense, aunque probablemente pueda alcanzar el Cenomaniense inferior.

Referencias

- HENSON, F.R.S. 1948. Foraminifera of the Genus *Trocholina* in the Middle East. *Annual and Magazines of Natural History*, 2, **14**, 445-459.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. 1977. Die Stellung der Involutinidae Bütschli und Spirillinidae Reuss im System der Foraminiferen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **7**, 407-418.
- MILKER, Y., SCHMIEDL, G., BETZLER, C., RÖMER, M., JARAMILLO-VOGER, D., & SICCHA, M. 2009. Distribution of recent benthic foraminifera in shelf carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. *Marine micropaleontology*, **73**, 207-225.
- MOULLADE, M. & PEYBERNÈS, B. 1973. Étude microbiostratigraphique de l'Albien de Massif de Montgri (Prov. Gerona, Espagne). *Archive Science Genève*, 2, **26**, 173-181.

Problemática taxonómica de la especie *Globigerina globorotaloidea* Colom, 1954

Corbí H.¹, Usera, J.², Alberola, C.² y Soria, J.M.¹

¹ Depto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Aptdo. de correos 99. E-03080 Alicante. España. <hugo.corbi@ua.es>, <jesus.soria@ua.es>

² Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <usera@uv.es>

Key words: *Globigerina globorotaloidea*, *foraminifers*, *taxonomy*, *Guillermo Colom*, *Neogloboquadrina*

Introducción

Se discute la denominación formal de los tipos que engloba la especie *Globigerina globorotaloidea* Colom, 1954 y la problemática taxonómica que genera, al compararla con otras formas afines de foraminíferos planctónicos del Neógeno-Cuaternario. Se ha llevado a cabo el análisis sistemático de las especies morfológicamente similares, así como la inspección visual de los ejemplares tipo depositados en el Museo Balear de Ciencias Naturales (Sóller, Mallorca).

COLOM (1954) expone los siguientes rasgos diagnósticos para esta especie: «Una especie pequeña de contorno esferoidal, con 5 ó 6 cámaras en la última vuelta, siendo muchas veces la última más pequeña y con una abertura alargada, estrecha, poco aparente, que se corre desde el lado dorsal hasta la región umbilical». En los comentarios sobre esta especie indica su presencia «en los lechos globigerínicos del Burdigaliense y a través del Vindoboniense llega hasta los niveles pliocenos, perdurando también en la época actual, pues la he recogido en sedimentos obtenidos de las costas de Galicia y del Mediterráneo».

Problemática taxonómica de *G. globorotaloidea*

El análisis de las especies similares y sinonimias pone de manifiesto que inicialmente la especie *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW, 1959), definida con posterioridad a la de Colom, fue considerada como un sinónimo junior de *G. globorotaloidea* (BANDY *et al.*, 1967; TJALSMA, 1971). Según estos autores, *N. acostaensis* se considera como la forma central de la amplia variación morfológica de *G. globorotaloidea*. ZACHARIASE (1974) también hace referencia a la especie de COLOM (1954); sin embargo este autor, aunque está de acuerdo con TJALSMA (1971) y BANDY *et al.* (1967) en la prevalencia de *G. globorotaloidea*, la incluye como sinonimia de *N. acostaensis*, puesto que, según cita textualmente, «es la especie más frecuentemente empleada en la literatura». La denominación *N. acostaensis* ha sido clásicamente utilizada en un gran número de trabajos, tanto españoles como extranjeros. Recientemente CORBÍ (2010), en su estudio sobre los foraminíferos de la cuenca neógena del Bajo Segura, incluye parte de las formas figuradas por COLOM (1954) como sinonimia tanto de *N. acostaensis* como de *N. humerosa*.

El análisis de las figuraciones, así como de los ejemplares tipo de esta especie (Fig. 1), sugiere que el conjunto considerado por COLOM (1954) como *G. globorotaloidea* incluye varias especies del género *Neogloboquadrina* Bandy, Frerichs y Vincent, 1967, como *N. acostaensis* (Blow, 1959), *N. humerosa* (Takayanagi y Saito, 1962) y *N. dutertrei* (D'Orbigny, 1839), o incluso *Neogloboquadrina continuosa* (Blow, 1959) y *N. pachyderma* (Ehrenberg, 1861). Estos ejemplares, según la referencia escrita en las celdillas de la colección de G. Colom, pertenecen a materiales recogidos en las costas del Levante de España, y no a los ejemplares del Vindoboniense de Orihuela, donde se definió la especie.

Conclusiones

Atendiendo al análisis taxonómico se puede considerar que, por una lado, si se incluye como variedades morfológicas de una misma especie a *N. acostaensis*, *N. humerosa*, *N. dutertrei* o, incluso, *N. continuosa* y *N. pachyderma* (véase al respecto SERRANO & GUERRA-MERCHÁN, 2012), la especie propuesta por Colom como *G. globorotaloidea* no es válida, ya que coincide en sus características morfológicas con la definida inicialmente por D'Orbigny como *Neogloboquadrina dutertrei* en su trabajo sobre los foraminíferos de la isla de Cuba (D'ORBIGNY, 1938). Por tanto, todas estas formas, incluida la especie de Colom, podrían considerarse como sinónimas de *N. dutertrei*. Por otro lado, si consideramos *N. acostaensis*, *N. dutertrei* y *N. humerosa* como especies distintas, probablemente los ejemplares de *G. globorotaloidea* figurados por Colom incluyen ejemplares de estas especies, siendo la mayoría pertenecientes a las formas de *N. acostaensis*. En este caso, *Globigerina globrotaloidea* Colom, 1954 podría considerarse como nombre prevalente (*Neogloboquadrina globorotaloidea* [Colom, 1954]) que incluiría a modo de sinonimia *N. acostaensis*, tal como apuntaron inicialmente algunos autores (BANDY *et al.*, 1967; TJALSMA, 1971).

A modo de consideración final, este trabajo pone de manifiesto la moderna visión sistemática de Guillermo Colom en sus estudios sobre la taxonomía de foraminíferos. La especie *G. globorotaloidea*, al margen de si es considerada o no como nombre prevalente frente a *N. acostaensis* o *N. dutertrei*, representaría una de las mejores referencias de una taxonomía basada en el análisis conjunto de la variedad morfotípica de las poblaciones frente a una taxonomía sostenida exclusivamente en la diferenciación de morfotipos.

Referencias

- BANDY, O.L., FRERICH, E.E. & VINCENT, E. 1967. Origin, development, and geologic significance of *Neogloboquadrina* Bandy, Frerichs, and Vincent, gen. novo Cushman. *Foundation Foraminiferal Research Contribution*, **18**, 152-157.
- BLOW, W.H. 1959. Age, correlation, and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón formations, eastern Falcon, Venezuela. *Bulletin American Paleontology*, **39**, 67-251.
- COLOM, G. 1954: Estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **66**, 101-451.
- CORBI, H. 2010. *Los foraminíferos de la Cuenca neógena del Bajo Segura (Sureste de España): Bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la crisis de sali-*

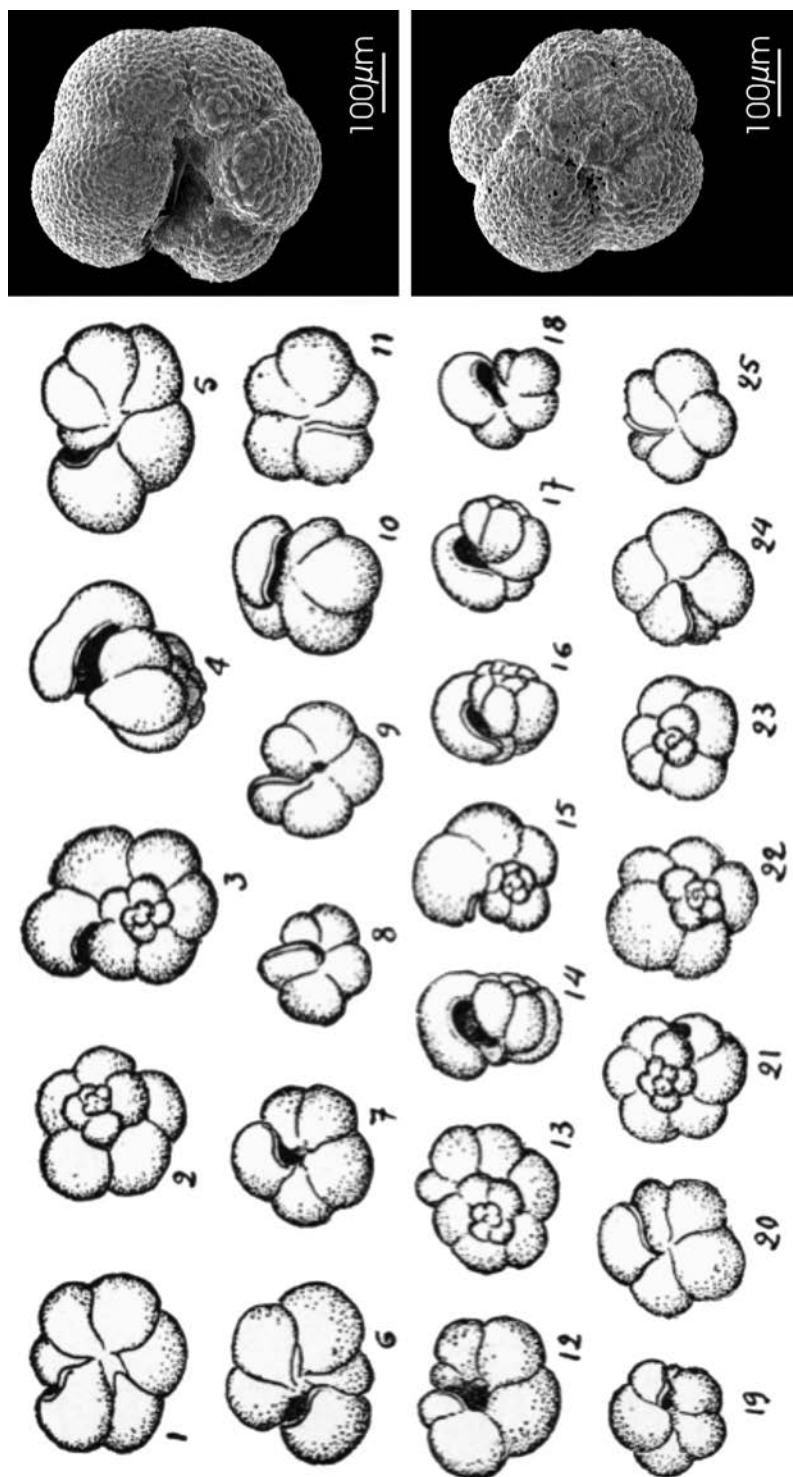


Figura 1. Izda.: Dibujos de *G. globorotaloidea* que acompañan a la descripción de esta especie (Colom, 1954). Nótese que la mayor parte de los ejemplares son similares a las especies *N. acostaensis*, *N. humerosa* y *N. dutertrei*. Dcha.: Imagen de microscopio electrónico de barrido de uno de los ejemplares tipo de *G. globorotaloidea*, donde se aprecian todos los rasgos diagnósticos de la especie actualmente considerada como *N. acostaensis*.

- nidad del Mediterráneo*. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante. 280 pp.
<http://hdl.handle.net/10045/14976>
- D'ORBIGNY, A.D. 1839. *Foraminifères; in Ramón de la Sagra, Historie physique, politique et naturelle de l'île de Cuba*. Paris, A. Bertrand. 224 pp.
- EHRENBERG, C.G. 1861. Über die Tiefgrund-Verhältnisse des Ozeans am Eingange der Davisstrasse und bei Island. *K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, Monatsber.*, **1861**, 275-315.
- SERRANO, F. & GUERRA-MERCHÁN, A. 2012. Sea-surface temperature for left-coiling *Neoglobobulimina* populations inhabiting the westernmost Mediterranean in the middle Pleistocene and the Pleistocene-Pliocene transition. *Geobios*, **45**, 231-240.
- TAKAYANAGI, Y. & SAITO, T. 1962. Planktonic foraminifers from the Nobori Formation, Shikoku, Japan. *Science Reports of the Tohoku University Series 2*, **5**, 67-106.
- TJALSMA, R.C. 1971. Stratigraphy and foraminifera of the Neogene of the eastern Guadalquivir Basin (Southern Spain). *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, **4**, 161 pp.
- ZACHARIASSE, W.J. 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, **11**, 1-171.

Evidencias micropaleontológicas en un evento global de glaciación identificado en la sección de Zarabanda (sur de España)

Fenero, R.^{1,2}, Molina, E.², Cotton, L.³ y Monechi, S.⁴

¹ Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria. 04510 México D.F. México. <rfenero@unizar.es>

² Área de Paleontología. Depto. de Ciencias de la Tierra-Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <emolina@unizar.es>

³ School of Earth and Ocean Sciences. Main Building. Park Place. Cardiff CF10 3AT. U.K. <CottonLJ@cardiff.ac.uk>

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra. Università di Firenze. Via La Pira 4. I-50121 Firenze. Italia. <monechi@unifi.it>

Key words: *Oi-2b global glaciation event, South Spain, late Oligocene, micropalaeontology*

Introducción

El Oligoceno superior se caracterizó por grandes cambios climáticos, tanto por eventos climáticos cálidos (LOWE, siglas en inglés; ZACHOS *et al.*, 2001) como fríos (eventos Oi-2b y Oi-2c; PEKAR *et al.*, 2006). Uno de los eventos más importantes durante esta época fue el evento global de glaciación Oi-2b, el cual ha sido asociado con la expansión de grandes extensiones de hielo en el continente Antártico y, por tanto, con caídas importantes en el nivel glacio-eustático. Este evento también ha sido catalogado como un máximo glacial del Oligoceno por VAN SIMAEYS *et al.* (2005).

El objetivo de este trabajo ha sido realizar un estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos, y una reconstrucción paleoambiental basada en el estudio de los pequeños y grandes foraminíferos bentónicos en la sección de Zarabanda. Este estudio es de gran relevancia ya que determina por primera vez un evento de glaciación en latitudes bajas en el área del Tethys occidental con un estudio comparativo de cuatro grupos micropaleontológicos diferentes.

Materiales

La sección de Zarabanda está localizada al sur de España, dentro de la zona Subbética media de la cordillera Bética (Fig. 1). Esta sección está constituida por 82 m de potencia y, litológicamente, está formada por una sucesión rítmica de niveles calcareníticos y lutíticos hemipelágicos, siendo estos últimos predominantes. Estos sedimentos depositados en la sección de Zarabanda nos permiten estudiar en detalle el evento de glaciación más relevante ocurrido en el Oligoceno superior (Chatiense).

Las muestras fueron preparadas mediante la técnica del levigado, disgregando el material con agua oxigenada al 20 %. Posteriormente se separaron las fracciones mayores de 63 micras y se secaron al horno a 40 °C. Para asegurar la representatividad de los datos cuantitativos, se separaron más de 300 ejemplares de foraminíferos bentónicos por cada muestra. Finalmente se revisó el residuo para identificar las especies menos frecuentes.

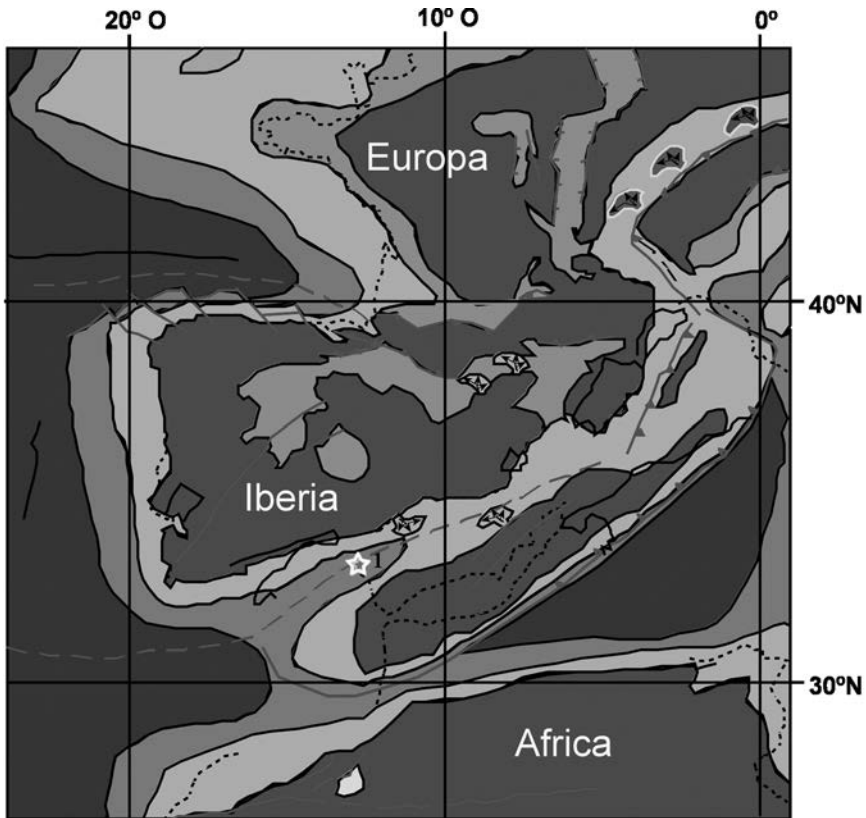


Figura 1. Posición paleogeográfica de la sección de Zarabanda al sur de España.

Resultados y discusión

En la sección de Zarabanda se observan abundantes niveles resultantes de la removilización de sedimentos desde medios someros, que fueron arrastrados a lo largo del talud y depositados en medios profundos junto a la fauna autóctona. Esta situación es consistente con la localización paleogeográfica de la zona, al pie de un talud con una elevada pendiente, donde se alcanzarían aguas profundas muy cerca de la zona costera.

Los foraminíferos planctónicos y los nanofósiles calcáreos son muy abundantes a lo largo de toda la sección, lo que ayudó a determinar la edad de forma continua de los niveles estudiados. En el análisis bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos se diferenciaron tres biozonas: la parte más alta de O5, O6 y O7, y en el análisis bioestratigráfico de los nanofósiles calcáreos se identificaron dos biozonas: CP19b y la parte baja de CN1a. El análisis realizado en las asociaciones de los foraminíferos bentónicos nos permitió determinar la paleobatimetría, siendo esta de un medio batial medio-inferior en la mayor parte de la sección.

Los foraminíferos bentónicos muestran un máximo apogeo de taxones neríticos, una disminución en el índice Planctónico/Bentónico, en la riqueza genéri-

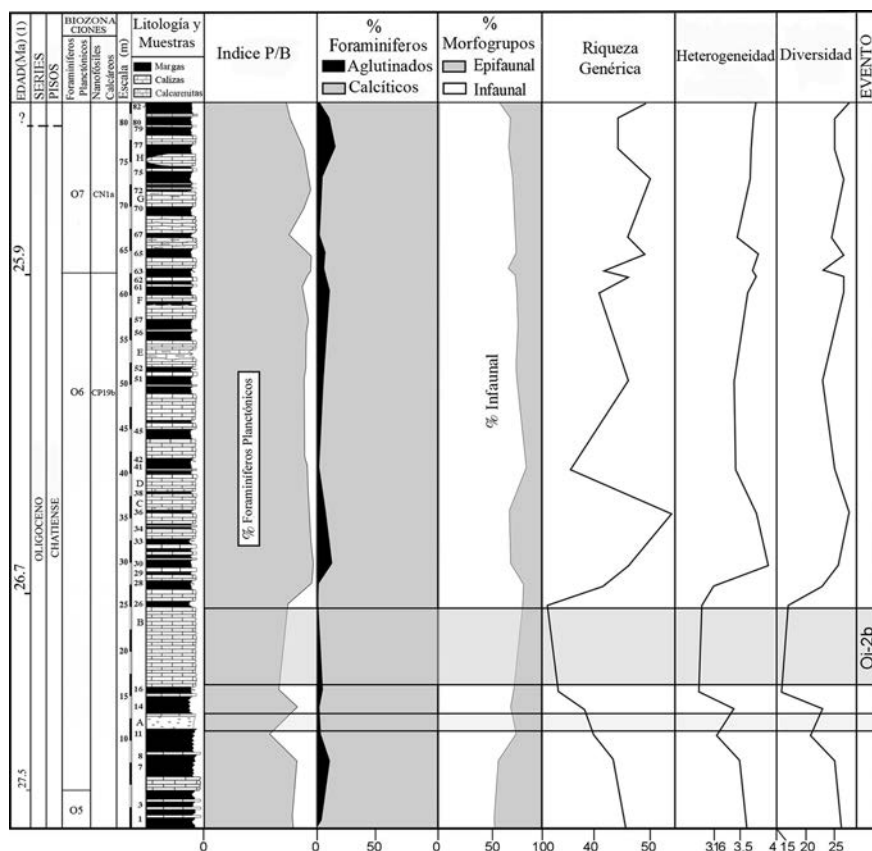


Figura 2. Porcentajes de diversos índices de diversidad y porcentajes de las especies de foraminíferos bentónicos más abundantes en la sección de Noroña a lo largo del Oligoceno superior (Chatiense).

ca, heterogeneidad y diversidad en un tramo de secuencias calcarenitas de unos 10 m de espesor, en la parte más baja de la Zona O6 de foraminíferos planctónicos y en la parte media de la Zona CP19b de nanofósiles calcáreos (Fig. 2). Estas variaciones se correlacionan con un incremento en el porcentaje de especies de foraminíferos bentónicos de aguas frías, tales como *Angulogerina angulosa*, *Astrononion novozealandicum*, *Globocassidulina subglobosa*, *Cassidulina crassa*, *Cassidulina havanensis*, *Oridorsalis umbonatus* e *Hyalinea* sp.

Todos estos datos coinciden con el mayor cambio encontrado en las asociaciones de los macroforaminíferos bentónicos. En el intervalo identificado como evento global de glaciación Oi-2b se registra la primera aparición de *Nephrolepidina morgana* y la última aparición de *Eulepidina dilatata*.

Conclusiones

El análisis cuantitativo de las asociaciones de los foraminíferos bentónicos de la sección de Zarabanda indica que los sedimentos del Oligoceno superior

(Chatiense) se depositaron en un medio batial medio-inferior en la mayor parte de la sección.

Los foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos nos permitieron establecer la cronoestratigrafía de toda la sección e identificar el evento global de glaciación Oi-2b, a unos 26,7 m. a., en la parte más baja de la Zona O6 de foraminíferos planctónicos y en la parte media de la Zona CP19b de nanofósiles calcáreos.

En un intervalo de 10 m de espesor, los macroforaminíferos bentónicos registran un cambio faunístico y los foraminíferos bentónicos muestran el máximo apogeo de taxones bentónicos neríticos, un aumento en especies típicas de aguas frías, una disminución en el índice Planctónico/Bentónico, en la riqueza genérica, heterogeneidad y diversidad. Todas estas variaciones han sido relacionadas con el evento de glaciación Oi-2b.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Consolider CGL 2007-63724 del Ministerio de Ciencia y Tecnología de España.

Referencias

- PEKAR, S.F., DECONTO, R.M. & HARWOOD, D.M. 2006. Resolving a late Oligocene conundrum: deep-sea warming and Antarctic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **231**, 29-40.
- VAN SIMAEYS, S., BRINKHUIS, H., PROSS, J., WILLIAMS, G.L. & ZACHOS, J.C. 2005. Arctic dinoflagellate migrations mark the strongest Oligocene glaciations. *Geology*, **33**, 709-712.
- ZACHOS, J.M., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686-693.

Resultados preliminares sobre las asociaciones de los foraminíferos bentónicos en la cuenca de Pescadero (Baja California)

Fenero, R.^{1,2} y Pérez-Cruz, L.¹

¹ Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria. 04510 México D.F. México. <rfenero@unizar.es>

² Área de Paleontología. Depto. de Ciencias de la Tierra-Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <perezacruz@geofisica.unam.mx>

Key words: *Holocene, benthic foraminifera, Baja California, paleoenvironmental inferences*

Introducción

La época del Holoceno abarca los últimos 11.500 años, desde la finalización de la última época glacial o «Edad de Hielo» hasta la actualidad. El Holoceno se caracteriza por ser un periodo interglaciario, donde las temperaturas se hicieron más suaves tras el Dryas reciente.

El golfo de California es una cuenca semicerrada situada entre la península de Baja California, la región continental de México y el Pacífico subtropical oriental. Su extensión es de unos 150 km de ancho y 1.100 km de largo, con una profundidad media de 200 m en el norte y 3.600 m en el sur (JIMÉNEZ *et al.*, 2005). Las cuencas a lo largo del golfo de California son progresivamente menos profundas de sur a norte. Esta zona goza de una inmensa concentración de organismos microscópicos y de una extraordinaria diversidad biológica gracias a la abundante luz solar y a las aguas ricas en nutrientes.

El objetivo de este estudio es realizar una reconstrucción paleoambiental basada en los foraminíferos bentónicos presentes en una de las cuencas más influenciadas por el océano Pacífico ecuatorial, la cuenca de Pescadero del golfo de California.

Materiales y métodos

La cuenca de Pescadero está situada en la parte suroriental del golfo de California (Fig. 1). El material obtenido se sustrajo mediante un nucleador de gravedad de tipo «gran diámetro», en el barco «El Puma» cedido por la Universidad Autónoma de México, dentro de la Campaña Oceanográfica «Dinámica Oceánica y Paleoceanográfica».

Se analizaron las primeras 15 muestras de un núcleo de la cuenca de Pescadero, de litología limo-arcillosa recogidas cada 10 cm. Las muestras fueron procesadas mediante la técnica de levigado y tamizadas en fracciones de 200, 74 y 44 micras, y se secaron al horno a 40 °C. Se extrajeron alrededor de 300 ejemplares por muestra y posteriormente se revisó el residuo para identificar las especies menos frecuentes.

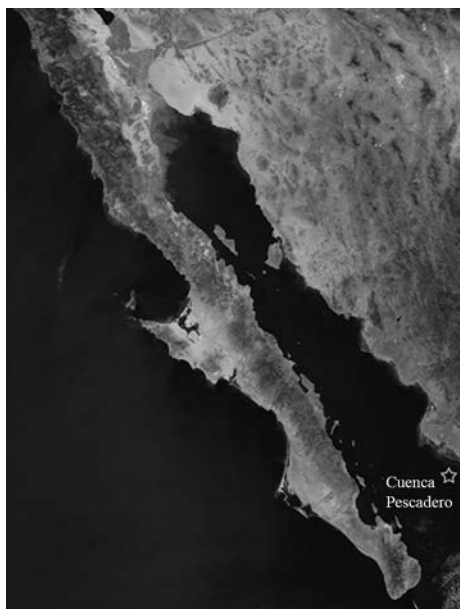


Figura 1. Posición geográfica de la cuenca de Pescadero (golfo de California).

Resultados

Los foraminíferos bentónicos son ampliamente utilizados como indicadores de las condiciones químicas y físicas del fondo de los océanos tanto en épocas recientes como pasadas. Las asociaciones de foraminíferos bentónicos en la cuenca de Pescadero destacan por un dominio absoluto de taxones de concha calcítica, lo que indica un medio de depósito por encima del nivel de compensación del carbono.

Los sedimentos estudiados hasta el momento han registrado gran cantidad de materia orgánica y de material terrígeno de origen volcánico. Este material pudo llegar a los sedimentos por el transporte de un importante sistema fluvial. La cantidad de foraminíferos planctónicos

y bentónicos observados en las muestras es relativamente bajo. Además las conchas de los foraminíferos bentónicos son relativamente frágiles y de tamaño reducido. Este hecho podría estar influenciado por la gran cantidad de aporte de materia orgánica procedente de los ríos que provocaría la disolución de la concha de los foraminíferos al disminuir la concentración de carbonato en el agua del océano. La descomposición y oxidación de la materia orgánica provoca el consumo de oxígeno en el fondo oceánico, por lo que se origina una capa de baja concentración de oxígeno. La intensidad del consumo de oxígeno está relacionada con la acción bioquímica y la tasa de suministro de materia orgánica (Rowe, 1981).

El porcentaje en abundancia de los foraminíferos planctónicos con respecto a los foraminíferos bentónicos es bastante escaso, lo que nos indica que los sedimentos de la cuenca de Pescadero se encontraban cerca de la zona costera.

La variación en la abundancia de los foraminíferos bentónicos en los sedimentos marinos refleja cambios significativos en las propiedades de las aguas y sedimentos (Boltovskoy & Wright, 1976). Los morfogrupos infaunales (bolivínidos, bulimínidos y uvigerínidos) dominan las asociaciones de los foraminíferos bentónicos en todas las muestras estudiadas, sugiriendo un abundante flujo orgánico hacia el fondo marino y bajas condiciones de oxigenación. El género *Bolivina* registra un dimorfismo (Douglas & Staines-Urías, 2007) en las muestras estudiadas. La mayor abundancia se encuentra en las formas megalosféricas de la especie *Bolivina seminuda*, lo que sugiere flujos de alto contenido en carbono orgánico al fondo oceánico.

Conclusiones

Las asociaciones de los foraminíferos bentónicos analizadas en la cuenca de Pescadero indican que los sedimentos del Holoceno se depositaron en un medio cercano a la zona costera ya que el índice Planctónico/Bentónico es muy bajo. La abundancia del grupo de los bolivínidos, bulimínidos y uvigerínidos en todas las muestras estudiadas sugiere un gran aporte de materia orgánica refractaria al fondo marino, lo que provoca una disminución de la oxigenación en el fondo oceánico.

Agradecimientos

Este trabajo está enmarcado dentro del proyecto Consolider CGL2007-63724 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

- BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. 1976. *Recent Foraminifera*. Dr. W. Junk Publishers, The Hague. 515 pp.
- DOUGLAS, R.G. & STAINES-URÍAS, F. 2007. Dimorphism, Shell Mg/Ca ratios and stable isotope content in species of *Bolivina* (benthic foraminífera) in the Gulf of California, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, **37** (3), 189-203.
- JIMÉNEZ, A., MARINONE, S.G. & PARÉS-SIERRA, A. 2005. Efecto de la variabilidad espacial y temporal del viento sobre la circulación en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, **31**, 357-368.
- ROWE, G.T. 1981. The benthic processes of coastal upwelling ecosystems. In: *Coastal Upwelling* (ed. RICHARDS, F.A.). American Geophysical Union, Washington, D.C., 464-471.

Conjoined foraminifera: Test fusion in adult *Nummulites* individuals

Ferrández-Cañadell, C.¹, Briguglio, A.², Wöger, J.², Wolfgring, E.²
and Hohenegger, J.²

¹ Dept. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Universitat de Barcelona. c/ Martí i Franquès, s/n. E-08028 Barcelona. España

² Institut für Paläontologie. Universität Wien. Althanstrasse 14. A-1090 Wien. Austria

Key words: *Larger foraminifera, teratology, test fusion*

In foraminifera, morphologically abnormal tests are due to irregular growth originated mainly from three causes:

- Abnormal embryos or siamese twin individuals, with two or more embryos, which produce growth in different directions.
- Extreme or stressing environmental conditions (salinity, pollution, etc.), that produce abnormal chambers or tests.
- Regeneration after test injury which modifies the growth direction.

A fourth cause has been rarely reported: the late fusion of the tests of two adult individuals, the so-called «conjoined individuals».

Conjoined adult individuals have been reported in both recent (e.g. *Ammonia*; HAYASAKA, 1935), and fossil (e. g. *Nummulites*; MUKHOPADHYAY, 2007) tests. However, most cases reported as conjoined adult individuals do not include sections, so that the abnormality of the test can actually be due to one of the three causes mentioned above, mainly to the presence of two or more embryos. Photographs of good sections clearly showing the fusion of the test of two adult individuals are only those of fusulinids in KAHLER (1988).

Because of the irregularity of the test, the study of teratologies in foraminifera is difficult. The external morphology is not directly related to the cause of the abnormal test shape. The presence of two main planes of growth resembling two merged specimens can actually be due to the presence of two or more embryos or to a fracture followed by regeneration (e.g. DE ZANCHE, 1966; POPESCU-VOITESTI, 1908; REGÉ, 1916). Thin sections can be misleading because provide a single plane in which is almost impossible to cut centred sections of both individuals, and it is a destructive technique.

The newly developed technique of X-ray micro-Computer Tomography (microCT) allows the 3D study of these complex irregular tests without destruction. MicroCT allows the precise orientation of sections, in one or two planes, to clearly show the arrangement of the two merged individuals and the ontogenetic stage when their tests fused.

Here we report the fusion of adult tests in specimens of lower Cuisian and middle Lutetian *Nummulites* spp. from the sites of Biron and Gan (south central France). The use of MicroCT allowed to clearly show that the individuals share a common test after a period of individual, independent growth of up to 40 chambers.

Conjoined adult tests in *Nummulites* were reported by KECKEMÉTI (1962a, b), who illustrated a section of *N. millecaput* (a drawing of an axial section) composed by the merging of two adult individuals. Considering the degree of development of the fused individuals, Keckeméti differentiated between «univalent» (i.e. twin) and «bivalent» (i.e. conjoined) double tests.

According with this classification, double tests are usually «univalent», i.e. produced by a double growth in siamese twins. Double tests can also be produced by the fixation of a juvenile on the parental test after schizogony (STOUFF *et al.*, 1999). The fusion of embryos have been explained from schizogony taking place in a reduced space, inside either a reproductive cyst or a reproductive chamber, in which the initial chambers of two or more individuals become fused before the release of the young (e.g. LE CALVEZ, 1938; MERİÇ, 1992). Test fusion could take place with either a fusion of cytoplasm (plastogamy) without fusion of nuclei (caryogamy) (LE CALVEZ, 1938), or without even plastogamy, in which case the joined youngs would live independently, although having their tests fused (STOUFF *et al.*, 1999). The possible causes and mechanisms of fusion in adult specimens, after several weeks of independent growth are not known.

Acknowledgments

This is a contribution published within the project P23459-B17 «Functional Shell Morphology of Larger Benthic Foraminifera» of the Austrian Science Fundation (FWF) and the Grupo de Investigación Consolidado «Geología Sedimentaria» (2009 SGR 1451).

References

- DE ZANCHE, V. 1966. Osservazioni sulla patologia di nummuliti ed assiline e sul singolare stato di conservazione di alveoline nei pressi di Albanello in valle del Chiampo, Vicenza. *Memorie degli Istituti di geologia e mineralogia dell'Università di Padova*, **25**, 1-17.
- HAYASAKA, I. 1935. A twinned or double fossil-shell of *Rotalia*. *Transactions of Paleontological Society of Japan*, **7**, 5-7.
- KAHLER, F. 1988. Beobachtungen über Lebensweise, Schalenbau und Einbettung jungpaläozoischer Großforaminiferen (Fusuliniden). [Remarks on Life Habit, Shell Morphology and Fossilization of Late Paleozoic Larger Foraminifera (Fusulinida)]. (In German with English abstract). *Facies*, **19**, 129-170.
- KECKSEMÉTI, T. 1962a. Patologikus jelenségek nummuliteszek. *Földtani Közlöny* [Bulletin of the Hungarian Geological Society], **92** (2), 209-219.
- KECKSEMÉTI, T. 1962b. Pathologische Erscheinungen an Nummuliten. *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, Pars Mineralogica et Palaeontologica*, **54**, 73-84.
- LE CALVEZ, J., 1938. Recherche sur les foraminifères, I. Développement et Reproduction. *Archives de Zoologie Experimentale et Generale*, **80**, 163-333.
- MERIC, E. 1992. Twin development in Discocyclinidae. *Micropaleontology*, **38** (3), 310-312.
- MUKHOPADHYAY, S. K. 2007. Conjoined tests of Nummulites from the Paleogene of the Cambay basin, India and their possible origin. *Journal of Foraminiferal Research*, **37** (1), 41-45.
- POPESCU-VOITESTI, I. 1908. Abnormale Entwicklung bei Nummuliten. *Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns*, **21** (3/4), 211-214.
- REGÈ, R. 1916. Nummuliti ed Orbitoidi di alcune località istriane. *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali*, **55**, 193-234.
- STOUFF, V., DEBENAY, J.-P. & LESOURD, M. 1999. Origin of double and multiple tests in benthic foraminifera: observations in laboratory cultures, environments. *Marine Micropaleontology*, **36**, 189-204.

Evolución de la contornita de Ceuta (mar de Alborán) durante los últimos 25 ka a partir de foraminíferos planctónicos y otros marcadores paleoceanográficos

Francés, G., Gutiérrez Arnillas, E. y Mena, A.

Depto. de Geociencias Marinas y O. T. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Vigo. E-36310 Vigo (Pontevedra). España. <gfrances@uvigo.es>

Key words: *Planktonic foraminifera, contourites, Alboran Sea, Last Glacial, Holocene*

Introducción

Los Sistemas Deposicionales Contorníticos (SDC) son los medios sedimentarios posiblemente peor conocidos. En los últimos años se han incrementado los estudios en estos medios, lo que ha permitido una caracterización de sus rasgos morfológicos, sedimentarios y sísmicos (REBESCO & CAMERLENGHI, 2008). No obstante, los factores oceanográficos y climáticos que controlan la evolución de los SDC aún no son suficientemente conocidos (KNUTZ, 2008).

En este trabajo se lleva a cabo un estudio pluridisciplinar basado en datos micropaleontológicos (foraminíferos planctónicos), geoquímicos (composición elemental; isótopos estables de O y C; TOC, C/N) y de propiedades físicas del sondeo CEUTA10-PC8. El sondeo fue recuperado en el sector más occidental del mar de Alborán (36° 21' N; 004° 52' O), a 914 m de profundidad (Fig. 1), donde los datos sísmicos ponen de manifiesto la existencia de un depósito contornítico (*drift* de Ceuta; ERCILLA *et al.*, 2002). Este cuerpo contornítico consiste en un monículo elongado generado por la interacción del agua profunda mediterránea con el margen continental de Marruecos. Se extiende a lo largo de unos 100 km, con

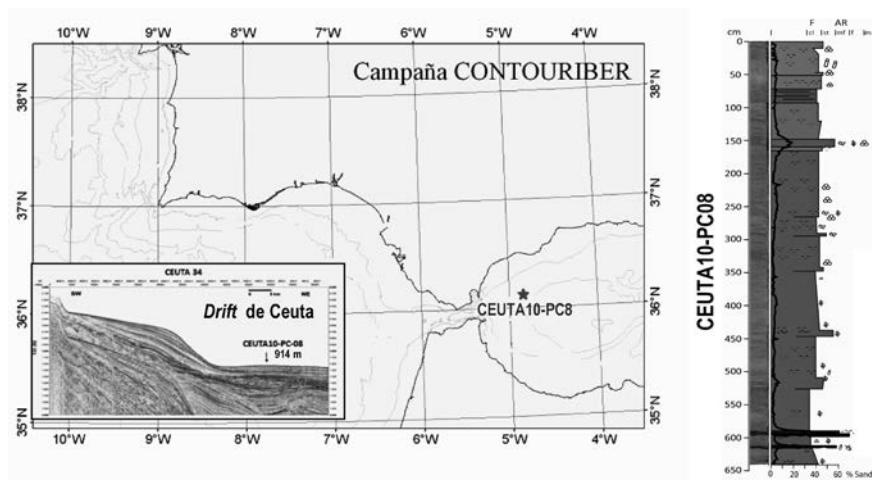


Figura 1. Mapa y línea sísmica con la posición del sondeo CEUTA10-PC8 y columna estratigráfica del mismo.

una anchura de aproximadamente 28 km (ERCILLA *et al.*, 2002). El testigo analizado posee una longitud de 648 cm y está constituido por una sucesión muy monótona de limos arcillosos muy bioturbados (Fig. 1) que registran, de acuerdo con el modelo de edad establecido mediante 15 dataciones AMS 14C, los últimos 25 ka (Estadios Isotópicos Marinos MIS 1 y 2).

Resultados micropaleontológicos

Las especies más frecuentes que componen las asociaciones de foraminíferos planctónicos son *Neogloboquadrina pachyderma* (dex.), *Globigerina bulloides*, *Turborotalina quinqueloba*, *Globorotalia inflata* y *Globigerinoides ruber* (Fig. 2). Todas ellas muestran valores fluctuantes a lo largo del testigo que permiten diferenciar distintos intervalos. Las fluctuaciones más conspicuas de estas especies coinciden con los eventos descritos por PÉREZ FOLGADO *et al.* (2003) para el mismo rango de edad en un sondeo obtenido en la zona más profunda de la cuenca oriental del mar de Alborán. *Neogloboquadrina pachyderma* (dex.) muestra sus mayores abundancias (60-80 %) en la mitad inferior del testigo, mientras que es irrelevante en las asociaciones de los primeros 50 cm. La forma sinistrorsa de esta especie, aunque minoritaria, registra porcentajes destacables (~6 %) en dos intervalos: 250-300 cm y 580 cm. El porcentaje de *G. bulloides* oscila en torno al 20 % de media y alcanza los valores más altos en el intervalo 160-210 cm y hacia el techo. *Turborotalina quinqueloba* registra abundancias más altas en los mismos tramos en los que aparece *N. pachyderma* (sin.) y está prácticamente ausente en los 50 cm más superficiales. Por su parte, *G. ruber* aparece en las asociaciones de los primeros 120 cm, estando casi ausente por debajo de este nivel, excepto en torno a 200 cm. Finalmente, *G. inflata* sólo es relevante en los primeros 50 cm, donde sus porcentajes superan el 20 %.

Discusión e interpretación

Los resultados micropaleontológicos son coherentes con los obtenidos por otros marcadores paleoceanográficos analizados en el sondeo, de tal forma que los eventos reconocidos en las asociaciones de foraminíferos planctónicos son identificables en las curvas de susceptibilidad magnética, composición elemental (Ca, Fe, Ti, etc.), TOC/TN e isótopos estables del oxígeno.

En el testigo existen dos tramos que coinciden con los dos estadios isotópicos marinos (MIS) más recientes. Ello es claramente reconocible en la abundancia de *G. ruber*, especie cálida y de ambientes oligotróficos, que está ausente durante la etapa glacial y cuya abundancia es progresivamente mayor a lo largo del Holoceno (Fig. 2). De forma inversa, *N. pachyderma*, mayoritaria durante el MIS2, experimenta un descenso progresivo durante el MIS1.

Dentro del MIS2 se reconocen los eventos de Heinrich H1 (~17 ka) y H2 (~24 ka). Estos enfriamientos abruptos se caracterizan por incrementos en el porcentaje de *T. quinqueloba*, picos en los elementos terrígenos y aumento de la tasa de sedimentación. La presencia de la forma polar de *N. pachyderma* revela que durante estos eventos las aguas superficiales fueron más frías que durante el Último Máximo Glacial (~18-21 ka).

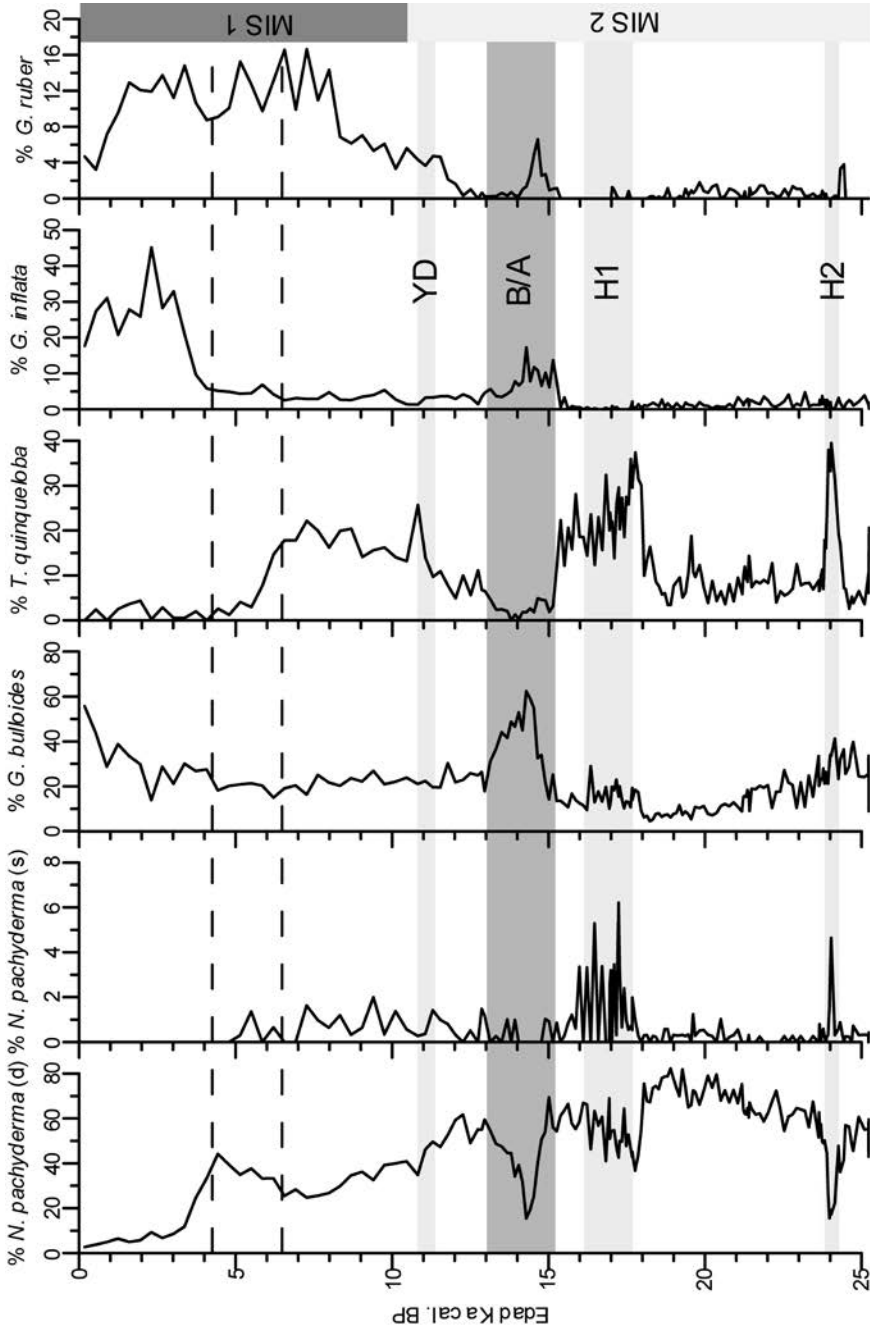


Figura 2. Abundancia (%) de los taxones más frecuentes. Las barras horizontales en tonos grises y las líneas discontinuas marcan los principales eventos climáticos registrados; H2, H1: eventos de Heinrich; B/A: Bolling/Allerød; YD: Younger Dryas.

Durante la deglaciación, la fauna permite reconocer con claridad el calentamiento correspondiente al Bölling/Allerod (B/A, ~13-14,6 ka), que aparece indicado por un fuerte incremento de *G. bulloides* que compensa el descenso de *N. pachyderma*. Además, *G. ruber* y *G. inflata* registran picos de abundancia durante este evento cálido. Sin embargo, el enfriamiento del Younger Dryas (YD, ~11,5 ka) no muestra un impacto destacable en la microfauna planctónica, aunque sí es reconocible en otros indicadores.

Durante el Holoceno se reconocen tres etapas con distintas asociaciones de foraminíferos planctónicos. La primera se manifiesta por el aumento progresivo de la especie cálida *G. ruber* y por porcentajes similares de *N. pachyderma* (dex.) y *T. quinqueloba*. A partir de 6,5 ka, coincidiendo con el Óptimo Holoceno, el porcentaje de esta última cae drásticamente. El cambio más reciente se produjo en torno a 4,2 ka, cuando tiene lugar un aumento brusco de *G. inflata*, que sustituye a *N. pachyderma*. El descenso progresivo de *G. ruber* a partir de esa edad coincide con el incremento de *G. bulloides*, lo que pone de manifiesto la existencia de aguas algo más frías y más nutritivas.

Conclusiones

La evolución del *drift* de Ceuta durante los últimos 25 ka, al menos en el sector en el que ha sido obtenido el sondeo estudiado, está controlada fundamentalmente por la cantidad de aportes continentales, los cuales están muy ligados a las fluctuaciones climáticas anteriormente descritas. En general, los aportes terrígenos son más elevados durante el MIS2 como consecuencia del bajo nivel del mar durante la glaciación. Más en detalle, durante los eventos de Heinrich (incluyendo al Younger Dryas) la cantidad de aportes desde el continente, tanto de material terrígeno como de nutrientes, fue aún mayor. Por el contrario, el Holoceno se caracteriza por tasas de sedimentación hasta cinco veces inferiores al periodo anterior. La subida progresiva del nivel del mar durante la deglaciación y el alto nivel que se alcanza a partir del Óptimo Holoceno inhiben la llegada de material terrígeno al talud inferior y a la cuenca. Asimismo, los procesos de mezcla en la columna de agua son cada vez más frecuentes, favoreciendo la productividad marina, sobre todo en los últimos 4 ka.

Agradecimientos

Se agradece a los proyectos GRACCIE (Consolider-Ingenio, CDS 2007-00067); CONTOURIBER (CTM 2008-06399-C04-01/MAR); CATARINA (CTM2010-17141, cofinanciado con fondos FEDER).

Referencias

- ERCILLA, G., BARAZA, J., ALONSO, B., ESTRADA, F., CASAS, D. & FARRÁN, M. 2002. The Ceuta Drift, Alboran Sea, Southwestern Mediterranean. In: *Deep-Water Contourite Systems: Modern drifts and ancient series, Seismic and sedimentary characteristics* (eds. STOW, D.A.V., PUDSEY, C.J., HOWE, J.A., FAUGÈRES, J.C. & VIANA, A.R.). Geological Society of London, Memoirs, 22, 155-170.
- KNUTZ, P.C. 2008. Paleocceanographic significance of contourite drifts. In: *Contourites* (eds. REBESCO, M. & CAMERLENGHI, A.). Elsevier, Amsterdam, 511-535.
- PÉREZ-FOLGADO, M., SIERRO, F.J., FLORES, J.A., CACHO, I., GRIMALT, J.O., ZAHN, R. & SHACKLETON, N. 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, 48, 49-70.
- REBESCO, M. & CAMERLENGHI, A. 2008. *Contourites*. Elsevier, Amsterdam. 663 pp.

Evidencias de *blooms* de productividad algales en las lagunas de alta montaña de Sierra Nevada (sur de la península Ibérica) hace 7.000 *cal years BP*

García-Alix, A.¹, Jiménez-Moreno, G.², Anderson, R.S.³,
Jiménez Espejo, F.J.¹ y Delgado Huertas, A.¹

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Universidad de Granada. Avda. de las Palmeras, n.º 4. E-18100 Granada. España. <agalix@ugr.es>, <fjjspejo@ugr.es>, <antonio.delgado@csic.es>

² Depto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avda. de Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. España. <gonzaloj@ugr.es>

³ School of Earth Sciences and Environmental Sustainability. Northern Arizona University. EE. UU. <scott.anderson@nau.edu>

Key words: *Algal blooms, Pediastrum, chemofossils*

Introducción

Sierra Nevada es la cadena montañosa más meridional de la península Ibérica y fue afectada por el glaciario pleistoceno. Se desarrollaron glaciares que excavaron depresiones en el substrato. Posteriormente, en la fase de fusión holocena, se originaron pequeños lagos y humedales. Estos lagos remotos de alta montaña suelen preservar un registro climático muy completo, que nos permite estudiar la evolución ambiental, en este caso del sur de la península Ibérica (ANDERSON *et al.*, 2011; JIMÉNEZ MORENO & ANDERSON, 2012).

En este trabajo se va a comparar el registro algal del humedal de los Borreguiles de la Virgen (BdIV), situado a 2.945 m (Fig. 1) con el registro geoquímico de isótopos estables de la material orgánica del sedimento. Esta materia orgánica representa residuos moleculares de organismos, lo que MEYERS (1997) denominó «fósiles geoquímicos».

Se pueden diferenciar distintas fases de evolución en los humedales de Sierra Nevada. Todos suelen empezar como pequeños lagos, que finalmente se colmatan o bajan su nivel, y dan lugar a estos humedales. Un evolución similar ha sido reconocida en los BdIV.

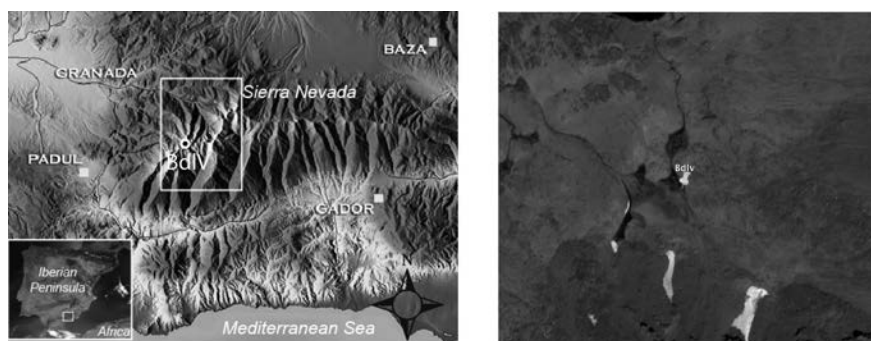


Figura 1. Localización geográfica del Borreguil de la Virgen (BdIV)

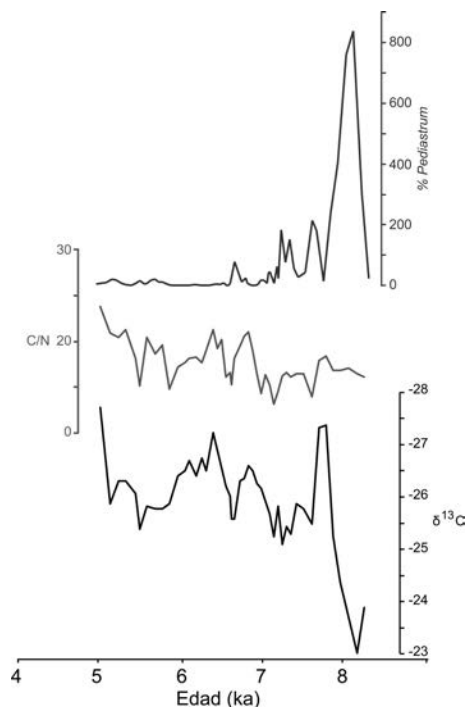


Figura 2. Registro de los valores de $\delta^{13}\text{C}$, razón atómica C/N y abundancia de *Pediastrum* desde 8.200 hasta 5.100 en el BdlV.

El registro sedimentario de los BdlV se extiende desde $< 8.200 \text{ cal years BP}$ hasta la actualidad (JIMÉNEZ MORENO & ANDERSON, 2012), pero en este artículo nos vamos a centrar en el intervalo entre < 8.200 y $5.100 \text{ cal years BP}$.

Resultados y discusión

La composición isotópica promedio de la material orgánica del intervalo temporal estudiado es de $-25.9 \pm 0.9 \text{ ‰}$ (V-PDB), y los valores de la razón atómica C/N son, en general, menores de 20, con un valor medio de 18 ± 2 . No obstante hay algunas excepciones puntuales en los que este valor es superior a 20. También se observan puntualmente algunos valores de $\delta^{13}\text{C}$ más positivos, coincidiendo con valores de C/N ligeramente menores. La evolución temporal de estos parámetros se muestra en la figura 2.

La geoquímica de la material orgánica de sedimentos lacustres nos puede indicar su procedencia. Así la razón atómica C/N varía según el aporte de materia orgánica al sedimento provenga de plantas vasculares ($\text{C/N} > 20$) o de producción algal lacustre ($\text{C/N} < 10$). Valores intermedios nos indican un origen mixto de la materia orgánica. La composición isotópica del carbono proveniente de plantas vasculares y de algas de agua dulce tienen unos valores parecidos (MEYERS, 1994), sin embargo, bajo determinadas condiciones de productividad el $\delta^{13}\text{C}$ de las algas de agua dulce tiende a hacerse más positivo (TALBOT & LAERDAL, 2000). Las algas usan como fuente de carbono el carbón inorgánico disuelto en el agua (DIC) y tienden preferentemente a incorporar el isótopo ligero, por lo que grandes incrementos en la productividad lacustre enriquece isotópicamente el DIC del medio, con lo cual, las algas que usen este DIC estarán también enriquecidas isotópicamente (O'LEARY, 1988).

El registro de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ sugiere la contribución de plantas vasculares tipo C3. Además, este registro indica una contribución mixta de restos algales y de plantas superiores ($\text{C/N} < 10-20$), pero puntualmente se observa predominio de plantas superiores ($\text{C/N} > 20$). Hay una tendencia hacia valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ y mayores de C/N a lo largo del tiempo.

Durante la primera parte del registro desde los 8.200 hasta 6.300 *cal years BP* la presencia del alga *Pediastrum* es bastante importante. Además si nos centramos en el periodo en que la relación C/N es más baja (8.200-6.900 *cal years BP*), se observa una tendencia acoplada de variación entre $\delta^{13}\text{C}$, C/N y el contenido de *Pediastrum*; así normalmente, altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ se corresponden con bajos valores de C/N y alto contenido de *Pediastrum* (Fig. 1). Esta tendencia puede ser interpretada como variaciones en la productividad de *Pediastrum*, debido a «blooms» de productividad (altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se corresponden con bajos valores de C/N y alto contenido de *Pediastrum*). ANDERSON *et al.* (2011) y JIMÉNEZ-MORENO & ANDERSON (2012) sugirieron que las condiciones más húmedas y cálidas registradas durante el Holoceno en Sierra Nevada tenían lugar entre < 8.200 y 7.000 años, deducido del registro polínico, lo que coincidiría con esta etapa de alta productividad algal en nuestro registro.

Desde los 7.000 *cal years BP* en adelante, hay una pérdida progresiva de influencia algal, y pocos incrementos en la productividad lacustre pueden ser deducidos, con excepción de a los < 6.300 *cal years BP*. Finalmente hacia los 5.000 *cal years BP*, encontramos un predominio de vegetación superior en el registro de material orgánico lacustre (C/N > 20 y valores de $\delta^{13}\text{C}$ más negativos).

En cuanto a la evolución general del sistema, pasamos de un pequeño sistema lacustre, con frecuentes «blooms» algales, a un sistema lacustre transicional, probablemente con menor nivel de agua, y finalmente a un periodo de humedal en el que predominan plantas superiores de crecimiento in situ. Esta evolución es corroborada por el registro polínico de este borreguil (JIMÉNEZ-MORENO & ANDERSON, 2012), que también sugiere una tendencia a una acidificación progresiva.

Conclusiones

El estudio comparativo del registro algal, palinológico y geoquímico orgánico de los sedimentos nos puede aportar una idea muy precisa de la evolución paleoambiental de la zona. Estos registros aportan información complementaria. En el caso de la geoquímica orgánica nos daría una información directa sobre el sistema lacustre y la cuenca de drenaje. El registro algal nos informa sobre las variaciones del contenido de algas del sistema, y el polen nos aportaría información a nivel más regional.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos OAPN (Ministerio de Medio Ambiente), 087/2007, CGL2007-60774/BTE, CGL2007-65572-C02-01/BTE y CGL2010-21257-C02-01 del MEC, los proyectos RNM 8011 y RNM 7332 de la Junta de Andalucía. A. G.-A. agradece el apoyo al programa Juan de la Cierva del MICINN, y F. J. J.-E. al programa CSIC «JAE-Doc».

Referencias

ANDERSON, R.S., JIMÉNEZ-MORENO, G., CARRIÓN, J. & PÉREZ-MARTINEZ, C. 2011. Postglacial history of alpine vegetation, fire, and climate from Laguna de Río Seco, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Science Review*, **30**, 1615-1629.

- MEYERS, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**, 213-250.
- O'LEARY, M.H. 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience*, **38**, 328-336.
- TALBOT, M.R. & LAERDAL, T. 2000. The Lake Pleistocene-Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter. *Journal Paleolimnology*, **23**, 141-164.

Bioestratigrafía de alta resolución basada en foraminíferos planctónicos para el Plioceno Inferior del arco de Águilas (cordillera Bética oriental)

García-Ramos, D.A.¹, Corbí, H.², Pina, J.A.² y Soria, J.M.²

¹ Camino Marín Sutullena, n.º 16. E-30800 Lorca (Murcia). España. <lacazella@msn.com>

² Depto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Aptdo. de correos 99. E-03080 Alicante. España. <hugo.corbi@ua.es>, <jose.pina@ua.es>, <jesus.soria@ua.es>

Key words: Águilas Arc, Early Pliocene, biostratigraphy, planktonic Foraminifera

Introducción

El arco de Águilas (AA), en la cordillera Bética oriental, es una megaestructura tectónica de indentación que pertenece a las Zonas Internas. Está limitada por las zonas de falla de Palomares (al sur, de régimen sinistorro) y de Las Moreras (al norte, de movimiento dextrorro). El estudio detallado de la edad de los sedimentos marinos del Plioceno Inferior registrados dentro del AA resulta un aspecto clave desde una doble perspectiva. Primero, permite cuantificar las deformaciones asociadas a la indentación tectónica, y a las zonas de falla que delimitan el AA. Segundo, permite datar con precisión el momento en que los relieves costeros perimediterráneos fueron alcanzados por la transgresión marina que siguió a la fase erosiva correspondiente al clímax de la crisis de salinidad Messiniense.

La sección del Barcelón

La sección del Barcelón se sitúa al suroeste de la localidad de Águilas y contiene uno de los mayores registros del Plioceno bético perimediterráneo. Al encontrarse dentro del AA, permite establecer comparaciones de registro con cuencas del exterior. La sucesión comienza con un conglomerado basal de 0,5 metros de potencia que reposa sobre esquistos Alpujárrides. A este nivel le siguen más de 10 metros de limos arenosos amarillos y grises, ricos en glauconita, cuya estratificación está definida por cambios en la relación limo/arena y contenido en carbonatos. En algunos tramos se observa una intensa bioturbación. Entre los microfósiles, escasos, desarticulados y dispersos, están los bivalvos *Neopycnodonte* sp. y *Amusium cristatum*; propios de plataforma externa. La abundancia de microfósiles en la sección, tanto planctónicos como bentónicos, ha permitido realizar el análisis bioestratigráfico de alta resolución.

Biozonación estándar ATNTS y bioeventos intrazonales

Se ha muestreado la sección a intervalos de 10 cm, analizando 98 muestras que se han levigado según el procedimiento estándar. El análisis cuantitativo se ha realizado sobre la fracción superior a 125 micras, mediante un conteo de más de 300 foraminíferos planctónicos por muestra. Los grupos taxonómicos considerados son: *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globorotalia margaritae*, *Globigerinoides* spp.,

Neogloboquadrina acostaensis (sx y dx), *Globorotalia scitula*, *Globoturborotalita nepenthes* y *Globigerinita glutinata*.

Para la biozonación de foraminíferos planctónicos se ha adoptado el esquema zonal de LOURENS *et al.* (2005) y de IACCARINO & PREMOLI-SILVA (2007), basado en una escala de tiempo ajustada astronómicamente (ATNTS, *Astronomically Tuned Neogene Time Scale*). Para los bioeventos intrazonales del Plioceno Inferior se ha considerado el trabajo de IACCARINO *et al.* (1999) y la síntesis de VIOLANTI (2012).

Los resultados obtenidos han permitido reconocer las dos primeras biozonas del Plioceno Inferior en la sección de Barcelona. En la base del perfil se ha identificado un bioevento significativo de la primera biozona (MPI1): un pico de abundancia de *Neogloboquadrina acostaensis* sx que coincide con un pequeño *influx* de *Sphaeroidinellopsis* spp. (< 1 %) y con un pico de *Globigerinoides* spp. en torno al 20 %. Este patrón permite correlacionar la base de Barcelona con el ciclo 3 de precesión identificado por IACCARINO *et al.* (1999), cuya edad es levemente inferior a 5,29 m. a. (base del acmé de *Sphaeroidinellopsis*). La escasez de *Sphaeroidinellopsis* en Barcelona se explica por el carácter ecozonal de dicho bioevento (VIOLANTI, 2012). El siguiente bioevento importante se registra a tres metros de la base, con una entrada de *G. margaritae* del 4,6 %. Al comienzo de este bioevento la presencia de *G. margaritae* es discontinua y muy escasa (< 1 %), mientras que durante el mismo, la presencia del taxón es continua y relativamente abundante (con intervalos que contienen cerca del 9 % respecto al total de planctónicos). Interpretamos este bioevento como la Primera Aparición Común (PAC) de *G. margaritae*, el cual marca el inicio de la segunda biozona (MPI2), y cuya edad es 5,08 m. a. (LOURENS *et al.*, 2005).

En cuanto a bioeventos intrazonales, se han reconocido tres sucesos (FP1 a FP3):

- FP1) caracterizado por un *influx* de *G. nepenthes* del 2,5 %, que sigue al *influx* de *N. acostaensis* sx, y que coincide con caídas relativas de abundancia de *G. scitula* y de *G. glutinata*. A partir de este suceso, la presencia de *G. nepenthes* es discontinua y muy escasa.
- FP2) definido por un *influx* del 3,5 % de *Sphaeroidinellopsis* spp. en la muestra 47, dentro de la MPI2. En relación con este suceso, interesa indicar que IACCARINO *et al.* (1999) registran breves entradas de *Sphaeroidinellopsis* por encima del acmé. También se registran en este intervalo otros bioeventos de interés, como son: 1) una caída importante en la abundancia de *G. margaritae* (< 1 %), que bruscamente da paso a un intervalo con abundancias en torno al 9 %; 2) un pico de *Globigerinoides* spp. de más de un 60 %; 3) un mínimo relativo de *Globigerinoides* spp., que culmina un intervalo de abundancia de *N. acostaensis* dx; 4) un pequeño *influx* de *N. acostaensis* sx (1 %); y 5) un mínimo drástico de *G. glutinata*, que cierra un intervalo de abundancia de la misma.
- FP3) identificado, a partir de la muestra 91, muestra una caída abrupta de abundancia de *G. margaritae* (< 1 %), que coincide tanto con un importante intervalo de abundancia (60-80 %) de *Globigerinoides* spp., como con un intervalo de abundancia de *N. acostaensis* sx (5 %).

Conclusiones

Los resultados bioestratigráficos obtenidos permiten precisar que la edad de la base de la sección de Barcelona es ligeramente inferior a 5,29 m. a.; momento en el que la transgresión del Plioceno alcanzó el arco de Águilas. Los diferentes bioeventos intrazonales detectados (FP1 a FP3) abren la posibilidad de establecer correlaciones de alta precisión a escala de todo el Mediterráneo, y en especial entre las cuencas marginales del mismo, donde predomina la sedimentación marina somera.

Referencias

- IACCARINO, S. M., CASTRADORI, D., CITA, M. B., DI STEFANO, E., GABOARDI, S., MCKENZIE, J. A., SPEZZAFERRI, S. & SPROVIERI, R. 1999. The Mio-Pliocene boundary and the significance of the earliest Pliocene flooding in the Mediterranean. *Proc. Confer. Neogene Mediterranean Paleoceanography. Mem. Boll. Soc. Geol. It.*, **54**, 109-132.
- IACCARINO, S.M., PREMOLI-SILVA, I., BIZZI, M., FORESI, L.M., LIRER, F. TURCO, E. & PETRIZZO, M.R. 2007. *Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. Internacional school on planktonic foraminifera. 6th course*. Univesità degli Studi di Perugia, Perugia. 140 pp.
- LOURENS, L. J., HILGEN, F. J., LASKAR, J., SHACKLETON, N. J. & WILSON, D. 2005. The Neogene period. In: *A Geologic Time Scale 2004* (eds. GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G.). Cambridge University Press, Cambridge, 409-440.
- VIOLANTI, D. 2012. Pliocene Mediterranean Foraminiferal Biostratigraphy: A Synthesis and Application to the Paleoenvironmental Evolution of Northwestern Italy. In: *Stratigraphic Analysis of Layered Deposits* (ed. ELITOK, Ö.). InTech, Rijeka, Shanghai, 123-159.

Foraminíferos del Cuaternario reciente del mar de Alborán III: sector sur de Motril (Granada)

Giner-Baixauli, A., Usera, J., Guillem, J. y Alberola, C.

Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España.
<agibai@alumni.uv.es>, <juan.usera@uv.es>, <orge.guillem@uv.es>, <carmen.alberola@uv.es>

Key words: *Alboran Sea, Quaternary, Foraminifera*

Introducción

El mar de Alborán tiene una amplitud de 180 km en dirección N-S y una longitud aproximada de 350 km en dirección E-O. Su profundidad media es de aproximadamente 1.000 m, aunque en algún punto se superan los 2.200 m.

La mayoría de los trabajos realizados en el mar de Alborán han tenido como objetivo estudios paleoceanográficos (BALLESTEROS *et al.*, 2008; MUÑOZ *et al.*, 2008) o paleoclimáticos (HAYNES *et al.*, 1999; PÉREZ-FOLGADO *et al.*, 2004; etc.), mientras que otros se fundamentan en estudios de materiales superficiales y especies actuales (MATEU, 1971; SÁNCHEZ ARIZA, 1979, 1983; USERA & ALBEROLA, 2009; USERA *et al.*, 2010).

Trabajos recientes realizados por el Instituto Español de Oceanografía (IEO) han proporcionado un gran número de muestras de sedimento de la superficie del fondo marino que han sido utilizadas para estudios granulométricos. En este trabajo se han estudiado los foraminíferos contenidos en 35 de estas muestras.

Material y métodos

Las muestras analizadas proceden de un sector localizado al S de Motril a profundidades que abarcan desde los 160 hasta los 1.560 m.

El muestreo fue realizado desde el B/O Vizconde de Eza durante el año 2003 con una draga *Shipek*. Cada muestra se situó mediante un sistema GPS diferencial SeaStar y las posiciones fueron calculadas en el sistema de referencia WGS 84.

El material se lavó y tamizó sobre malla de 63 micras y al menos 300 foraminíferos por muestra fueron recuperados, clasificados y fijados en portaobjetos.

Para cada muestra se han calculado una serie de estimadores de la diversidad (riqueza de Margalef, índice α de Fisher e índices de Simpson y Shannon-Wiener, etc.), así como el índice de oceanización (proporción de foraminíferos planctónicos respecto al total, GRIMSDALE & MORKHOVEN, 1955).

Asociaciones. Resultados

En el conjunto de las 35 muestras analizadas se han podido determinar hasta 191 especies de foraminíferos (31 especies aglutinadas, 19 aporcelanadas y 141 de concha hialina, 22 de las cuales planctónicas).

Los foraminíferos bentónicos son poco abundantes (solo en ocho de las muestras se han recuperado más de 100 individuos) y, en la mayoría de los casos

forman asociaciones dominadas por *Uvigerina peregrina* Cushman, 1923 y *Uvigerina mediterranea* Hofker, 1932, que constituyen también las especies más ubicuas. Otras especies hialinas con una presencia destacada son *Amphicoryna scalaris* (Batsch, 1791), *Bulimina pyrula* D'Orbigny, 1846, *Globobulimina affinis* (D'Orbigny, 1839), *Gyroidina soldanii* (D'Orbigny, 1826), *Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman, 1922), *Hyalinea balthica* (Schröter, 1783) o *Melonis barleanus* (Williamson, 1858). Las especies aglutinadas más frecuentes son *Pseudoclavulina mexicana* (Cushman, 1922) y *Bigenerina nodosaria* D'Orbigny, 1826, mientras que *Quinqueloculina lamarckiana* D'Orbigny, 1839 es la más recurrente entre las de caparazónaporcelanado.

Los foraminíferos planctónicos son mucho más abundantes y están representados en la mayoría de las muestras por *Globorotalia inflata* (D'Orbigny, 1839), especie solo esporádicamente superada por *Globigerina bulloides* D'Orbigny, 1826. Otras especies destacables son: *Orbulina universa* D'Orbigny, 1839, *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny, 1839), *Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1877) y *Truncorotalia truncatulinoides* (D'Orbigny, 1839).

El índice α de Fisher en el caso de los foraminíferos planctónicos oscila entre valores de 0,99 y 2,74 y en la mayoría de los casos se mantiene entre 1 y 2,5. Lo mismo puede decirse del índice de Shannon (con valores extremos en 0,82 y 3,21). Tanto estas como las demás medidas de diversidad dan en general resultados superiores para los foraminíferos bentónicos (Fisher: 2,75 a 24,19; Shannon: 1,37 a 4,93). El índice de oceanización muestra valores generalmente elevados (la mayoría por encima del 80 %) pero la correlación con la profundidad es de solo $r = 0,43$.

Conclusiones

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos de las muestras recuperadas al sur de Motril están dominadas por *Globorotalia inflata* y en menor medida por *Globigerina bulloides* y *Orbulina universa*. Las especies dominantes en las asociaciones bentónicas son *Uvigerina mediterranea* y *U. peregrina*. Aunque algunas de las muestras más someras muestran un alto grado de diversidad entre los foraminíferos bentónicos, no existe una relación clara con la profundidad. Otro tanto ocurre con el índice de oceanización. Si bien los valores mínimos corresponden de hecho a las dos muestras más someras (las únicas a menos de 500 m), existe escasa correlación con la profundidad, lo que podría achacarse al hecho de que la gran mayoría de muestras se concentran en zonas de más de 800 m de profundidad.

Agradecimientos

Nuestro agradecimiento al Dr. Juan Acosta, del IEO, por habernos suministrado el material para el estudio. Agradecemos también los comentarios de un revisor anónimo que han contribuido a mejorar la calidad del manuscrito. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto CGL2009-12229 (subprograma BOS) del MICINN.

Referencias

- BALLESTEROS, M., RIVERA, J., MUÑOZ, A., MUÑOZ-MARTÍN, A., ACOSTA, J. CARBÓ, A. & UCHUPI, E. 2008. Alboran basin, Southern Spain. Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Marine and Petroleum Geology*, **25**, 75-101.
- GRIMSDALE, T.R. & MORKHOVEN, F.C.P.M. 1955. The ratio between pelagic and benthonic Foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. *IV World petroleum Congress. Proceeding. Section I/D. Report* **4**, 473-491.
- HAYNES, A., ROHLING, E.J., DE RIJK, S., KROON, D. & ZACHARIASSE, W.J. 1999. Mediterranean planktonic foraminiferal faunas during the last glacial cycle. *Marine Geology*, **153**, 239-252.
- MATEU, G. 1971. Foraminifères de la mer d'Alboran. Leur importance comme indicateurs des différentes masses d'eau qui confluent dans cette mer et l'influence des courants marins dans la distribution de leur biocénoses planctoniques et benthoniques. *Rapport Communications internes mer Méditerranéenne*, **20**, 211-213.
- MUÑOZ, A., BALLESTEROS, M., MONTOYA, I., RIVERA, J., ACOSTA J. & UCHUPI, E. 2008. Alborán basin, southern Spain. Part I: Geomorphology. *Marine and Petroleum Geology*, **25**, 59-73.
- PÉREZ-FOLGADO, M., SIERRO, F.J., FLORES, J.A., GRIMALT, J.O. & ZAHN, R., 2004. Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last 150 ka in ODP Site 977. *Marine Geology*, **212**, 113-131.
- SÁNCHEZ ARIZA, M.C. 1979. *Estudio sistemático-ecológico de los Foraminíferos recientes de la zona litoral Motril-Nerja*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, Granada. 213 pp.
- SÁNCHEZ ARIZA, M.C. 1983. Specific associations of recent benthic foraminifera of the neritic zone in the Motril-Nerja area, Spain, as a function of depth: Diversity and constancy. *Journal of Foraminiferal Research*, **13**, 13-20.
- USERA, J. & ALBEROLA, C. 2009. Foraminíferos del Cuaternario reciente del Mar de Alborán. Parte I: Sector Cabo Sacratif. In: *XXV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Libro de resúmenes* (coords. PALMQVIST, P. & PÉREZ-CLAROS, J.A.). Universidad de Málaga, Málaga, 270-271.
- USERA, J., ALBEROLA, C. & BRITO, J.M. 2010. Foraminíferos del Cuaternario reciente del Mar de Alborán. II: Sector Golfo de Almería. *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, **9**, 302-304.

Foraminíferos bentónicos asociados a fanerógamas marinas en plataformas arrecifales de Bali (Indonesia)

Guillem, J., Boiset, E. y Usera, J.

Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España.
<jorge.guillem@uv.es>, <eboiscas@alumni.uv.es>, <juan.usera@uv.es>

Key words: *Benthic foraminifera, coral reef, marine phanerogams, Bali*

Introducción

La isla de Bali se encuentra situada dentro del conjunto de islas menores del Archipiélago de La Sonda, localizado a 80 al sur de la línea del Ecuador (08° 25' 25" S; 115° E). Sus dimensiones son de aproximadamente 140 km de este a oeste y 90 km de norte a sur con una superficie total de 5.636 km².

La isla se encuentra rodeada por arrecifes de coral y se incluye en una región de clima tropical monzónico con una temperatura media diaria que oscila entre 20 a 33 °C en las áreas costeras. Las arenas de las playas meridionales de Bali están compuestas por abundantes conchas de grandes foraminíferos pertenecientes en su mayoría al género *Schlumbergerella* Hanzawa, 1952.

Los foraminíferos que habitan estas aguas son formas tropicales y han sido estudiadas por RENEMA (2003) y EMST *et al.* (2011). En este trabajo se presenta un listado taxonómico de las especies de foraminíferos bentónicos asociadas a praderas de fanerógamas marinas.

Material

Las muestras estudiadas se tomaron en «*lagoons*» arrecifales situados en la localidad de Sanur (08° 39' 24" S; 115° 15' 13" E), en la costa meridional de la propia isla de Bali, y en la isla de Nusa Lembogan (08° 38' 33" S; 115° 30' 42" E), situada al este de Sanur, donde se han desarrollado praderas de fanerógamas marinas de tipo mixto compuestas por especies como:

Cymodocea rotundata (Ehrenberg & Hemprich ex Ascherson)

Enhalus acoroides (L.f.) Royle

Halophila ovalis (R.Brown) Hooker

Syringodium isoetifolium (Ascherson) Dandy

Thalassia hemprichii (Ehrenberg) Ascherson

Thalassodendron ciliatum (Forsskål) den Hartog

Los foraminíferos asociados a estas praderas son de gran tamaño y se distribuyen entre los subórdenes Textulariina, Miliolina, Rotaliina y Lagenina, según la clasificación de LOEBLICH & TAPPAN (1987).

Las especies encontradas en Sanur son:

Suborden Miliolina:

Adelosina laevigata d'Orbigny, 1839
Miliolinella circularis (Bornemann, 1855)
Pseudotriloculina rotunda (Schlumberger, 1893)
Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny, 1839
Quinqueloculina pseudoreticulata Parr, 1941
Quinqueloculina seminula (Linnaeus, 1758)
Sorites cf. *orbiculus* (Forsk., 1775)

Suborden Rotaliina:

Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758)
Amphistegina lessonii d'Orbigny in Guérin-Meneville, 1843
Amphistegina lobifera Larsen, 1976
Calcarina hispida Brady, 1876
Calcarina sp.
Discorbis mira Cushman, 1922
Elphidium crispum (Linnaeus, 1758)
Neorotalia calcar (d'Orbigny, 1839)
Rosalina sp.
Schlumbergerella neotetraedra (Tobler, 1918)

Las especies encontradas en Nusa Lembongan son:

Suborden Textulariina:

Spiroplectammia sagittula (Defrance, 1824)

Suborden Miliolina:

Peneroplis pertusus (Forsk., 1775)
Peneroplis planatus (Fichtel & Moll, 1798)
Quinqueloculina pseudoreticulata Parr, 1941
Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny, 1839
Sorites orbiculus (Forsk., 1775)
Triloculina trigonula (Lamarck, 1804)

Suborden Lagenina:

Dentalina albatrossi (Cushman, 1923)

Suborden Rotaliina:

Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758)
Amphistegina lessonii d'Orbigny in Guérin-Meneville, 1843
Amphistegina sp.
Anomalina sp.
Bolivina sp.
Calcarina hispida Brady, 1876
Calcarina sp.
Cibicides refulgens de Montfort, 1808

Cibicides praecinctus (Karrer, 1868)
Cibicoides pseudoungerianus (Cushman, 1922)
Discorbis mira Cushman, 1922
Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)
Elphidium crispum (Linnaeus, 1758)
Loxostomina limbata (Brady, 1881)
Neorotalia calcar (d'Orbigny, 1839)
Operculina ammonoides (Gronovius, 1781)
Pileolina patelliformis (Brady, 1884)
Planorbulina mediterraneanensis d'Orbigny, 1826
Planorbulinella larvata (Parker & Jones, 1865)
Reussella (?) sp.
Rosalina sp.
Rosalina anomala Terquem, 1875
Saidovina karreriana (Brady, 1881)
Schlumbergerella neotetraedra (Tobler, 1918)
Schlumbergerella floresiana (Schlumberger, 1896)
Siphonina reticulata (Czjzek, 1884)

El valor del índice de riqueza de Margalef (MARGALEF, 1958) obtenido en la muestra de Nusa Lembogan es de 5,49, mayor que el correspondiente a Sanur: 3,44. Otro tanto ocurre con el índice α de Fisher: 9,79 en Nusa Lembogan frente a 5,49 en Sanur.

Conclusiones

Las especies de foraminíferos identificadas y relacionadas con estas praderas de fanerógamas marinas forman una asociación típica de aguas tropicales, caracterizada por una alta riqueza específica. Los foraminíferos presentan conchas fuertemente carbonatadas y constituyen de hecho uno de los principales agentes productores de carbonato cálcico de la zona.

Las formas calcáreas de mayor tamaño, como *Schlumbergerella floresiana* (Schlumberger, 1896) y *Schlumbergerella neotetraedra* (Tobler, 1918), junto con *Amphistegina lessonii* d'Orbigny, 1843 y *Calcarina hispida* Brady, 1876 dominan esta asociación, mientras que las especies de caparazón aglutinado son más raras. El género *Schlumbergerella* también es abundante en zonas con algas rojas coralinas y en menor medida en tapetes de algas, mientras que *A. lessonii* no parece mostrar preferencia por un sustrato (RENEMA, 2003).

Los índices de riqueza son altos, como corresponde a un ambiente de aguas tropicales, aunque es apreciablemente mayor en Nusa Lembogan, posiblemente por la mayor conexión del punto de muestreo con el mar abierto.

Agradecimientos

Agradecemos su colaboración al Dr. Fernando Boisset López, por la recogida de muestras y la clasificación de las especies de fanerógamas marinas mencionadas en

este trabajo. Igualmente al revisor de este trabajo, que sin duda ha mejorado su calidad.

Referencias

- EMST, S., JANSE, M. & RENEMA, W. 2011. Benthic foraminifera in a large Indopacific coral reef aquarium. *Journal of Foraminiferal Research*, **41**, 101-113.
- LOEBLICH, A.R. JR. & TAPPAN, H. 1987. *Foraminiferal Genera and Their Classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York. 970 pp.
- MARGALEF, R. 1958. Information theory in ecology. *General Systematics*, **3**, 36-71.
- RENEMA, W. 2003. Larger foraminifera on reefs around Bali (Indonesia). *Zoologische Verhandelingen*, **345**, 337-366.

Benthic foraminifera and palaeodepth assessment of the Late Burdigalian, Langhian-Serravallian and Early Tortonian transgressions in the Lower Tagus Basin (Portugal)

Legoinha P.¹ and Corbi H.²

¹ CICEGe, Dpto. de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, 2829-516 Caparica, Portugal. <pal@fct.unl.pt>

² Depto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Aptdo. de correos 99, E-03080 Alicante, España. <hugo.corbi@ua.es>

Key words: *Miocene, benthic foraminifera, palaeobathymetry, Lower Tagus Basin, Portugal*

Introduction

In the Lower Tagus basin, the Miocene succession has a well-known rather complete marine record, from the Aquitanian to the Early Tortonian. Ten depositional sequences were recognized (ANTUNES *et al.*, 2000; PAIS *et al.*, 2012), that begin with a transgressive surface and shallow marine deposits passing upwards to marine marls (transgressive systems tract) and finishing with highstand progradational deposits, in the hinterland consisting of fluvial deposits. This work focuses on a detailed benthic foraminifera analysis to specify and compare the palaeobathymetry attained locally in the three transgressions phases occurred in the Late Burdigalian, Langhian-Serravallian and Early Tortonian.

Materials and methods

The Penedo Norte (PN) and Ribeira das Lages (RL) sections were studied. They are located in the southwestern most emerged part of the basin, in the occidental coast of Setúbal peninsula and present the most oceanic character concerning the Miocene infill.

In the PN section two disconformities, with a hiatus of approximately 2.5 m. y. and 1.4 m. y. respectively, separate three sequences: B2, Upper Burdigalian; S1, Langhian-Serravallian; and T1, Lower Tortonian. B2 and particularly S1 are condensed, in comparison with others sectors of the basin, and the upper part of the sequences were eroded (LEGOINHA, 2008; PAIS *et al.*, 2012). In continuity with the top of PN, RL presents the highstand deposits of the sequence T1.

Samples representative of the transgressive deposits of the sequences B2, S1 and T1 in PN, and two others in the lower and upper parts of RL, were studied. Each sample was wet sieved to collect the > 125 mm fraction and about 300 specimens of benthic foraminifera determined.

Reconstruction of water palaeodepth was based on: 1) distribution patterns of benthic foraminifera depth markers; 2) Plankton/Benthos (P/B) ratio; 3) palaeobathymetry calculated from P/B ratio (VAN DER ZWAAN *et al.*, 1990); and 4) palaeobathymetry based on modified P/B-ratio (excluding stress markers) (VAN HINSBERGEN *et al.*, 2005).

Table I. Benthic foraminifera assemblages and palaeodepth parameters of Penedo Norte (PN) and Ribeira das Lages (RL) sections.

Samples	Benthic foraminifera assemblage (in order of abundance)			
RL-T1.2 and RL-T1.3	<i>Elphidium</i> spp., <i>N. commune</i> , <i>Cibicides</i> spp., <i>Ammonia</i> spp., <i>B. planorbis</i> , and <i>Textularia</i> spp.			
PN-T1.1	<i>A. beccarii</i> , <i>Cibicides</i> spp., <i>Globobulimina</i> spp., <i>N. commune</i> , <i>Textularia</i> spp., <i>Elphidium</i> spp., and <i>Spiroplectinella</i> spp.			
PN-S1	<i>U. peregrina</i> , <i>Bolivina</i> spp., <i>B. costata</i> , <i>Cibicides</i> spp., <i>Gyroidina</i> spp., <i>N. commune</i> and smalls proportions of <i>M. pompilioides</i> , <i>C. auriculus</i> , <i>Globobulimina</i> spp., <i>Trifarina</i> spp., <i>U. proboscidea</i> , <i>P. bulloides</i> , and <i>Elphidium</i> spp.			
PN-B2	<i>N. commune</i> , <i>Bulimina</i> spp., <i>Ammonia</i> spp., <i>Cibicides</i> spp., <i>Bolivina</i> spp., <i>U. bononiensis</i> , <i>C. auriculus</i> , <i>N. turgida</i> , <i>U. semiornata</i> , <i>Spiroplectinella</i> spp., <i>Gyroidina</i> spp., <i>P. bulloides</i> , and <i>Globobulimina</i> spp.			
Palaeodepth assessment	Samples			
	RL-T1.2 / T1.3	PN-T1.1	PN-S1	PN-B2
P/B ratio	3	15	35	30
Depth markers (m)	0-50	50-100	200-250	100-200
Palaeobat. P/B (m)	40	61	125	105
Palaeob. P/B modif. (m)	41	71	1052	380
Inferred depth (m)	25+/-15	65+/-15	170+/-45	145+/-40
Age	Early Tortonian		Langh.-Serrav.	Late Burd.

Regarding portuguese platform, infralittoral (inner shelf)-circalittoral (outer shelf) boundary is considered at ~24m and the slope beginning at ~180 m.

Benthic foraminifera and palaeodepth assessment

Benthic foraminifera of PN section were previously studied by RAMALHO (1963) who determined 28 genera. LEGOINHA (2001) interpreted the assemblages as indicative of circalittoral environments and those of RL section representing shallowing up infralittoral environments.

In this study the most representative benthic species were taxonomically determined: *Ammonia beccarii* (Linné, 1758), *A. inflata* (Seguenza, 1862), *Biasterigerina planorbis* (D'Orbigny, 1846), *Bulimina costata* D'Orbigny, 1852, *Cancris auriculus* (Fichtel y Moll, 1798), *Cibicides dutemplei* (D'Orbigny, 1846), *C. lobatulus* (Walker and Jacob, 1798), *Elphidium macellum* (Fichtel and Moll, 1798), *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek, 1848), *Globobulimina* spp., *Gyroidina altiformis* Stewart & Stewart, 1930, *G. umbonatus* (Silvestri), *Lenticulina* spp., *Melonis barleeianum* (Williamson, 1858), *M. pompilioides* (Fichtel and Moll, 1798), *Nonion commune* (D'Orbigny, 1826), *Pullenia bulloides* (D'Orbigny, 1846), *Spiroplectinella carinata* (D'Orbigny, 1846), *S. wrightii* (Silvestri, 1903), *Textularia gramen* D'Orbigny, 1846, *Nonionella turgida* (Williamson, 1858), *Trifarina angulosa* (Williamson, 1858), *T. bradyi* Cushman, 1923, *Uvigerina bononiensis*

Fornasini, 1888, *U. cylindrica* (D'Orbigny, 1826), *U. peregrina* Cushman, 1923, *U. proboscidea* Schwager, 1866, and *U. semiornata* D'Orbigny, 1826.

The benthic assemblages of B2, S1 and T1 show significant differences of composition and palaeobathymetric reconstruction (Tab. I). PN-B2 assemblage indicates circalittoral environments, outer shelf, 145 ± 40 m with relative environmental stress at the bottom (probably low oxygenation). PN-S1 assemblage points to circalittoral environment with influence of upper bathyal, 170 ± 45 m, and relative environmental stress at the bottom. It is noteworthy that the modified P/B-ratio parameter indicates much greater depth, since stress markers as *U. peregrina*, which dominates the association, are discarded. Different PN-T1.1 assemblage suggests shallower depth, 65 ± 15 m. Concerning RL section, PN-T1.2 and PN-T1.3 are considered equivalent, in terms of composition and diversity, representing infralittoral environments (inner shelf, coastal), 25 ± 15 m.

References

- ANTUNES M.T., LEGOINHA, P., CUNHA, P.P. & PAIS, J. 2000. High resolution stratigraphy and Miocene facies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tejo basin, Portugal). *Ciências da Terra*, **14**, 183-190. <http://hdl.handle.net/10362/4707>
- LEGOINHA, P. 2001. *Biostratigrafia de foraminíferos do Miocénico de Portugal*. Ph. D. Thesis, Universidade Nova Lisboa, Lisboa. 238 pp. <http://run.unl.pt/handle/10362/1865>
- LEGOINHA, P. 2008. The Serravallian-Tortonian boundary in the Lower Tagus Basin (Portugal) and the new GSSP of the Tortonian Stage. *e-Terra*, **6** (1), 10 pp. <http://metododirecto.pt/ojs/index.php/e-terra>
- PAIS, J., CUNHA, P., PEREIRA, D., LEGOINHA, P., DIAS, R., MOURA, D., BRUM DA SILVEIRA, A., KULLBERG, J.C. & GONZÁLEZ-DELGADO, J.A. 2012. The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic record in the European Atlantic domain. *SpringerBriefs in Earth Sciences*, 1-138. DOI: 10.1007/978-3-642-22401-0.
- RAMALHO, M.M. 1963. Nota preliminar sobre os foraminíferos do Miocénico da praia do Penedo (a Norte do Cabo Espichel). *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc.*, Lisboa, **9** (2), 107-124.
- VAN HINSBERGEN, D.J.J., KOUWENHOVEN, T.J., & VAN DER ZWAAN, G.J. 2005. Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **221** (3-4), 245-265.
- VAN DER ZWAAN, G. J., JORISSEN, F. J. & DESTIGTER, H. C. 1990. The Depth Dependency of Planktonic Benthic Foraminiferal Ratios - Constraints and Applications. *Marine Geology*, **95**, 1-16.

Implicaciones funcionales de la evolución de la plataforma en conodontos: *Pseudofurnishius murcianus* como caso de estudio (Triásico Medio)

Martínez-Pérez, C.^{1,2}, Plasencia, P.^{2,3}, Jones, D.¹, Kolar-Jurkovšek, T.⁴, Sha, J.³, Botella, H.² y Donoghue, P.C.J.¹

¹ School of Earth Sciences. University of Bristol. Wills Memorial Building, Queen's Rd. Bristol BS8 1RJ. Reino Unido. <carlos.martinez-perez@bristol.ac.uk>, <phil.donoghue@bristol.ac.uk>

² Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <hector.botella@uv.es>

³ State Key Laboratory of Palaeobiology and Stratigraphy. NIGPAS. 39 East Beijing Road. 210008 Nanjing. R. P. China. <pablo.plasencia@uv.es>, <jgsha@nigpas.ac.cn>

⁴ Geološki zavod Slovenije. Dimièeva, 14. 1001 Ljubljana. Eslovenia. <tea.kolar-Jurkovsek@geo-zs.si>

Key words: *Palaeobiology, platform conodonts, functional evolution*

Introducción

Entre las diferentes hipótesis que se han planteado sobre la función de los elementos conodontales, la que los interpreta como implicados en la adquisición y procesamiento del alimento es una de las más apoyadas por datos empíricos. De los elementos que componen el aparato conodontal de los ozarkodínidos, los elementos P1 son los que tienen la mayor diversidad morfológica, desde simples láminas denticuladas hasta formas con un gran desarrollo de la plataforma. El desarrollo de estas plataformas es posiblemente una de las innovaciones morfológicas más importantes que se producen en el grupo, al permitir una interacción más compleja entre los elementos, mejorando así la eficiencia del procesamiento del alimento (DONOGHUE & PURNELL, 1999). Los elementos P1 del conodonto triásico *Pseudofurnishius murcianus* muestran una morfología «particular», combinando una hoja denticulada con el desarrollo de una pequeña plataforma. Este hecho nos ha permitido evaluar cómo pudo influir la aparición de esta estructura en un conodonto con una morfología típica de lámina. Por lo tanto, el objetivo del presente trabajo es estudiar el significado funcional de la aparición de esta estructura y su influencia en el proceso de oclusión, a través del estudio del microdesgaste, microestructura y análisis morfofuncional de los elementos P1 de *P. murcianus*.

Material y Métodos

El trabajo se basa en el estudio de más de 300 elementos P1 de *P. murcianus* de las secciones de Henarejos y Bugarra (Ladiniense, Triásico Medio) del sistema Ibérico (PLASENCIA, 2009) y del estudio de varios *clusters* (elementos de un mismo individuo fusionados diagenéticamente) encontrados en la localidad de Prikrnica, Eslovenia (Ladiniense, Triásico Medio; KRIVIC & STOJANOVIC, 1978). Para el desarrollo del modelo de oclusión y de la toma de medidas tridimensionales, los *clusters* fueron escaneados con ayuda del Sincrotrón del Swiss Light Source

de Villigen (Suiza). Para el estudio histológico se realizaron cortes orientados así como fracturas frescas, las cuales fueron atacadas con ácido ortofosfórico 0,5 % de 5 a 10 minutos para destacar su microestructura interna. Para el análisis del microdesgaste y la microestructura se fotografiaron diversos elementos con ayuda del microscopio electrónico de barrido.

Análisis Funcional

La morfología general de *P. murcianus* se relaciona con una función de tijera, aunque la presencia de la plataforma interna presenta importantes constricciones. Los *clusters* estudiados, muestran dos elementos P1 enfrentados, mostrando una clara asimetría entre sus dos plataformas, con un elemento izquierdo con menos denticulos que el derecho.

Esta asimetría se ha relacionado con una oclusión bilateral compleja, lo que permite a los elementos un mejor acoplamiento y por tanto una mayor eficiencia en el control del movimiento (DONOGHUE & PURNELL, 1999). Sin embargo, la distribución compleja e irregular de los denticulos en las plataformas de *P. murcianus*, dificultaría la oclusión tal y como la conocemos en otros conodontos de plataforma. Por ello, es posible que las plataformas desarrollasen más bien una función de «bisagra», restringiendo el movimiento de los elementos al aproximarse las láminas ventrales (las cuales realizarían una función de corte similar a un tijera) (Fig. 1).



Figura 1. Modelo de oclusión de *P. murcianus* (no a escala).

Esta hipótesis viene corroborada por la morfología más afilada de los denticulos en su borde ventral (formando ángulos más agudos que en el dorsal). Esto, según JONES *et al.* (2012), indicaría que el movimiento primario de oclusión sería ventral a dorsal, poniendo en contacto primero las láminas ventrales de ambos elementos, así como sus bordes más afilados, disminuyendo así el área de contacto entre las dos láminas (JONES *et al.*, 2012).

Por otro lado, la presencia de facetas de desgaste en los dentículos de la plataforma y de la hoja indican un contacto elemento-elemento, corroborando de nuevo el modelo de oclusión. Además, el estudio histológico permite identificar una serie de adaptaciones funcionales ya descritas en conodontos tipo lámina (DONOGHUE, 2001) como son la presencia de cristales perpendiculares a la superficie, que aumentan su resistencia a la abrasión y paquetes de cristales organizados en diferentes planos que reducen la homogeneidad del tejido y aumenta su resistencia ante la propagación de una fractura en la lámina. Contrariamente, los cristales en la plataforma se encuentran situados subparalelamente a la superficie, distribución, a priori, no óptima para la abrasión. Esto apoyaría la idea que la plataforma controlaría el ciclo de oclusión más que estar involucrada en el procesado directo del alimento.

Conclusiones

El análisis de la morfología, oclusión, microdesgaste y microestructura ofrecen varias líneas independientes de evidencias que los elementos P1 de *P. murcianus* realizarían una eficiente función de «tijera» (estando esta controlada por la plataforma), comparable a la descrita en otros conodontos de lámina como *Wurmiella* o *Vogelgnathus*. Sin embargo, ambos taxones muestran un movimiento primario de oclusión dorsal a ventral, es decir, opuesto al descrito en *P. murcianus*, pero compartido sin embargo por otros conodontos típicos de plataforma, como *Idiognathodus* (DONOGHUE & PURNELL, 1999).

Según esto, podemos concluir que la aparición de la plataforma, al menos en *P. murcianus*, revela importantes modificaciones en la cinemática del elemento, surgiendo importantes limitaciones morfológicas debido al desarrollo de esta estructura.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Academia de Ciencias China (Grant 2010Y2ZA02). PP es becario postdoctoral AECID y CMP del Ministerio de Economía y Competitividad.

Referencias

- DONOGHUE, P.C.J. 2001. Microstructural variation in conodont enamel is a functional adaptation. *Proceedings of the Royal Society of London, Series B*, **268**, 1691-1698.
- DONOGHUE, P.C.J. & PURNELL, M.A. 1999. Mammal-like occlusion in conodonts. *Paleobiology*, **25** (1), 58-74.
- JONES, D., EVANS, A.R., SIU, K.K.W., RAYFIELD, E.J. & DONOGHUE, P.C.J. 2012. The sharpest tools in the box? Quantitative analysis of conodont element functional morphology. *Proceedings of the Royal Society of London, Series B*, **279**, 2849-2854.
- KRIVIC, K. & STOJANOVIC, B. 1978. Conodonts from the Triassic limestones at Priknica village (Konodonti v triadnem apnencu pri Prikrnici). *Geologija*, **21**, 41-46.
- PLASENCIA, P. 2009. *Bioestratigrafía y paleobiología de conodontos del Triásico Medio del Sector Oriental de la Península Ibérica*. Universitat de València. 408 pp.

Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Santoniense-Campaniense en el barranco de Assila (Túnez)

Pérez-Rodríguez, I., Arz, J.A. y Arenillas, I.

Área de Paleontología-Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Depto. de Ciencias de la Tierra. Fac. de Ciencias. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <irenepr@unizar.es>, <josearz@unizar.es>, <ias@unizar.es>

Key words: *Biostratigraphy, Santonian, Campanian, planktonic foraminifera, Tunisia*

Introducción

La región de Kalaat Senan (NO de Túnez) es conocida por la excelente exposición del Cretácico Superior y su riqueza paleontológica. Un buen ejemplo es el barranco de Assila, donde afloran rocas carbonatadas del Santoniense al Campaniense ricas en foraminíferos planctónicos, nanoplácton calcáreo, amonites e inocerámidos (ROBASZYNSKI *et al.*, 2000). El objetivo de este trabajo es realizar un estudio bioestratigráfico de alta resolución del Santoniense y Campaniense con foraminíferos planctónicos, prestando especial interés a la caracterización del límite entre ambos pisos, pendiente todavía de definición oficial.

Materiales y métodos

La sección estudiada consta de 197 m de sedimentos que fueron depositados en una plataforma carbonatada distal (Fig. 1). De acuerdo con ROBASYNSKI *et al.* (2000), se reconocen dos formaciones: 1) Formación El Kef: facies margosas con abundancia de arcillas ricas en inocerámidos y en amonites; y 2) Formación Abiod: calizas blanquecinas con frecuentes inocerámidos, amonites y pistas fósiles del icnogénero *Zoophycos*. La transición entre ambas formaciones puede apreciarse en la figura 2.

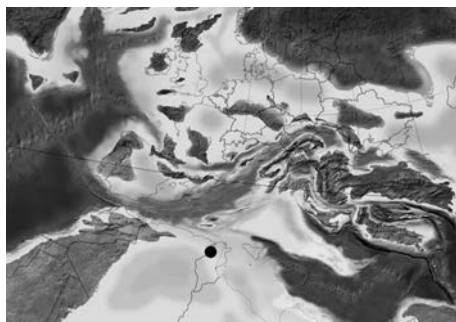


Figura 1. Posición paleogeográfica de la región de Kalaat Senan. La reconstrucción está realizada para -75 m. a. (obtenida de la página web <http://cpgeosystems.com/europaleogeography.html>).

Se han estudiado 46 muestras preparadas con la técnica del levigado, disgregando con agua oxigenada al 20 % las más margosas y con ácido acético al 80 % las más calcáreas. Posteriormente se separaron las fracciones mayores de 63 y 100 micras y se secaron al horno a menos de 50 °C. Se microcuarteó la muestra para obtener una fracción representativa y se determinaron alrededor de 300 ejemplares por muestra. Finalmente se revisó el residuo para identificar las especies menos frecuentes.

Resultados y discusión

Los foraminíferos planctónicos son muy abundantes a lo largo de todo el intervalo. La diversidad se mantiene alta, con un total de 63 especies y 18 géneros. Las asociaciones están dominadas por los géneros *Heterohelix* y *Globigerinelloides*. El grado de preservación de las conchas es variable: muy bueno hacia la base, pero peor hacia el techo donde predominan los tramos más calcáreos. El análisis de las asociaciones de foraminíferos planctónicos pone de manifiesto un patrón de extinción gradual en torno al tránsito Santoniense-Campaniense, con la extinción de los géneros *Marginotruncana*, *Dicarinella*, *Costellagerina* y de los heterohelícidos complejos *Sigalia* y *Ventilabrella*. Paralelamente se han identificado las primeras apariciones de varias especies de globotruncánidos pertenecientes a *Contusotruncana*, *Globotruncana* y *Globotruncanita*.



Figura 2. Fotografía de la parte superior del barranco de Assila donde se aprecia el paso gradual de las facies más margosas de la Formación de El Kef a las más calcáreas de la Formación Abiod.

En el análisis bioestratigráfico se han diferenciado cuatro biozonas:

- Biozona de *Dicarinella asymetrica*

Definición: biozona de extensión total desde el DPR (dato de primer registro) hasta el DUR (dato de último registro) de la especie homónima.

Autor: Caron (1985).

Discusión: la base del perfil estudiado pertenece a la parte alta de esta biozona. En este trabajo utilizamos el DUR de *D. asymetrica* para situar la base del Campaniense, biohorizonte muy utilizado con este fin (GALE *et al.*, 1995).

- Biozona de *Ventilabrella eggeri*

Definición: biozona de intervalo desde el DUR de *D. asymetrica* hasta el DUR de *V. eggeri*.

Autor: definida por NEDERBRAGT (1990) y modificada en este estudio.

Discusión: NEDERBRAGT (1990) definió la base de esta biozona mediante el DUR de *Sigalia deflaensis*, en este trabajo, sin embargo, se utiliza el DUR de *D. asymetrica* debido a la importancia biostratigráfica que presenta esta última especie para situar el límite Santoniense-Campaniense.

- Biozona de *Heterohelix carinata*

Definición: biozona de intervalo comprendida entre el DUR de *V. eggeri* y el DUR de *H. carinata*.

Autor: biozona definida en este estudio.

Discusión: PETRIZZO *et al.* (2011) sugirió que el DUR de *H. carinata* era un evento potencialmente útil para las correlaciones globales; nuestros datos son consistentes con sus resultados por lo que también consideramos que dicho biohori-

zonte tiene un alto interés bioestratigráfico y se ha considerado oportuno crear esta biozona.

- Biozona de *Globotruncana arca*

Definición: biozona de intervalo comprendida entre el DUR de *H. carinata* y el DPR de *Globotruncana calcarata*.

Autor: biozona definida en este trabajo, aunque fue utilizada con anterioridad con un significado completamente diferente.

Discusión: Esta biozona, junto con la de *H. carinata*, se utiliza para caracterizar el Campaniense medio, en lugar de la Biozona de *Globotruncana ventricosa*. La razón principal es que el DPR de *G. ventricosa*, y por lo tanto la base de la biozona homónima, parece presentar ciertos problemas taxonómicos y de heterocronía (PETRIZZO *et al.*, 2011). Además, en el barranco de Assila esta especie es muy escasa.



Figura 3. Fotografías tomadas con el microscopio electrónico de barrido de los principales marcadores zonales del barranco de Assila. 1: *Dicarinella asymetrica*; 2: *Heterohelix carinata*; 3: *Ventilabrella eggeri*. (Barra de escala = 100 micras).

Conclusiones

En el intervalo Santoniense superior a Campaniense medio del Barranco de Assila, se han identificado cuatro biozonas de foraminíferos planctónicos: biozona de *Dicarinella asymetrica*, de *Ventilabrella eggeri*, de *Heterohelix carinata* y de *Globotruncana arca*. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos se mantienen diversificadas durante todo el intervalo, aunque se constata un relevo importante de especies a lo largo del tránsito Santoniense-Campaniense.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2011-22912 del Ministerio de Educación y Ciencia (cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional) y por el Departamento de Educación, Universidad, Cultura y Deporte del Gobierno de Aragón (Grupo EO5). Irene Pérez Rodríguez disfruta de una beca FPI (BES-2008-006773) financiada por el Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

- GALE, A., MONTGOMERY, P., KENNEDY, W., HANCOCK, J., BURNETT, J. & McARTHUR, J. 1995. Definition and global correlation of the Santonian-Campanian boundary. *Terra Nova*, 7 (6), 611-622.
- NEDERBRAGT, A.J. 1990. *Biostratigraphy and paleoceanographic potential of the Cretaceous planktic foraminifera Heterohelicidae*. Academisch proefschrift, Centrale Huisdrukkerij Vrije Universiteit, Amsterdam. 203 pp.

- PETRIZZO, M.R., FALZONI, F. & SILVA, I.P. 2011. Identification of the base of the lower-to-middle campanian *Globotruncana ventricosa* zone: Comments on reliability and global correlations. *Cretaceous Research*, **332** (3), 87-405.
- ROBASZYNSKI, F., GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., AMÉDRO, F., CARON, M., DUPUIS, C., D'HONDT, A.V. & GARTNER, S. 2000. The Upper Cretaceous of the Kalaat Senan region, Central Tunisia. Integrated litho-biostratigraphy based on ammonites, planktonic foraminifera and nannofossils zones from Upper Turonian to Maastrichtian. *Bulletin du Centre de Recherches Elf-Aquitaine Exploration-Production*, **22**, 359-490.

Reconstrucción paleoambiental con foraminíferos planctónicos del Santoniense-Campaniense en el barranco de Assila (Túnez)

Pérez-Rodríguez, I, Arz, J.A. y Arenillas, I.

Área de Paleontología. Depto. de Ciencias de la Tierra-Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <irenepr@unizar.es>, <josearz@unizar.es>, <ias@unizar.es>

Key words: *Quantitative analysis, P/B ratio, Santonian, Campanian, Tunisia*

Introducción

Las sucesiones carbonatadas depositadas en ambiente de plataforma externa de la región de Kalaat Senan (Túnez) contienen gran catidad de microfósiles, permitiendo llevar a cabo el análisis estadístico de sus asociaciones. Esta región ha sido estudiada previamente desde el punto de vista lito y bioestratigráfico (ROBASZYNSKI *et al.*, 2000); como novedad presentamos en este trabajo los resultados del análisis cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Santoniense superior-Campaniense medio, con el objetivo de contribuir a la reconstrucción paleoambiental de este intervalo.

Metodología

Se han estudiado 46 muestras con una resolución en el muestreo variable, de 1 a 5 metros según su mayor o menor interés bioestratigráfico. Las muestras fueron disgregadas con la técnica de levigado, se cuartearon para obtener una muestra representativa y se identificaron alrededor de 300 ejemplares en cada una. Se calcularon varios índices de diversidad y el índice planctónicos/bentónicos (P/B).

Con el objetivo de agrupar géneros con la misma afinidad paleoecológica, se realizó un *cluster* según el método de Ward mediante el programa PAST. Los datos de abundancia de los géneros se transformaron a logaritmos (siguiendo el ejemplo de PARKER & ARNOLD, 1999) y se eliminaron los géneros en los que en ninguna de las muestras se llegaba a una abundancia relativa del 3 %. Además, se han calculado los coeficientes de correlación de Pearson para cuantificar las relaciones entre todas las medidas usadas en este estudio utilizando el programa SPSS, considerando solamente como significativas las que tienen un valor de p menor de 0,05.

Resultados

Tras el análisis, se han obtenido los siguientes valores promedio de diversidad: riqueza específica $S = 25,48$; dominancia de Simpson $D = 0,80$; heterogeneidad de Shannon $H = 2,24$ y equitabilidad $J = 0,70$. El índice P/B se mantiene bastante uniforme, con un valor promedio de 89,81. El valor más bajo se alcanza en la última muestra del Santoniense (74,39 %) y el más alto en la primera del Campaniense (97,44 %).

Mediante el *cluster* se han obtenido tres grupos:

- Grupo 1: incluye los géneros *Hedbergella*, *Heterohelix* y *Globigerinelloides*.
- Grupo 2: incluye los géneros *Costellagerina*, *Laeviheterohelix*, *Marginotruncana*, *Sigalia* y *Ventilabrella*.
- Grupo 3: incluye los géneros *Archaeoglobigerina*, *Contusotruncana*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Pseudoguembelina* y *Rugoglobigerina*.

El grupo 1 es el más abundante y se mantiene más o menos constante a lo largo del intervalo estudiado; el grupo 2 reduce su abundancia hacia techo, mientras que el grupo 3 la aumenta.

Las únicas correlaciones significativas de Pearson entre los grupos y los índices de diversidad son que el grupo 1 presenta una correlación negativa con la equitabilidad, y el grupo 2 tiene una correlación positiva con la riqueza específica.

Discusión

Los índices de diversidad muestran que las asociaciones de foraminíferos planctónicos se mantienen diversificadas durante todo el intervalo, y, aunque presenten ciertas fluctuaciones, el medio parece no haberse visto sometido a cambios paleoambientales bruscos. El índice P/B indica una cierta somerización seguida de una profundización en torno al límite Santoniense-Campaniense. Si bien no es una medida directa, ya que este índice se ve influenciado por otras variables como la cantidad de materia orgánica que llega al fondo marino (VAN DER ZWAAN *et al.*, 1990), esta interpretación es consistente con las curvas eustáticas regionales del Tethys (LÜNNING *et al.*, 1998) e incluso con las globales (OGG *et al.*, 2008).

En cuanto al análisis del *cluster*, el grupo 1 incluye morfotipos simples de pequeño tamaño (generalistas de estrategia r). El grupo 2 incluye morfotipos en general de mayor tamaño y complejidad (especialistas con estrategia K o intermedia entre K y r). La única excepción la constituye el género *Laeviheterohelix*, que, aunque morfológicamente encajaría más con el grupo 1, habitaba zonas más profundas de la columna de agua. El grupo 3 incluye morfotipos similares al grupo 2.

En el barranco de Assila se observa: que el grupo 1 es el más abundante y se mantiene presente a lo largo de todo el intervalo, que el grupo 2 se vio afectado negativamente por los cambios ambientales, y que el grupo 3 incrementó su abundancia relativa. Puesto que los grupos en los que se produce un relevo son géneros más profundos, interpretamos que puede ser la respuesta ecológica a una alteración en la estratificación vertical de las aguas.

En cuanto a las correlaciones significativas de Pearson entre los grupos y los índices de diversidad, cabe destacar que el grupo 1 es inversamente proporcional a la equitabilidad, lo que apoyaría su proliferación en ambientes inestables, mientras que el grupo 2 es directamente proporcional a la riqueza específica, lo que avalaría su preferencia por habitar ambientes con una alta estabilidad.

Conclusiones

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos del barranco de Assila están bien diversificadas durante todo el intervalo, como correspondería a un ambiente de plataforma distal de latitudes bajas. Las variaciones del índice P/B son compatibles con las oscilaciones relativas del nivel del mar propuestas en las curvas eustáticas regionales y globales. El análisis cuantitativo permite distinguir tres grupos de significado paleoecológico: el grupo 1 (generalistas) es el más abundante y se mantiene presente a lo largo de todo el intervalo; los grupos 2 y 3 (especialistas) sufren un relevo a lo largo del Santoniense superior-Campaniense medio, probablemente como consecuencia de un cambio en la estratificación vertical oceánica.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el proyecto CGL2011-22912 del MEC (cofinanciado por el FEDER) y por el Departamento de Educación, Universidad, Cultura y Deporte del Gobierno de Aragón (Grupo EO5). Irene Pérez Rodríguez disfruta de una beca FPI (BES-2008-006773) financiada por el MEC.

Referencias

- LÜNING, S., MARZOUK, A., MORSI, A. & KUSS, J. 1998. Sequence stratigraphy of the upper cretaceous of central-east sinai, egypt. *Cretaceous Research*, **19** (2), 153-195.
- OGG, J. G., OGG, G. & GRADSTEIN, F. M. 2008. *The concise geologic time scale*. Cambridge University Press, Cambridge. 184 pp.
- PARKER, W. & ARNOLD, A. 2003. Quantitative methods of data analysis in foraminiferal ecology. In: *Modern Foraminifera* (ed. SEN GUPTA, B.K.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 71-89.
- ROBASZYNSKI, F., GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., AMÉDRO, F., CARON, M., DUPUIS, C., D'HONDT, A.V. & GARTNER, S. 2000. The Upper Cretaceous of the Kalaat Senan region, Central Tunisia. Integrated litho-biostratigraphy based on ammonites, planktonic foraminifera and nannofossils zones from Upper Turonian to Maastrichtian. *Bulletin du Centre de Recherches Elf-Aquitaine Exploration-Production*, **22**, 359-490.
- VAN DER ZWAAN, G., JORISSEN, F. & DE STIGTER, H. 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. *Marine Geology*, **95** (1), 1-16.

Triassic conodonts: a database

Plasencia, P.^{1,2}, Márquez-Aliaga, A.² and Sha, J.¹

¹ State Key Laboratory of Palaeobiology and Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology (CAS). 39 East Beijing Road. Nanjing 210008. R. P. China. <pplasencia@nigpas.ac.cn>, <jgsha@nigpas.ac.cn>

² Depto. de Geología and Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva (ICBiBE). Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <ana.marquez@uv.es>

Key words: *Triassic, conodonts, database, stratigraphic ranges*

Introduction

Conodonts are an extinct group of animals, originated in the middle Cambrian that lasted until the end of the Triassic. During their existence, conodonts showed a continuous, rapid evolution and diversification that, combined with a high abundance and widespread geographical distribution, make them a very valuable tool in many palaeontological aspects like biostratigraphy and palaeobiogeography.

The Triassic represents a significant stage in the evolution of life, as it is encompassed by two great biotic crisis: the Permian-Triassic (PTB) and the Triassic-Jurassic (TJB) boundaries. The PTB is regarded as the most severe crisis in the history of life (HALLAM & WIGNALL, 1997) and represents a global biosphere turnover, especially in marine ecosystems (ERWIN, 2006).

After the diversity peaks during Ordovician and Devonian times, conodonts began a progressive long-term decline in the Carboniferous, marking a biodiversity minimum during the upper Permian. Three families (Anchignathodontidae, Ellisonidae and Gondolellidae) crossed the PTB. Conodonts disappeared during the latest Triassic, at the TJB.

As a result of the work of several generations, a comprehensive amount of information on many different aspects of conodonts has been accumulated. Based on this, we compiled a series of data with several interest and objectives that included a compilation of the stratigraphic ranges and worldwide geographic distribution of Triassic conodont species, as comprehensive as possible and adapted to the modern taxonomy. Also, and given the interest of the PTB study, we decided to extend the compilation to the last Permian stage, the Changhsingian, in order to evaluate the effects that the mass extinction could have performed on the conodonts.

In this paper we present part of this database, which will be the base for future studies on the conodont evolution and palaeodiversity dynamics during the PTB and the Triassic; it can also be integrated in more general studies.

Material and methods

Any valid species at least should accomplish the following requirements:

- An adequate taxonomic diagnosis and description. When needed, a translation from the original language was accomplished. An adequate illustration of at least the holotype was also desired, but not essential if better pictures of other spec-

Table I. Triassic and upper Permian subdivisions used herein with their respective ammonoid and conodont zones used in the development of the database.

A: System; B: Series; C: Stage; D: Substage; E: Time Unit; F: Equivalent Ammonoid Zone; G: Equivalent Conodont Zone.

A	B	C	D	E	F	G
TRIASSIC	UPPER	RHAETIAN		Upper	<i>Sagenites reticulatus</i>	
				Middle	<i>V. stuerzenbauni</i>	
				Early	<i>Choristaceras marshi</i>	
		NORIAN	SEVATIAN	Upper		<i>Mi. hernsteini</i>
				Early		<i>Mo. bidentata</i>
			ALAUNIAN	Upper	<i>Halorites macer</i>	
				Middle	<i>H. ogarti</i>	
				Early	<i>C bicrenatus</i>	
			LACIAN	Upper	<i>Juvavites magnus</i>	
				Middle	<i>Malayites paulcke</i>	
				Early	<i>Guembelites jandanus</i>	
		CARNIAN	TUVALIAN	Upper	<i>Anatropites spinosus</i>	
				Middle	<i>Tropites subbullatus</i>	
				Early	<i>Tropites dilleri</i>	
			JULIAN	Upper	<i>A. austriacum</i>	
				Middle	<i>T. aon + T. aonoides</i>	
				Early	<i>Daxatina canadiensis</i>	
	MIDDLE	LADINIAN	LONGOBARDIAN	Upper	<i>Frankites regoledanus</i>	
				Middle	<i>P. neumayri</i>	
				Early	<i>P. longobardicum</i>	
			FASSANIAN	Upper	<i>E. gredleri</i>	
				Middle	<i>P. margaritosum</i>	
				Early	<i>E. curionii</i>	
		ANISIAN	ILLYRIAN	Upper	<i>S. serpiensis</i>	
				Middle	<i>A. avisanun</i>	
				Early	<i>P. trinodosus</i>	
			PELSONIAN	Upper	<i>S. binodosus</i>	
				Middle	<i>B. balatonicus</i>	
				Early	<i>Cuccoceras cuccense</i>	
			BYTHINIAN	Upper	<i>A. laevigatus</i>	
				Middle	<i>A. triformis</i>	
				Early	<i>A. ventroplanus</i>	
			AEGEAN	Upper	<i>L. caurus</i>	
				Middle	<i>S. mulleri</i>	
				Early	<i>un-named</i>	
	LOWER	OLENEKIAN	SPATHIAN	Upper	<i>C. stevensi+P. haugi</i>	
				Middle	<i>Subcolumbites</i>	
				Early	<i>Columbites</i>	
			SMITHIAN	Upper	<i>A. tardus</i>	
				Middle	<i>E. romunduri</i>	
				Early	<i>H. hedenstroemi</i>	
		INDUAN	DIENERIAN	Upper		<i>Ns. pakistanensis</i>
				Middle		<i>Ns. dieneri</i>
				Early		<i>Sw. kummeli</i>
			GRIESBACHIAN	Upper	<i>Bukkenites strigatus</i>	
				Middle	<i>O. commune</i>	
				Early	<i>Otoceras boreale</i>	
PERMIAN	LOPINGIAN	CHANGHSINGIAN		Upper	<i>Pseudotirolites</i>	
				Middle	<i>Paratirolites</i>	
				Early	<i>Iranites</i>	
		WUCHIAPINGIAN		Upper		

imens clearly identifiable as the same species were available. This requirement made us to exclude the species in open nomenclature.

- A list of different papers with a coherent characterization of the species, following the original description. As a general rule, at least three different references were required. However, exceptions were done, especially with species described in recent years (as they may have not been recognised in other works) or with morphologies showing clear diagnostic characteristics but having a limited distribution.
- We did not take into consideration subspecies or morphotypes as independent taxa; the stratigraphic range of these taxonomic levels were lumped together to summarize the complete stratigraphic range of the species.

The list consists of a total of 329 species and 52 genera. The complete list will be published in a future work.

The chronostratigraphic scale of the ICS for the Lopingian (upper Permian) is composed of two stages, while the Triassic comprises three series and seven stages (Tb. 1A-C). While not formally accepted by the ICS, the 15 substage divisions of the Triassic (Tb. 1D) have been widely used by specialists for many years and represent a standard for the period. Further subdivision for each substage in Early, Middle and Upper units was done, except the Sevatian, with only two subdivisions (lower and upper); for the Changhsingian and Rhaetian this three units were made equivalent to substages and for the Wuchiapingian only the upper part was considered. In total, there are 51 divisions, named «time units» (Tb. 1E).

In order to simplify the data picking, each of these time units was made equivalent to a zone of the synthetic ammonoid or conodont zones (Tb.1F-G). These zones are based in ORCHARD (2007), BALINI *et al.* (2010) and CHANNELL *et al.* (2003). When a conodont species is cited in one of these zones, is marked as «present» in the correspondent time unit. When different zones were used in a publication, they were correlated using the synthetic tables found in BALINI *et al.* (2010).

Discussion and conclusions

The database outlined in this paper is the result of a comprehensive revision of Triassic conodont bibliography. As a result, a database of species with its stratigraphic ranges for the uppermost Permian and the Triassic was compiled, with a total of 329 species belonging to 52 genera.

Acknowledgements

This work has been supported by the Chinese Academy of Sciences (Grant «2010Y2ZA02»), the Ministry of Foreign Affairs and Cooperation of Spain (MAEC-AECID), and the projects CGL2011-24408 of the MEC and PPC2011/046 of the Generalitat de València.

References

- BALINI, M., LUCAS, S.G., JENKS, J.F. & SPIELMANN, J.A. 2010. Triassic ammonoid biostratigraphy: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, **334**, 221-262.

- CHANNELL, J.E.T., KOZUR, H.W., SIEVERS, T., MOCK, R., AUBRECHT, R. & SYKORA, M. 2003. Carnian-Norian biomagnetostratigraphy at Silická Brezová (Slovakia): correlation to other Tethyan sections and to the Newark Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **191**, 65-109.
- ERWIN, D. H. 2006. *Extinction. How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*. Princeton University Press, Princeton. 296 pp.
- HALLAM, A. & WIGNAL, P.B. 1997. *Mass Extinction and their Aftermath*. Oxford University Press, Oxford. 320 pp.
- ORCHARD, M.J. 2007. Conodont diversity and evolution through the latest Permian and Early Triassic upheavals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **252** (1-2), 93-117.

Changes in foraminiferal assemblages and adaptive strategies of the Toarcian benthic foraminifera of the Middle Atlas (Morocco) to restricted oxygen conditions

Reolid, M.¹, Chakiri, S.² and Bejjaji, Z.²

¹ Depto. de Geología. Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n. E-23071 Jaén. España. <mreolid@ujaen.es>

² Laboratoire de Géosciences de Ressources Naturelles. Université Ibn Tofail. Faculté des Sciences. Département de Géologie. BP 133. 14000 Kénitra. Marruecos. <sdchakiri@hotmail.com>, <zohrabejjaji@hotmail.fr>

Key words: *Foraminifera, biotic crisis, Gondwana palaeomargin, Lower Jurassic*

Introduction

The Middle Atlas deposits, which belong to the Atlasic Domain, represent a Meso-cenozoic intracontinental basin. The Toarcian deposits are generally hemipelagic and correspond to platform and basin environments. They are marked by important lateral variations of facies and thicknesses with a particular tectono-sedimentary evolution controlled by the rupture of the carbonate platform and an eustatic rise (Pliensbachian-Early Toarcian). The Early Toarcian was characterized by an important foraminiferal crisis marked by the disappearance of the Pliensbachian forms and the renovation with typically Toarcian species in a context of restricted oxygen conditions. The objective of this work is to analyse the qualitative and quantitative variations of different foraminifera groups with the sedimentary and palaeogeographic evolution.

Geological setting

The studied benthic foraminifera of the Toarcian sediments come from three different domains: the Middle Atlasic Causse (MAC), the Central Middle Atlas (CMA) and the Northern Middle Atlas (NMA). Ten sections were studied, and a total of 254 sampling levels were analyzed.

The MAC is constituted by neritic carbonates of the Lower Jurassic. The structure is related to the extensive tectonics responsible for the individualization of tilted blocks. In this sector, the Lower Toarcian is represented by red marls with local intercalations of clayey limestone nodules. These marls (4-8 m) contains gastropods, crinoids, foraminifera and bivalves. The Middle and Upper Toarcian are mainly marl-limestone rhythmites (5 m). The calcareous beds are bioclastic packstones with frequent iron oxides and some ammonoids.

The CMA represents the southwest part of the Folded Middle Atlas, structured in anticlinal ridges that limit large synform structures characterized by thick Jurassic deposits. The Lower Toarcian is characterized by greenish marls and marl-limestone rhythmites (5-60 m, but usually <25 m thick) rich in foraminifera, belemnites, bivalves, echinoids and gastropods. The Middle-Upper Toarcian (9-71 m but usually <30 m thick) is represented by 1) bioturbated greyish limestones in decimetre banks and marly interbedding, and 2) overlying greyish limestones rich in iron oxides. The bioturbated greyish limestones are

oolitic and lumpy packstone/grainstones with foraminifera, brachiopods, pectinids and ammonoids. The interbedded marls are rich in foraminifera, bryozoa, echinoderms and radiolarians. The uppermost greyish limestones are rich in brachiopods, gastropods, belemnites, foraminifera and echinoids.

The NMA is limited by the MAC and the Hercynian Massif of Tazekka. It represents the transition between the Folded Middle Atlas and the MAC. The thickness of the outcrops varies considerably. The Lower Toarcian is represented by grey marls with yellow-reddish bioclastic limestones (13-83 m). The marly levels are rich in brachiopods, ostracods, foraminifera and belemnites, while the overlying bioclastic limestones present echinoids, crinoids, bivalves and some ammonoids. The Middle-Upper Toarcian is represented by grey and bluish marl-limestones (9-70 m) with a thickening upward trend in limestone beds rich in foraminifera, bivalves, echinoderms, vegetal debris and ammonoids.

Results and discussion

The Lower Toarcian assemblages are characterised by dominant Nodosariidae in both outer shelf and basin. Foraminiferal assemblage are dominated by the opportunist genus *Lenticulina*, whereas elongated forms are represented mainly by *Lingulina* and *Dentalina* and minority *Marginulina*, *Ichthyolaria*, *Nodosaria*, *Pseudonodosaria* and *Citharina*. *Lenticulina* are the most abundant in each lithofacies but particularly in hemipelagic marl-limestones facies (CMA). *Lingulina* proportions are antagonistic to those of *Lenticulina*. The relative frequencies analysis shows that these two genera constitute two taxa in competition.

The advance of individualization of the Middle Atlas Basin produced subsiding trough environments and depocentres with marly and marl-limestones facies and restricted oxygen conditions (some sections from CMA and NMA). The advance of these unfavourable conditions produced the following changes in foraminiferal assemblages:

- Decreasing values of diversity of foraminiferal assemblages and nodosariids are locally almost absent.
- Increasing values of opportunist forms as *Lenticulina* and *Reinholdella*. *Lenticulina* adopted varied constructional changes like reducing shell size as well as diminution of shell pores.
- In some marly layers explosions of *Ophthalmidium* and *Eoguttulina* with small size are related to confined conditions (Lilliput effect).
- Uniserial tests of *Dentalina* and *Nodosaria* are smooth and decrease in sizes as strategy for low oxygen consumption.
- Agglutinated foraminifera increase in fine argillaceous facies rich in quartz grains (*Ammobaculites fontinensis*, *Ammobaculites agglutinans* and *Haurania subcompressa*).
- Nodosariids with flattened shell (*Astacolus*, *Planularia*, *Marginulinopsis*, *Falsopalmula*) can be related to oxygen restricting conditions making possible the increase the heat-transferring surface and thus to facilitate breathing.

During the Middle and Late Toarcian, the confined subsiding troughs are infilled by sediments in a shallowing upward sequence. The sections are thicken-

ing upwards in carbonates in the three domains (MAC, CMA and NMA). The recovery of favourable conditions in the sea bottom after the Early Toarcian restricted conditions induces major modifications within the foraminiferal assemblages. Two main types of environments can be differentiated:

- Shallow carbonate and marly environments represented in the MAC and southern sectors of the CMA, characterized by high hydrodynamism present scarce foraminifera. Textulariina are dominant, especially *Ammobaculites*. Among nodosariids appear *Dentalina* with lengthened shells and globular camera typical of shallow environments.
- Relatively deep environments represented by the NMA and northern areas of the CMA present diverse assemblage dominated by nodosariids in well oxygenated environments. Flattened forms like *Astacolus*, *Planularia*, *Falsopalmula* and *Marginulinopsis*, and other elongated, straight, uniserial forms like *Nodosaria*, *Dentalina* and *Ichtyolaria*. *Citharina* reaches the maximum of diversification and the optimum values. *Reinholdella*, *Spirillina*, and small *Ophthalmidium* are common in local restricted oxygen facies in some sections of the NMA and CMA.

Conclusions

As a conclusion, the benthic foraminiferal assemblages of the Toarcian are an excellent proxy for interpreting environmental changes (oxygenation, sedimentation rate and water energy) throughout: 1) changes in the diversity; 2) fluctuations in the proportions of foraminifera in the assemblage according to taxonomy, shell type (agglutinated/calcareous) and strategist type (opportunistic/specialists); and 3) size and test adaptations.

Palaeoecology of benthic foraminifera for interpreting Arctic record of Early Toarcian biotic crisis (Northern Siberia, Russia)

Reolid, M.¹, Nikitenko, B.L.² and Glinskikh, L.²

¹ Depto. de Geología. Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n. E-23009 Jaén. España.
<mreolid@ujaen.es>

² Institute of Petroleum Geology and Geophysics. Siberian Branch of Russian Academy of Sciences. Ac. Koptyg av. 3. Novosibirsk 90, 630090. Russia.

Key words: *Toarcian, foraminifera, diversity, Boreal Realm*

Introduction

The Early Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE) was one of the most important environmental changes of the Mesozoic, resulting in a mass extinction event of benthic groups in marine ecosystems, typically characterized by the record of organic-rich sediments associated with a negative excursion in $\delta^{13}\text{C}$, in a context of warm conditions and sea-level rise. The present contribution is focused on the ecostratigraphic fluctuations of foraminiferal assemblages for understanding the response to the benthic biotic crisis of the Early Toarcian and the recovery after this bioevent.

The Kelimyar River section exposes an Upper Pliensbachian-Lower Toarcian marine succession (23.1 m-thick) composed by siltstones and sandy siltstones deposited close to the Early Jurassic North Pole in a deep continental shelf environment. The Upper Pliensbachian corresponds to the Kyra Formation and the Toarcian corresponds to Kelimyar Formation. The succession is characterised by a condensed *antiquum* Biozone comprising few centimeters. The beginning of the *falciferum* Biozone (Kurung Member) present laminated black shales, high total organic carbon (TOC, 6 wt. %) and a negative carbon isotopic excursion. Analysis of foraminiferal assemblages was undertaken from 32 sampling levels, focused on proportions of foraminifera with different life-styles, morphogroups and α -diversity.

Results

The studied benthic foraminifera belong to the suborders Textulariina, Lagenina and Robertinina. The foraminifera are mainly agglutinated and secondarily calcareous-perforated test forms. Eight morphogroups have been differentiated.

- MG-A: tubular unilocular shells and inferred epifaunal suspension-feeding habit (*Hyperammina* and *Jaculella*).
- MG-B: globular unilocular shells and includes epifaunal, passive depositivorous (*Lagenammina*, *Tolypammina*, and *Saccammina*).
- MG-C: elongated, subcylindrical, multilocular species, with infaunal habitat as detritivorous bacterial scavengers (*Reophax*, *Ammobaculites*, *Bulbobaculites*, *Spiroplectammina*, and *Verneuilinoides*).

- MG-D: spiral multilocular species living as detritivorous epifauna (potentially shallow infauna (*Ammoglobigerina*, *Evolutinella*, *Kutsevelia*, *Recurvoides*, and *Trochammina*).
- MG-E: flattened taxa with proloculus and a spiral or irregular chamber, adapted to an epifaunal to phytal, herbivorous and detritivorous mode of life (*Ammodiscus*, *Glomospira*, and *Glomospirella*).
- MG-G: aragonitic taxa with a plano-convex trochospiral test shape, regarded as primary seaweed epifaunal grazing herbivores (*Conorboides*).
- MG-J: calcitic elongated multilocular shells with infaunal life style and active deposit-feeder, bacterial scavenger, or grazing herbivore feeding habits (*Anmarginulina*, *Astaculus*, *Dentalina*, *Eoguttulina*, *Ichtyolaria*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Palmula*, and *Pyrulinoides*).
- MG-K: biconvex, planispiral and multilocular forms with an epifaunal to deep infaunal microhabitat and active deposit-feeder (*Lenticulina*).

The beginning of the Upper Pliensbachian is characterized by the dominance of epifauna (MG-D, MG-G, MG-E and MG-A) represented mainly by *Trochammina* and secondarily *Conorboides*, *Ammodiscus*, *Hyperammina*, *Glomospirella* and *Lagenina*. Calcitic and aragonitic foraminifera are present but with decreasing trends and finally disappear. The abundance of foraminifera is high (<60 specimens/100 g). The α -diversity decrease. In the topmost Pliensbachian the abundance of *Recurvoides* abruptly increases whereas abundance of the rest of foraminifera decreases.

The lowermost part of the Lower Toarcian (at the *antiquum-falciferum* biozone boundary) is characterised by an abrupt increase of TOC (6 wt. %) and a negative carbon isotopic excursion of 6 ‰. These values persist 1.8 m over the Pliensbachian-Toarcian boundary. This boundary is identified in the foraminiferal assemblages by an abrupt diminution of abundance (12 specimens/100 g), by the disappearance of *Ammodiscus* and *Kutsevelia*, and the increasing *Trochammina* and *Hyperammina*. After this stratigraphic interval is recorded a rapid recovery of abundance (274 specimens/100 g) leading by *Trochammina* and also infaunal forms of MG-C as well as diversity decrease.

During the rest of the Kurung Member (upper *falciferum* Biozone and lower *commune* Biozone) persists the high TOC (1.5-4.0 wt. %). Abundance of foraminifera decrease drastically and some sampling levels are almost barren, with only one genus. *Trochammina* and *Hyperammina* diminish and *Saccammina*, *Reophax*, *Tolypammina* and *Evolutinella* are locally common.

Over the Kurung Member TOC decreases (< 1 wt. %) and foraminiferal abundance and diversity increases upwards. The assemblage is characterised by rising values of *Ammodiscus*, *Trochammina*, *Lenticulina* and *Verneuilinoides*. The top of the *braunianus* Biozone coincides with increasing values of *Lagenina*.

Interpretation

The Late Pliensbachian is represented by dominated by epifauna (mainly MG-D and MG-E), with high content of *Trochammina*, but with a diminution in diversity. This suggests an unfavourable microhabitat for infaunal forms probably with salinity fluctuations. *Trochammina* has been proposed as opportunist epifaunal

taxa that tolerate salinity fluctuations in restricted environments. The decreasing proportions of aragonitic and calcitic hyaline tests confirm the progressive unstabilization of the benthic environment. This interpretation is congruent with the context of relative sea-level fall in the Arctic palaeobasin during the *margaritatus* chron and the beginning of the *viligaensis* chron related to an abrupt climatic cooling. These environmental changes produced the diminution in the diversity and the disappearance of calcitic and aragonitic forms.

The beginning of the Lower Toarcian (*antiquum-falciferum* biozone boundary) is correlated with the T-OAE (increase of TOC and negative carbon isotopic excursion). This event is marked by an abrupt decrease on abundance and diversity of foraminifera, indicating dysoxic conditions in the sea-bottom. Probably, totally anoxic conditions were not developed due the record of benthic foraminifera. Only r-strategist *Trochammina* show a rapid increase after the debut of the black shales, congruent with the relation of this genus with high TOC and poorly oxygenated sediment water interface. Without tough competition, *Trochammina* rapidly reproduced and augmented their population. *Trochammina* was a colonizer of the bottom after the hypoxic conditions in the Kelimyar section indicating stressful conditions just over the negative carbon isotopic excursion and maximum values of TOC. During the Early Toarcian a climatic warming took place in the Arctic palaeobasins related to a major eustatic rise.

During the rest of the Kurung Member persists the high TOC and probably a poorly oxygenated sediment-water interface with dramatic decrease of abundance and diversity of foraminifera including *Trochammina*.

After the Kurung Member the favourable conditions come back with the oxygenation of the bottom, as indicate the diminution of TOC values (< 1 wt. %) and the increasing diversity and abundance of foraminifera.

Shallow benthic foraminifera from the Early Paleogene carbonate platform, northeastern Iran

Rivandi, B., Vahidinia, M., Nadjafi, M. and Mahbobi, A.

Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad (FUM), Campus, Azadi sq. P.O. Box 9177948974, Mashhad, Khorasan razavi, Iran. <a_rivandi@yahoo.com>

Key words: Foraminifera, biostratigraphy, lithostratigraphy, Paleogene, Iran

Introduction

The Kopet-Dagh epicontinental basin is located in northeastern Iran and South of Turkmenistan countries. This basin formed after the closure of the Palaeotethys Ocean following the Middle Triassic orogeny. Relatively continuous sedimentation took place from Jurassic through Neogene times in the Kopet-Dagh Basin. The Chehel-Kaman Formation is one of the most relevant formations of Paleogene settings. Paleogene carbonates are rich in larger benthic foraminifera and macrofossils in the northeast Iran region (Kopet-Dagh Basin). Larger foraminifera were major rock-building organisms in tropical and subtrop-

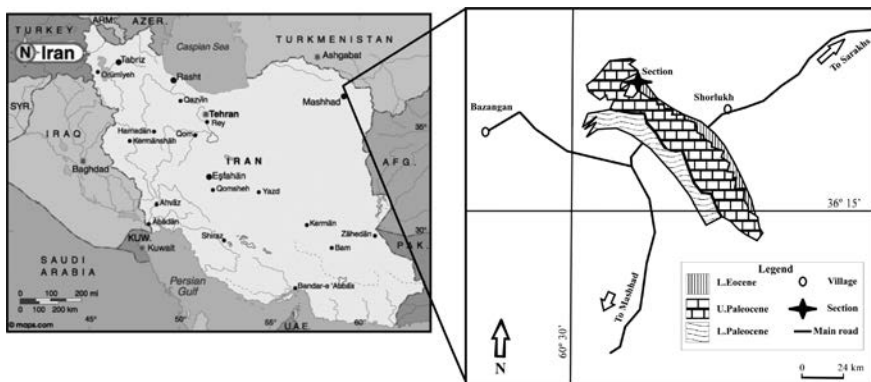


Figure 1. Location map showing the Chehel-Kaman Formation (Paleogene sediments) in the study area in northeastern Iran.

ical shallow seas of the Early Paleogene. Knowledge of the larger foraminifera in the Middle East has not progressed much since HENSON (1950), followed up by SAMPO (1969). However, between 1973 and 1983 the National Iranian Oil Company published a series of monographs by RAHAGHI (1983) on larger foraminifera from Iran. These papers enlarged the census of available taxa to a considerable extent. Here, however, only Rahaghi's works of 1983 are relevant. The aims of this work are to characterize the lithostratigraphic units and identify the biostratigraphic zones based on shallow benthic foraminifera.

Material and methods

The type section of the Chehel-Kaman Formation was measured and sampled in the Chehel-Kaman Syncline (230 m) (Fig. 1). This area was selected because of good exposure of lithostratigraphical features. Field observations were complemented with up to 48 thin sections to determine associated larger benthic foraminifera in cemented carbonate rocks.

Results and discussion

The Chehel-Kaman Formation (Paleogene) in the Kopet-Dagh basin is composed mainly of limestone, dolomite and interbeds of sand, shale and evaporite sediments. It conformably overlies and underlies the siliclastic Pestehligh and olive shale Khangiran Formations, respectively.

As a result of the lithostratigraphic study, the Chehel-Kaman Formation is subdivided into four units. Unit 1 (20 m) encompasses an alternation of yellow limestone, shale, thin green marl and gypsum. Unit 2 has its maximum thickness in this section (100 m). This unit consists of limestone and medium sandy limestone with trace fossils and bivalves. Unit 3 is composed of 50 m of dark gray shale and interbeds of thin limestone. Unit 4 is 60 m-thick and consists of gastropods limestone, medium to thick dolomite limestone with interbeds of shale and sand. We observed two palaeosol levels in this section (at Unit 2 and Unit 4) that confirms withdrawal of water.

The following thirty three taxa were identified in the studied section: *Rotalid formlar*, *Daviesina iranica*, *Valvulina* sp., *Cuvillierina sireli*, *Laffitteina conica*, *Laffitteina koyulhisarica*, *Laffitteina menguadi*, *Hottingerina anatolica*, *Sakessaria* sp., *Cidenia soezerii*, *Pseudocuvillierina sireli*, *Kavseriella decastrai*, *Ranikothalia* sp., *Orbitokathina saravensis*, *Cideina soezerii*, *Haymanella paleocenica*, *Cuvillierina sireli*, *Miscellanea juliettae*, *Miscellanea miscella*, *Miscellanea primitiva*, *Akbarina primitive*, *Lokartia* sp., *Lockartia conditi*, *Malatyna drobneae*, *Smauyina cruysi*, *Modocia blayensis*, *Kathina selveri*, *Rotalia trochidiformis*, *Idalina sinjarica*, *Astrotrillina eocaenica*, *Raoia indica*, *Kayseriella decastrai*, and *Quinqueloculina* sp.

The species *Cuvillierina sireli* nan was identified in the Sierra Espuña area (Spain) and Eastern Pontides (Turkey) (İnan & İnan, 2008). According to SERRA-KIEL *et al.* (1998) this species indicates an Early Paleocene age (Selandian) or Shallow Benthic Zone 2 (SBZ 2). *Haymanella paleocenica* and various small-sized species of *Miscellanea* occur in this zone. *Rotalia trochidiformis*, *Kathina selveri* and *Cuvillierina sireli* appear in the Selandian and they range up into the Thanetian (İnan & İnan, 2008). The species *Miscellanea miscella* is described within SBZ 4 in the Galala Mountains (SCHEIBNER & SPEIJER, 2009), whereas *Miscellanea miscella* ranges from SBZ 4 to SBZ 5 (SERRA-KIEL *et al.*, 1998) and the species *Miscellanea juliettae* ranges from SBZ 3 to SBZ 4 (İnan & İnan, 2008). According to SERRA-KIEL *et al.* (1998), the species *Idalina sinjarica* ranges between SBZ 3 and SBZ 6.

Based on the aforementioned benthic foraminiferal species; identified in the studied section and comparing them with those identified in other countries, especially the biozonation of larger foraminifera of the Tethyan Paleocene and Eocene recorded by SERRA-KIEL *et al.* (1998), we assign a Late Paleocene

(Selandian) to Early Eocene (Ypresian) age to the Chehel-Kaman Formation in the studied area.

Conclusions

Four lithological units with variable thickness have been recognized in the studied section from the Kopet-Dagh basin in northeastern Iran. Based on lateral and vertical facies changes within the Chehel-Kaman Formation, it may have been deposited in a ramp-type carbonate platform. Thirty three taxa of shallow benthic foraminifera, which belong to five families, have been identified from Early Paleogene sediments. The age Selandian-Ypresian has been assigned to the Chehel-Kaman Formation in the studied area.

References

- HENSON, F.R.S. 1950. *Middle Eastern Tertiary Peneroplidae (Foraminifera) with remarks on the phylogeny and taxonomy of the Family*. Ph. D. Thesis, Leiden University, West Yorkshire Printing Co, Wakefield. 70 pp.
- İNAN, N. & İNAN, S. 2008. Selandian (Upper Paleocene) benthic foraminiferal assemblages and their stratigraphic ranges in the northeastern part of Turkey. *Yerbilimleri*, **29** (3), 147-158.
- RAHAGHI, A. 1983. *Stratigraphy and faunal assemblage of Paleocene-Lower Eocene in Iran*. Publication n.° 10, National Iranian Oil Company, Geological Laboratories, Teheran. 33 pp.
- SAMPO, M. 1969. *Microfacies and microfossils of the Zagros Area, southwestern Iran (from Pre-Permian to Miocene)*. International Sedimentary Petrographical Series, 12, Brill, Leiden. 102 pp.
- SCHEIBNER, C. & SPEIJER, R.P. 2009. Recalibration of the Tethyan shallow-benthic zonation across the Paleocene-Eocene boundary: The Egyptian Record. *Geologica Acta*, **7** (1-2), 195-214.
- SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRÁNDEZ, C., JAUHRI, A.K., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. & ZAKREVSAYA, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société géologique de France*, **169**, 281-299.

Distribución paleoambiental de los macroforaminíferos del Cretácico Superior (Campaniense superior-Maastrichtiense inferior): relación entre la morfología y el hábitat

Robles, R.¹, Vicedo, V.² y Caus, E.¹

¹ Dept. de Geologia (Unitat de Paleontologia). Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C. Campus Bellaterra. E-08193 Cerdanyola del Vallès (Barcelona). España. <raquel.robles@uab.cat>, <esmeralda.caus@uab.cat>

² Museu de Ciències Naturals de Barcelona (Paleontologia). Passeig Picasso, s/n. E-08003 Barcelona. España. <vicent.vicedo@gmail.com>

Key words: *Larger foraminifera, functional morphology, palaeoenvironment, Late Cretaceous*

Introducción

El objetivo de este estudio es mostrar la distribución paleoambiental de los macroforaminíferos del intervalo Campaniense superior-Maastrichtiense inferior del margen sur de la cuenca Pirenaica. Por sus excelentes afloramientos, la gran cantidad y variedad de macroforaminíferos se ha elegido la Unidad Surpirenaica Central. Se trata de un área única para observar las variaciones en la composición de las asociaciones de macroforaminíferos en relación a las características físicas del medio (profundidad, sustrato, material en suspensión, etc.) que condicionan tal distribución. El estudio se ha basado principalmente en la comparación de los macroforaminíferos cretácicos con los que pueblan los mares y océanos actuales. No obstante, tal comparación no ha sido fácil: por un lado, muchos de los macroforaminíferos cretácicos no tienen análogos en los mares actuales y por otro, las relaciones filogenéticas entre las formas fósiles y recientes son dudosas –los macroforaminíferos actuales tienen sus raíces en el Mioceno medio–. Sin embargo, el problema se ha resuelto mediante la comparación de las arquitecturas y/o estructuras de los macroforaminíferos que presentan una función comparable ante unas condiciones del medio también comparables, independientemente de su relación filogenética. Los macroforaminíferos son organismos constituidos por una única célula gigante, que está protegida por una concha biomineralizada, dividida en numerosos compartimentos. La complejidad de esta concha permite la utilización de métodos de anatomía comparada en su estudio.

Discusión y resultados

Los numerosos trabajos sobre los macroforaminíferos actuales permiten postular las siguientes afirmaciones: 1) los macroforaminíferos viven en medios tropicales y subtropicales, no tolerando temperaturas por debajo los 14 °C (LANGER & HOTTINGER, 2000); 2) la mayoría prefieren plataformas oligotróficas, aunque pueden adaptarse a medios mesotróficos (HALLOCK, 1987); 3) colonizan todos los medios de plataforma, desde las zonas litorales hasta el límite inferior de la zona fótica; en aguas claras este límite puede alcanzar los 140-150 m de profundidad, pero en aguas turbias se reduce considerablemente. Una gran parte de los

macroforaminíferos actuales poseen simbioses (rodófitas, clorófitas, dinoflagelados o diatomeas), por lo que las necesidades de estos marcan los límites del hábitat de cada especie de macroforaminífero; 4) todos los macroforaminíferos son bentónicos y tienen una fuerte dependencia del tipo de sustrato, blando o duro, lo que se manifiesta en la morfología de la concha y la posición de las aberturas en la cara apertural (HOTTINGER, 2005).

Durante el Cretácico Superior, la reconstrucción paleogeográfica sitúa el área de estudio en una latitud 30 °N. A lo largo del intervalo de tiempo estudiado, el clima era cálido y la cantidad de material terrígeno en suspensión indica un régimen mesotrófico. Entre los macroforaminíferos predominan las formas lamelárforas (Siderolitidae, Orbitoididae, Lepidorbitoidae, Clypeorbinae, Acervulinidae), unas pocas formas porcelanadas (Meandropsinidae) y las aglutinadas son testimoniales.

En los depósitos estudiados se han encontrado dos especies del género *Siderolites*: *S. calcitrapodes* y *S. cataluniensis*. Ambas presentan un esqueleto suplementario formado por canales envolventes, pero mientras el primero tiene espinas, el segundo es lenticular con desarrollo de quilla en el borde. En los sedimentos estudiados *S. calcitrapoides* es una forma adaptada a una alta energía, mientras *S. cataluniensis* vive en zonas de poca o moderada energía del agua. Se han considerado equivalentes a las formas recientes: *Calcarina spengleri* y *C. majori* (en algunos estudios denominada *C. hispida*), respectivamente.

Dos géneros de orbitoides están presentes: *Orbitoides* (*O. gruenbachensis*) y *Omphalocyclus* (*O. macroporus*). En general se comparan con el género actual «orbitoidal» *Planorbulinella*, aunque este último no presenta simbioses, mientras la presencia de camarillas laterales en *Orbitoides* sugiere la presencia de estas. *Orbitoides* está presente en medios energéticos, mientras *Omphalocyclus* es frecuente en medios poco profundos de baja energía. Una forma orbitoidal asimétrica, «*Orbitoides*» aff. *concavatus* caracteriza los medios arrecifales.

Se han identificado dos especies del género *Lepidorbitoides*, una de gran tamaño, *L. socialis* y otra de pequeño tamaño, *L. aff. minor*. Ambas se encuentran siempre asociadas en medios de escasa energía y sustrato blando en el límite inferior de la zona fótica. La ornamentación de las dos formas es distinta, lo que contradice ciertas aseveraciones que indican que una mayor ornamentación indicaría una mayor profundidad, aunque es posible que la variación pueda ser tomada en cuenta cuando se trate de la misma especie.

El género trocospiral *Clypeorbis mammillata*, que desarrolla camarillas orbitoidiformes en estado adulto, se encuentra asociado a *Lepidorbitoides* spp. y *S. cataluniensis*, indicando la adaptación al mismo hábitat que aquellos. Se compara con el taxón calcarínido *Baculogypsinoidea spinosus*, aunque no posee ninguna relación filogenética con este.

Los meandropsínidos están representados por dos formas de pequeño tamaño, *Nummofallotia cretacea* y *Eofallotia simplex*, y dos formas grandes, *Fallotia jacquoti* y *Fascispira colomi*. El género *Nummofallotia* está presente tanto en la zona fótica como afótica. *Fallotia* y *Eofallotia* colonizan las zonas arrecifales, conjuntamente con las formas incrustantes *Solenomeris* y *Haddonina*. *Fascispira* ocupa medios poco profundos, generalmente de baja energía.

Conclusiones

La asociación formada por *S. cataluniensis*, *Lepidorbitoides socialis*, *L. aff. minor* y *C. mammillata* ocupaban el límite inferior de la zona fótica. Caracterizaban áreas por debajo del límite inferior del oleaje en épocas de tormenta, en sustrato blando. *S. calcitrapoides*, *O. gruenbachensis* y *F. jacquoti* caracterizaban áreas poco profundas, con sustrato duro, ya fueran arrecifales o litorales. A menudo estaban asociadas a foraminíferos incrustantes y algas rodofíceas. *O. macroporus* y *F. colomi* caracterizaban áreas poco profundas, protegidas, de suelo blando.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado gracias a la financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación, proyecto CGL2009-08371.

Referencias

- HALLOCK, P. 1987. Fluctuations in the trophic resource continuum: A factor in global diversity cycles? *Paleoceanography*, **2** (5), 457-471.
- HOTTINGER, L. 2005. Geometrical constraints in foraminiferal architecture: consequences of changes from planispiral to annular growth. *Studia geologica Polonica*, **124**, 99-115.
- LANGER, M. & HOTTINGER, L. 2000. Biogeography of selected «larger» foraminifera. *Micropaleontology*, **46** (suppl. 1), 105-126.

Foraminíferos de la albufera cuaternaria de Xeraco (Valencia)

Usera, J., Alberola, C., Guillem, J. y Brito, J.M.

Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España.
<juan.usera@uv.es>

Key words: *Quaternary foraminifera, littoral lake, Xeraco, Valencia, Spain*

Introducción

Este trabajo forma parte de una investigación más amplia cuyo objetivo es el conocimiento de las especies de foraminíferos cuaternarios de ambientes restringidos, de registro escaso y mal conocido. Los cambios climáticos, eustáticos y ambientales ocurridos durante el Cuaternario quedan bien reflejados en las variaciones de las asociaciones de foraminíferos de las lagunas litorales. En la costa valenciana el desarrollo de un gran número de estas lagunas litorales ha permitido la conservación, en algunos casos de manera excepcional, de buena parte del registro geológico de este periodo.

El Pleistoceno inferior está escasamente representado en la Comunidad Valenciana. El Pleistoceno medio de Xàbia (estadios isotópicos marinos 9 a 6) se registran unos depósitos subsuperficiales que indican dos pulsaciones positivas marinas que alternan con fases de sedimentación continental. El Pleistoceno superior (estadios isotópicos 5 a 2) se identifica bien en todos los sectores. El interglaciar Eemiense corresponde a un nivel alto del mar del que se conservan depósitos en facies litorales en las costas bajas y dunas adosadas a los acantilados. Los estadios 4, 3 y 2 son generalmente regresivos con dominio de facies de tipo continental, palustre o eólica, con alguna pulsación positiva.

El litoral actual se configura durante el Holoceno. El máximo Flandriense en las costas valencianas se sitúa alrededor de los 6.000 años AP, momento en el que el mar invade un espacio continental previamente emergido. En algunos casos se han identificado playas relictas en zonas donde la línea de costa se situó varios kilómetros hacia el interior de la posición actual, como en la marjal de Oliva-Pego. En Moraira, Xàbia o Peñíscola, la variación no parece haber sido tan importante.

En el Holoceno superior se forman las restingas que cierran las albuferas actuales, que en algunos casos se adosan a las pleistocenas.

El presente trabajo se centra en las lagunas litorales de la albufera cuaternaria de Xeraco sobre cuya evolución ambiental ya se ha publicado un primer estudio (GARCÍA-BLÁZQUEZ *et al.*, 2008).

Materiales y métodos

Se llevó a cabo un sondeo por rotación en una zona próxima del litoral de Xeraco emplazado en el término de Els Borrons, encima de una de las restingas que se conservan en la actualidad (coordenadas: 39° 02' 49" N; 000° 11' 51" O). Se perforaron una total de 60 m lineales en maniobras sucesivas de 3 m. Dado que este procedimiento produce con frecuencia la contaminación exterior por revesti-

miento de materiales procedentes de los niveles superiores, a las muestras les fue eliminado un centímetro de superficie perimetral. Con posterioridad al estudio estratigráfico se procedió al muestreo del testigo, tomando muestras de 50 g aproximadamente, especialmente en aquellos niveles que mostraban, por su litología mas fina, ambientes de tipo lacustre o palustre. El total de muestras analizadas fue de 167.

Asimismo, se ha podido determinar la edad por radiometría (^{14}C) en distintos niveles del sondeo: 28,7 m: $> 46.917 \pm 550$ años AP; 18,3 m: 45.240 ± 500 años AP; 16,5 m: 14.760 ± 130 años AP; 13,9 m: 10.500 ± 121 años AP; 12 m: 5.714 ± 125 años AP; 7,5 m: 2.240-2.000 años cal AP; 3 m: 1.870-1.690 años cal AP.

Contenido paleontológico de foraminíferos

Se han podido determinar 91 especies de foraminíferos en las muestras del sondeo. El total de especies recuperadas pueden definirse dos conjuntos. El primero está constituido por aquellas especies típicas de ambientes lagunares restringidos y capaces de vivir en aguas salobres. En Xeraco destacan especialmente *Ammonia tepida* (Cushman, 1926), *Elphidium excavatum* (Terquem, 1875) y *Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840); también se han recuperado del sondeo, especies como *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen & Earland, 1913), *Criboelphidium incertum* Williamson, 1858, *Miliolinella eburnea* (d'Orbigny) o *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez, 1935). Estas especies se han recuperado también en otras lagunas existentes o relictas, particularmente en sus niveles superiores, como Oliva-Pego, Santa Pola, Torreblanca, Xàbia, o la propia Albufera de Valencia (USERA, 2003). El segundo está integrado por especies de ambientes costeros sujetos a un menor grado de restricción y con salinidades las normales. Son relativamente frecuentes en especies como *Bolivina earlandi* Parr, 1950, *Brizalina striatula* (Cushman, 1922), *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll, 1798), *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803), *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny, 1826, *Pseudotriloculina rotunda* (Schlumberger, 1893), *Quinqueloculina boschiana* d'Orbigny, 1839, *Quinqueloculina disparilis* d'Orbigny, 1826, *Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826, *Siphonaperta agglutinans* (d'Orbigny, 1839) o *Triloculina trigonula* (Lamarck, 1804).

Las oscilaciones climáticas y las variaciones eustáticas acaecidas durante el Pleistoceno superior y principios del Holoceno han quedado registradas en los cambios de las asociaciones de foraminíferos a lo largo del sondeo de Xeraco. En episodios fríos (eventos Heinrich), con mínimos eustáticos y condiciones muy restringidas en la laguna, sólo se encuentran presentes especies del primer grupo, sobre todo *A. tepida*, *E. excavatum* y *H. germanica*. La diversidad es muy baja como corroboran los distintos índices empleadas para estimarla (α de Fisher inferior a 1, H' de Shannon por debajo de 1,5, etc.). Por el contrario, durante los episodios cálidos (eventos Bölling-Allerød), con máximos del nivel del mar, además de las especies lagunares se registran muchas otras del segundo grupo (*B. earlandi*, *B. striatula*, *R. globularis*, *T. trigonula* o *Quinqueloculina* spp. entre otras) que indican claramente condiciones más abiertas y salinidades más cercanas a los valores normales de aguas marinas. Los índices de diversidad dan valores nítidamente más altos (α de Fisher de 2 a 10 o más y H' de Shannon entre 2 y 5).

Conclusiones

El contenido micropaleontológico obtenido a partir de la prospección Xeraco 02, ha proporcionado un conjunto de especies de ambientes restringidos que pueden asimilarse a los de otras zonas del litoral de la Comunidad Valenciana, en especial a los niveles superiores de distintas lagunas actuales o relictas. Las variaciones ambientales que han tenido lugar durante el Pleistoceno superior y principios del Holoceno han quedado reflejadas en las asociaciones de foraminíferos, tanto en su composición como en su riqueza y diversidad, mostrando valores altos en los momentos de máximos del nivel del mar y ambientes cálidos (eventos Bölling-Allerød), y mínimos en los procesos de enfriamiento (eventos Heinrich) ligados a glaciario.

Agradecimientos

Es una contribución al Proyecto CGL2009-12229 (subprograma BOS) del MICINN.

Referencias

- GARCÍA-BLÁZQUEZ, A.M., GOY, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C.J., USERA, J., YLL, R., LUQUE, L. CABERO, A. & BARDAJÍ, T. 2008. Cold-warm spells peaking the last ~100 Ka at Xeraco lagoon (Western Mediterranean, Spain). *Quaternary Land-Ocean interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses. Fifth IGCP 495 Meeting*, 48-49.
- USERA, J. 2003. Guillermo Colom y los estudios de foraminíferos de cuencas parásicas y atávicas. In: *Guillem Colom Casanovas, naturalista i geòleg: pioner i mestre de la micropaleontologia espanyola* (ed. GUILLEM, M.). Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca, 33-55.

Arquitectura, edad y paleobiogeografía del género *Taberina* (Foraminifera)

Vicedo, V.¹, Serra-Kiel, J.² y Caus, E.³

¹ Museu de Ciències Naturals de Barcelona (Paleontologia). Passeig Picasso, s/n. E-08003 Barcelona. España. <vicent.vicedo@gmail.com>

² Depto. de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas. Universitat de Barcelona. c/ Martí i Franquès, s/n. E-08028 Barcelona. España

³ Dept. de Geologia (Unitat de Paleontologia). Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C. Campus Bellaterra. E-08193 Cerdanyola del Vallès (Barcelona). España

Key words: *Larger foraminifera, American palaeobioprovince, shell architecture, Paleocene*

Introducción

La especie tipo del género *Taberina* (macroforaminífero), *T. cubana*, fue originalmente descrita por Keijzer en 1945 procedente de materiales paleocenos de Cuba (paleobioprovincia caribeña/americana). La descripción original era muy breve y faltaba una descripción detallada de las características internas de la concha. Además, había pocos especímenes figurados, hecho que no ha permitido en estudios posteriores la clarificación de su arquitectura (morfología y estructura interna).

Por eso, desde la descripción de *T. cubana*, muchos autores han figurado diferentes morfotipos procedentes de áreas paleogeográficas muy separadas (Tethys americano y Tethys mediterráneo) y de diferentes edades (del Cretácico y Terciario) bajo el mismo nombre genérico, *Taberina* (ver HENSON, 1948 y 1950), disminuyendo así el valor biostratigráfico del taxón.

Un nuevo material del Paleoceno procedente de México ha librado especímenes bien conservados de *Taberina cubana*, lo que ha permitido una revisión detallada de su arquitectura y aportar nuevos datos de su edad y distribución paleobiogeográfica.

Arquitectura del género *Taberina*

El género se caracteriza por tener concha porcelanada y dimorfismo generacional acusado, con formas macroesféricas que presentan un diámetro ecuatorial máximo de 2,5 mm en estado adulto y formas microesféricas que pueden llegar a alcanzar más de 3,5 mm. El crecimiento es plano-espiral involuto, pudiendo desenrollarse y pasar a ser uniseriado en estadios avanzados de la ontogenia. Las cámaras están subdivididas con una estructura interna compleja basada en pilares, gruesos y de morfología irregular, y tabiques. Los tabiques se disponen en la periferia de la cámara y no alternan con las aberturas. El sistema de aberturas es múltiple.

Esta arquitectura se diferencia claramente de otras «taberinas» definidas en materiales de Oriente Medio, como «*T.*» *bingistani* y «*T.*» *daviesi* del Cenoma-

niense y Paleoceno, respectivamente. La identificación a nivel de género de estas especies debe ser estudiada de nuevo en el futuro.

Otros macroforaminíferos encontrados en el mismo intervalo estratigráfico que *T. cubana* son: *Ranikothalia bermudezi*, *Quasiborelis? floridanus*, *Rhabdorites? sp.*, *Praerhapydionina sp.*, *Miscellanea? nassauensis*, *Neomurciella cf. butterlini*, *Raadshoovenia guatemalensis* y numerosos foraminíferos rotaliformes.

Edad y paleobiogeografía

La presencia de *Ranikothalia bermudezi* (Palmer, 1934) permite datar estas muestras como Tanetiense (SBZ-3 de SERRA-KIEL *et al.*, 1998).

Con la revisión de la arquitectura de *T. cubana*, se puede considerar que dicho género es, hoy por hoy, exclusivo de la paleobioprovincia americana/caribeña.

Conclusiones

- Las principales características diagnósticas del género *Taberina* son: 1) pared aporcelanada; 2) crecimiento planiespiral involuto, pudiendo ser uniseriado en el estadio adulto; 3) abertura múltiple; 4) estructura interna basada en pilares y tabiques; 5) ausencia de aberturas periféricas en alternancia con los tabiques.
- Con base en la fauna asociada, se confirma la edad paleocena de *T. cubana*, pudiéndose restringir al Tanetiense (SBZ-3).
- *Taberina* es un género exclusivo del dominio paleobiogeográfico americano/caribeño.

Referencias

- HENSON, F. R. S. 1948. *Larger imperforate foraminifera of south-western Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Meandropsinidae*. British Museum (Natural History), London. 127 pp.
- HENSON, F.R.S. 1950. *Middle Eastern Tertiary Peneroplidae (Foraminifera) with remarks on the phylogeny and taxonomy of the Family*. Ph. D. Thesis, Leiden University, West Yorkshire Printing Co, Wakefield. 70 pp.
- KEIJZER, F. 1945. Outline of the Geology of the Eastern Part of the Province of Oriente, Cuba with notes on the geology of other parts of the island. Ph. D. Thesis, Utrecht University. *Geographische en Geologische Mededelingen*, 2 (6), 1-239.
- SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRÁNDEZ, C., JAUHRI, A.K., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. & ZAKREVSAYA, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169 (2), 281-299.

Tema monográfico.

Conservación y
Museística

La Tipoteca del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza

Gámez Vintaned, J.A.^{1,2}, Liñán, E.² y Canudo, J.I.²

¹ Depto. de Geología. Facultad de Biològiques. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <gamez@unizar.es>, <jogavin@uv.es>

² Área y Museo de Paleontología-IUCA. Depto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <linan@unizar.es>, <jicanudo@unizar.es>

Key words: *Type specimens, museum, palaeontological heritage, University, Zaragoza*

Introducción histórica

El Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza (MPUZ) se constituyó en 1985 a instancias del Departamento de Cultura y Educación de la Diputación General de Aragón, como herramienta fundamental para la gestión del patrimonio paleontológico aragonés y su difusión nacional e internacional. Este hecho tuvo su antecedente en el convenio suscrito en 1983 entre el Departamento de Cultura y Educación de la Diputación General de Aragón y la Universidad de Zaragoza para la creación de las primeras colecciones. Todo ello en consonancia con las primeras normas legales autonómicas aragonesas –dictadas en 1984 y pioneras en España– para regular la extracción de fósiles y su depósito en las pertinentes instituciones; a la sazón, el MPUZ.

El MPUZ se estableció en las nuevas instalaciones de la Sección de Ciencias Geológicas en el campus de San Francisco, que fueron dotadas con una sala de



Figura 1. Vista del interior de la sala «Lucas Mallada», sita en el edificio C (Geológicas) de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza en su campus de San Francisco de Zaragoza.

exposición nombrada como «Lucas Mallada» (Fig. 1), un taller de fotografía, biblioteca, talleres de restauración, de investigación y almacenes, así como locales comunes con la Sección para el desarrollo de todo tipo de actividades culturales. Las instalaciones fueron entregadas por el Ministerio de Educación y Ciencia a la Universidad de Zaragoza en mayo de 1985. Desde entonces, los magníficos materiales –que desde el s. xix se venían depositando en otros museos– tuvieron las condiciones de conservación necesarias para que pudieran ser también depositados en Aragón, e incluso para que muchos otros retornaran mediante donaciones.

El MPUZ es el continuador de uno de los museos universitarios españoles más antiguos, pues no en vano es heredero del Gabinete de Historia Natural de la Universidad de Zaragoza, de 1881, y del Museo de Historia Natural de la misma, que data de 1902.

La conservación e inventario de los fondos: la Tipoteca

El MPUZ cuenta con unos doscientos mil especímenes paleontológicos divididos en fondos de vertebrados, invertebrados, paleobotánica, micropaleontología y fondos históricos. Solamente aquellos materiales documentados, ya sea en revistas científicas, monografías o en catálogos de exposiciones, pasan a formar parte de la Tipoteca. Esta es, pues, la colección de especímenes publicados (estudiados y, habitualmente, figurados), que incluye los tan valorados ejemplares tipo. Cada ejemplar de la Tipoteca cuenta con una ficha de inventario individual. Son entonces gestionados por el conservador del museo y guardados en armarios de seguridad.

Los resultados se usan didácticamente para poner en valor los yacimientos paleontológicos aragoneses, si bien al MPUZ y su Tipoteca llegan materiales de todas las partes del mundo.

El resto de los fondos del MPUZ son inicialmente gestionados –mientras dura su estudio– por los investigadores responsables de las respectivas actuaciones paleontológicas, lideradas desde el Área y Museo de Paleontología de la Universidad de Zaragoza y desde otras instituciones españolas y extranjeras. En la Universidad de Zaragoza se estudia casi toda la escala geológica y los grupos paleontológicos más importantes: desde los primitivos fósiles precámbricos hasta los mamíferos cuaternarios.

El tratamiento de los materiales que componen la Tipoteca sigue una metodología adecuada para su necesaria catalogación, inventario y puesta en valor. Desde el momento de la refundación del MPUZ, en 1985, se ha venido realizando una rigurosa catalogación informática de los ejemplares de acuerdo con una normativa. Para ello se diseñó una base de datos en soporte FileMaker Pro®, multiplataforma, que ha ido siendo modificada sucesivamente para adecuarse a los nuevos tiempos y necesidades.

La catalogación de cada ejemplar comprende cerca de 70 campos de información, cuya presentación de entrada de datos se muestra en la figura 2. Los campos son cumplimentados de acuerdo con la información proporcionada en la publicación de referencia y cotejada, a su vez, por el técnico con el material en mano. La ficha tipo contempla tres secciones (conjuntos de campos):

- Una primera con la información de tipo sistemático general, administrativa y las siglas del ejemplar.
- Una segunda con la información sistemática genérica y específica, la descripción del fósil y los datos relativos a la publicación científica donde el ejemplar ha sido descrito. (En los casos de ejemplares que han sido objeto de más de una publicación, los datos de estas se recogen en una presentación separada de la ficha de entrada de datos).
- Una tercera con los datos sobre la lito y bioestratigrafía de su yacimiento, así como información sobre la localización geográfica y geológica de este.

Posteriormente, el material es cuidadosamente preparado y guardado en lotes dentro de armarios blindados e ignífugos (Fig. 3). Cada lote de material corresponde a una publicación científica, que se identifica mediante su número de publicación (un número correlativo asignado para uso interno) y una breve indicación de su autoría.

La base de datos de la Tipoteca está preparada para su consulta *online*, con diferentes niveles de acceso en función de la vinculación institucional del usuario. Una particularidad de esta base de datos es que brinda al investigador la posibilidad de añadir datos y corregir errores, estando automatizada para enviar al técnico de la Tipoteca los registros modificados mediante un solo clic.

Figura 2. Ficha tipo de la base de datos en soporte FileMaker Pro®, multiplataforma, de la Tipoteca del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza.



Figura 3. Armarios blindados ignífugos en la Tipoteca del MPUZ.

Los fondos catalogados en la Tipoteca ascienden a más de 20.000 ejemplares, correspondientes a 20 filos y 57 clases; el número de holotipos (ejemplares tipo de nuevas especies) conservados era en 2009 de 131 (0,70 %) y el de paratipos de 783 (4,2 %), con una media de entrada anual de 1.000 ejemplares. Para el correcto inventario y la adecuada conservación de tales cifras de materiales se requiere un personal especializado contratado del que, por diversas circunstancias, actualmente el MPUZ carece.

La Tipoteca es visitada por numerosos investigadores internacionales y contiene una de las mejores colecciones de fósiles primitivos (precámbricos), de trilobites cámbricos y ordovícicos, braquiópodos ordovícicos, plantas paleozoicas y mesozoicas, dinosaurios cretácicos, moluscos jurásicos y protozoos y mamíferos cenozoicos.

Conclusiones

Durante estos 27 años de andadura renovada del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza, muchos han sido los logros: se ha investigado, conservado, catalogado y puesto en valor científico y educativo uno de los más importantes patrimonios paleontológicos que existe en España, con el rigor y austeridad que caracteriza a toda institución universitaria.

En definitiva, poco después de cumplir sus bodas de plata, el MPUZ constituye hoy, por sus características y su trayectoria, la piedra angular en la gestión integral del grueso del patrimonio paleontológico aragonés, así como un importante centro de proyección internacional en el campo de la educación, la investigación, la conservación y el desarrollo social (E+I+C+D) aplicados sobre este patrimonio que es natural, histórico y científico. Dentro de su organigrama, la Tipoteca es, sin duda, la joya del Museo.

La «colección del Triásico» del MGUV en plataforma Wiki

Márquez-Aliaga, A.¹, García-Forner, A.² y González-Pardos, M.¹

¹ Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva (ICBiBE) y Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <ana.marquez@uv.es>

² Museo de Geología y Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <anna.garcia@uv.es>

Key words: *Triassic, Natural History Collections, Museum of Geology, databases, MediaWiki*

Introducción

Las colecciones científicas depositadas en centros de investigación o museos son una representación de los componentes de la biodiversidad. La política actual es ver estas colecciones como un banco de datos, conceptualmente similar a las bibliotecas o centros de documentación. Para la utilización de la información depositada en las colecciones científicas no sólo es importante saber cómo y dónde muestrear, qué colectar o cómo obtenerlo, sino también cómo prepararlo, conservarlo, mantenerlo, organizarlo, integrarlo y sistematizarlo. No es posible establecer una línea base de información de la diversidad de la vida sin el inventario y clasificación de los organismos sobre los diversos ecosistemas (FUNK, 1989).

La forma de acceder físicamente a una colección de esta tipología es solicitar permiso a la entidad y justificar la consulta principalmente con fines de estudio, investigación científica o aplicativa. Normalmente, los conservadores o personal de la colección asisten al solicitante durante su trabajo de comparación o clasificación. Existe un buen grado de cooperación entre conservadores y estudios de ciertos grupos de organismos a nivel mundial, lo cual permite la identificación, clasificación y descubrimiento de nuevas especies. Sin embargo, este grado de cooperación no es posible o muy práctico para usuarios masivos. Este aspecto se está solucionando, en gran medida, mediante la sistematización digital de colecciones aprovechando la tecnología actual e internet, que constituye el objetivo de nuestro trabajo.

Las colecciones del Museo de Geología de la Universitat de València (MGUV)

Desde el reconocimiento del MGUV en 1996 como museo universitario, viene siendo uno de los objetivos prioritarios la gestión de las colecciones en todos sus ámbitos (GARCÍA-FORNER, 1999, 2002). Dentro de este concepto, la informatización de las colecciones ha supuesto un reto, dado que hasta la fecha no hay un modelo consensado de base de datos para este tipo de colecciones y al mismo tiempo un gran avance por la amplitud de posibilidades que nos ofrecen las nuevas tecnologías. En este sentido, en el MGUV creamos, desde el principio, una base de datos acorde con los diferentes fondos que se custodian y que ha ido evolucionando, ampliándose y adecuándose, tanto por la disponibilidad de medios informáticos (*hardware* y *software*), como por la información a gestionar y el incremento de los fondos.

La gestión de los fondos del museo implica, entre otros aspectos, tanto la conservación como su difusión y disponibilidad para la comunidad científica. Estas acciones en muchas ocasiones se contraponen, ya que la integridad de un material puede verse comprometida por su manipulación, y, por otro lado, el valor de un material científico vendrá dado por la información que pueda aportar y para ello se hace necesario su estudio.

Por todo ello, y gracias a las nuevas tecnologías, hemos puesto en marcha un proyecto (GONZÁLEZ-PARDOS *et al.*, 2011) que permite tanto la digitalización de los fondos como la puesta a disposición de los mismos a través de la creación de una base de datos virtual. Para ello, hemos seleccionado, como punto de inicio del proyecto, los ejemplares que componen la «colección del Triásico» que forma parte de los fondos científicos del MGUV. Su digitalización se está llevando a cabo desde el año 2010, a través de la implementación de una infraestructura *online* de gestión de datos, de tal manera que un usuario pueda consultar e interactuar con los contenidos de la misma.

En este trabajo presentamos la ejecución de la primera fase del proyecto, que comprende los macrofósiles –la mayoría bivalvos– del sistema Ibérico (Tab. I).

Tabla I. Localidades de procedencia de los materiales macropaleontológicos incluidos actualmente en la «colección del Triásico del MGUV».

Sistema Ibérico	Soria	Fuentecaliente de Medina
	Guadalajara	Riba de Santiuste , Tordelrábano, Sienes, Renales
	Cuenca	Henarejos, Moya, Honrubia
	Castellón	Desierto de las Palmas
	Teruel	Sierra Gorda, Alcalá de la Selva, Libros, Calanda («pp-Col. Anadón»), Royuela («pp-Col. Hinkelbein»), Monte Agudo del Castillo, El Paraíso, La Contienda
	Valencia	Serra, Bugarra, Requena, Cortes de Pallás, Chelva, Monserrat, Macastre, Jarafuel, Tossal Negre, Jalance

Metodología

El proceso de transición a la versión digitalizada del MGUV comprende dos tareas diferenciadas: 1) una tarea de investigación y recopilación de datos, y 2) otra de adecuación y creación de soluciones informáticas (una infraestructura TIC) para poder automatizar la primera. Tras la entrada de datos del ejemplar y su informatización en la *database* del MGUV, se procede a la migración de los registros correspondientes a su versión virtual. Este nuevo sistema de gestión virtual está concebido como un sitio web de consulta, pero también ha sido pensada como una *Media-Wiki*, de manera que se convierta en un espacio de trabajo donde cada ficha o página pueda ser editada por múltiples autores a través del navegador web. A diferencia de las *Wikipedia* (enciclopedia libre), el acceso a la información y edición de contenidos no es totalmente libre sino que se encuentra moderado por los responsables de la colección (conservadora y especialista), para lo cual se han establecido una serie de niveles o privilegios de acceso, que además permiten sesiones de trabajo colectivas y privadas.

Conclusiones

La «colección del Triásico» del MGUV se considera de gran valor científico por la gran escasez de registro fósil en este periodo. Gracias a las nuevas tecnologías, es ya posible un acceso *online* para muy diverso público, fundamentalmente aquellos especialistas que pueden contrastar opiniones y aportar información que incrementará el conocimiento y valor científico de la colección.

La dirección para el acceso a la *wiki* del MGUV es: <http://biotechvana.uv.es/mguv>

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos CGL2011-24408 del MECD y PPC2011/046 de la Generalitat de València.

Referencias

- FUNK, V.A. 1989. Rationale for expanding and maintaining collections. *ASC Newsletter*, **17** (2), 17-18.
- GARCÍA-FORNER, A. 1999. El Museo del Departamento de Geología. In: *Los Tesoros de la Universitat de València*. Publicaciones de la Universitat de València, Valencia, 271-282.
- GARCÍA-FORNER, A. 2002. De material obsoleto a pieza de Museo. Los Instrumentos científicos del Museo de Geología de la Universitat de València. In: *Abriendo las cajas negras: Colección de instrumentos científicos de la Universitat de València*. Publicaciones de la Universitat de València, Valencia, 205-216.
- GONZÁLEZ-PARDOS, M., GARCÍA-FORNER, A. & MÁRQUEZ-ALIAGA, A. 2011. El museo de Geología de la Universitat de València, implementación de un sistema automatizado de gestión editorial y red científica en la *wiki*: modelización de la «Colección del Triásico». In: *XXVII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y simposios de los proyectos PICG 587 y 596. Sabadell, 5-8 de Octubre de 2011* (eds. MARIGÓ, J., PÉREZ DE LOS RÍOS, M., MINWER-BARAKAT, R., DE MIGUEL, D. & BOLET, A.). Paleontología i Evolució, Memòria Especial, 5, Institut Català de Paleontologia «Miquel Crusafont», Sabadell, 185-188.

La colección de fósiles del Museo de Ciencias Naturales de Tenerife: un excepcional patrimonio paleontológico de la región macaronésica

Martín González, E.

Depto. de Paleontología y Geología. Museo de Ciencias Naturales de Tenerife. Organismo Autónomo de Museos y Centros. c/ Fuente Morales, n.º 1. E-38003 Santa Cruz de Tenerife. Canarias. España.
<mmartin@museosdetenerife.org>

Key words: *Fossils, Macaronesia, conservation, collections, museum*

Introducción

La colección paleontológica del Museo de Ciencias Naturales de Tenerife (TFMCFO), creado en 1951, tiene su origen en los fondos procedentes del Museo Villa Benítez y del Gabinete Científico. En 1874, el erudito tinerfeño Anselmo J. Benítez fundó un museo, con el objeto de mostrar sus colecciones de minerales, fósiles, conchas de invertebrados, grabados, objetos artísticos y restos arqueológicos. Posteriormente, en 1877 se creó el Gabinete Científico, por iniciativa del historiador y médico Juan Bethencourt Alfonso, como una institución para desarrollar los conocimientos sobre la antropología y arqueología de las islas occidentales de Canarias, incluyendo fósiles de diferente procedencia. Estas colecciones, junto con otras, constituyeron la base de los fondos museísticos del Museo Insular de Ciencias Naturales.

Esta colección se ha ido incrementando en los últimos 40 años a través de numerosas expediciones del personal investigador del Museo, no solo a otras islas del Archipiélago Canario, sino al resto de archipiélagos de la Macaronesia, así como al norte de África (MARTÍN-GONZÁLEZ & GARCÍA-TALAVERA, 2010). El resultado de esta intensa labor de campo es la amplia colección de fósiles, vertebrados e invertebrados, de todos los archipiélagos de la Macaronesia (Azores, Madeira, Salvajes, Canarias y Cabo Verde), que constituye un excepcional patrimonio científico de la evolución de la historia de la vida en esta región biogeográfica, desde el Mesozoico hasta el Cuaternario.

La colección TFMCF

La Colección de TFMCF alberga un número aproximado de 32.500 especímenes, de los cuales casi 23.000 han sido colectados en los archipiélagos macaronésicos. De estos, se ha inventariado un 95 %, que corresponde a 4.070 registros, la mayoría perteneciente a moluscos marinos (gasterópodos y bivalvos) y vertebrados endémicos de las islas.

Por cuestiones de logística y oportunidad, la mayor parte de la colección está constituida por fósiles de Canarias (89 %), seguido de Cabo Verde, Azores, Salvajes y Madeira. La mayoría de los fósiles marinos pertenecen al Mioceno, Plioceno y Pleistoceno Superior, que son las épocas con mejores afloramientos en todos los archipiélagos macaronésicos. No obstante, en algunas islas, como es

el caso de Fuerteventura (Canarias) o Maio (Cabo Verde) (ROBERTSON & BERNOULLI, 1982), existen depósitos de sedimentos de fondo oceánico de edad mesozoica que contienen algas microscópicas, foraminíferos y amonites. En la colección TFMCF0 se encuentran réplicas de los ejemplares de *Neocomites* sp. y *Partchiceras* sp. procedentes de los yacimientos de Fuerteventura, cuyos originales están depositados en el Museo de Basilea (Suiza).

La colección también contiene numerosos especímenes de yacimientos costeros de enorme interés paleontológico que han sido destruidos por el desarrollo urbanístico del litoral, como es el caso de la terraza de Las Palmas de Gran Canaria. Este yacimiento de edad Mioceno superior constituía, sin lugar a dudas, el mejor ejemplo de esta época en la región macaronésica, tanto por su conservación como por su estratigrafía y contenido paleontológico (ROTHPLETZ & SIMONELLI, 1890). La custodia en el Museo de una amplia representación de los fósiles encontrados en diferentes afloramientos de este yacimiento, así como de otros afectados por el mismo problema, constituye uno de los principales legados patrimoniales de la paleontología canaria.

Otras subcolecciones del TFMCF0 son los gasterópodos terrestres y los icnofósiles de insectos, con más de 3.000 ejemplares. Estos restos proceden de los depósitos dunares neógenos y cuaternarios existentes en Lanzarote, Fuerteventura, Tenerife, Gran Canaria y La Gomera. La extraordinaria cantidad de estos fósiles en los paleosuelos intercalados entre los niveles de arenas (Fig. 1) indican fases de mayor pluviosidad que permitían el desarrollo de la vegetación, y con ella de los organismos citados (CASTILLO *et al.*, 2008).

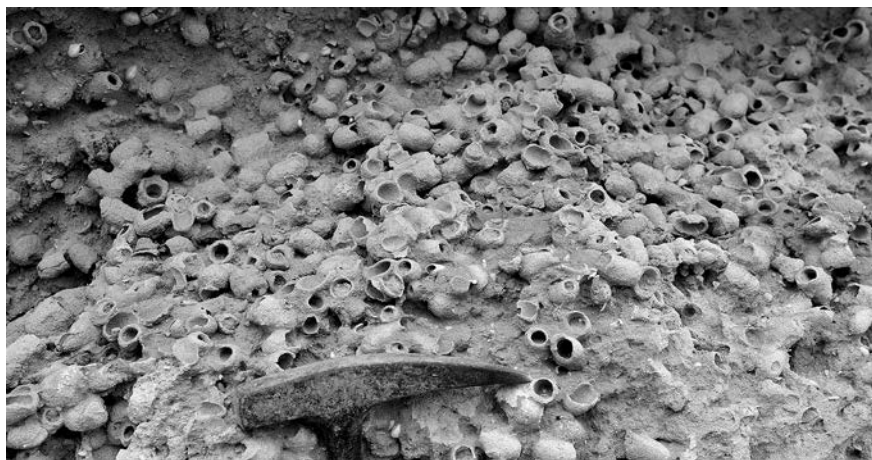


Figura 1. Conchas de gasterópodos terrestres e icnofósiles de insectos en el depósito dunar de Timbaiba (Lanzarote).

La subcolección de vertebrados fósiles, constituida por unos 5.600 restos, tiene una especial relevancia, pues alberga fósiles y subfósiles de varias especies extintas de Canarias. Estos se han hallado fundamentalmente en cavidades vol-

cánicas y calcarenitas de las islas, y han contribuido a la elaboración de numerosos trabajos de investigación.

Almacenamiento

Los ejemplares de estas colecciones se encuentran almacenados en una serie de armarios modulares con gavetas situados en un sótano que reúne las condiciones apropiadas de temperatura y humedad, y libres de vibraciones. Las gavetas están forradas de espuma de polietileno expandido (*cell-air*) que amortiguan los posibles impactos sobre las muestras. Estas, a su vez, están colocadas en bolsas plásticas libres de ácidos y cierre hermético (Fig. 2), acolchadas con espuma de polietileno (*Ethafoam*® o *Volara*®).



Figura 2. Almacenamiento de los fósiles de invertebrados en el almacén de colecciones secas del Museo de Ciencias Naturales de Tenerife.

Los fósiles de vertebrados se encuentran en cajas de metacrilato, los de pequeño tamaño, o en cajas hechas con cartón libres de ácido y colchón de polietileno expandido (Fig. 3).

Conclusión

El principal problema pendiente de la colección TFMCF0 es su inclusión en una base de datos que pueda ser consultada por cualquier persona a través de las redes telemáticas. Hasta este momento se encuentra documentada en archivos *Excel*®, que nos permiten manejar toda la información de forma interna. Sin embargo, nuestra pretensión es poner a disposición de los investigadores el enorme potencial de esta colección que constituye un extraordinario registro de los fósiles marinos y terrestres de los archipiélagos de Canarias, Cabo Verde, Salvajes, Madeira y Azores, desde el Mioceno hasta el Holoceno.

Agradecimientos

Esta comunicación es resultado del Proyecto de investigación CGL2009-12949 del Ministerio de Economía y Competitividad.



Figura 3. Almacenamiento de los fósiles de vertebrados en el almacén de colecciones secas del Museo de Ciencias Naturales de Tenerife.

Referencias

- CASTILLO, C., IBÁÑEZ, M., ALONSO, M.R., QUESADA, M.L., DE LA NUEZ, J., VALIDO, M., CEDRÉS, J., TORRES, T., ORTIZ, J.E. & GARCÍA, C. 2008. Los gasterópodos terrestres del Cuaternario Superior de Gran Canaria (Islas Canarias). *Geo-Temas*, **10**, 1253-1256.
- MARTÍN GONZÁLEZ, E. & GARCÍA-TALAVERA, F. 2010. Las colecciones de fósiles, minerales y rocas del Museo de Ciencias Naturales de Tenerife. *Vieraea*, **38**, 167-170.
- ROBERTSON, A.H.F. & BERNOULLI, D. 1982. Stratigraphy, facies, and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). In: *Geology of the Northwest African Continental Margin* (eds. VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E.), 498-525.
- ROTHPLETZ, A. & SIMONELLI, V. 1890. Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **42**, 677-736.

Implementación del turismo cultural: un nuevo módulo expositivo sobre el registro fósil de Canarias en el Museo de la Naturaleza y el Hombre de Tenerife

Martín-González, E. y Castillo Ruiz, C.

Depto. de Paleontología y Geología. Museo de Ciencias Naturales de Tenerife. Organismo Autónomo de Museos y Centros. c/ Fuente Morales, n.º 1. E-38003 Santa Cruz de Tenerife. Canarias. España. <mmartin@museosdetenerife.org>

Área de Paleontología. Depto. de Biología Animal. Universidad de La Laguna. Avda. Francisco Sánchez, s/n. E-38238 La Laguna (Tenerife). España. <ccruiz@ull.es>

Key words: *Museum, fossil record, exposition*

Introducción

Las investigaciones sobre la relación del patrimonio cultural y el turismo y su integración sostenible están en auge en los últimos tiempos (LOULANSKI & LOULANSKI, 2011; POLLOCK-ELLWAND, 2011). En las regiones como Canarias, donde el sector turístico es la base de su economía, adquiere mayor relevancia la integración de su patrimonio cultural, donde incluimos el registro fósil de Canarias, y el turismo. En este sentido, los museos pueden tener un papel importante en el desarrollo de un turismo cultural, además de constituir un espacio de educación no-formal para la enseñanza y el aprendizaje del patrimonio y su conservación (MARTIN & CUENCA, 2011). En el caso de Canarias, el Museo de la Naturaleza y el Hombre (conformado por el Museo de Ciencias Naturales junto al Arqueológico) se muestra como un elemento ambivalente que puede cumplir estas dos grandes facetas, aunque es necesario adaptar y ampliar los productos culturales ofrecidos, al menos desde el punto de vista paleontológico.



Figura 1. Vitrina central con piezas fósiles relevantes.

Los resultados de la valoración patrimonial del registro fósil de Canarias, fruto de la colaboración de las áreas de Paleontología del Museo de Ciencias Naturales y de la Universidad de La Laguna, hacen posible el desarrollo de un nuevo módulo expositivo que complemente y amplíe los contenidos paleontológicos del Museo de la Naturaleza y el Hombre (MNH en adelante). Los objetivos de esta acción son: 1) difundir los resultados científicos en esta materia y contribuir a la integración sostenible del patrimonio cultural y el turismo; 2) fomentar la cultura en la sociedad canaria a partir del conocimiento de la historia natural del Archipiélago reconstruida a partir de sus fósiles; y 3) concienciar a la sociedad de la importancia de la conservación del patrimonio para el desarrollo del sector turístico de la región.

El ámbito expositivo actual

La colección paleontológica del Museo de la Naturaleza y el Hombre de Tenerife está formada por aproximadamente 32.500 ejemplares de fósiles de diferente procedencia, si bien el 80 % de ellos pertenecen a la región macaronésica: Canarias, Azores, Madeira, Salvajes y Cabo Verde. Constituye, consecuentemente, un excepcional registro de los cambios ocurridos a lo largo de la historia natural de las diferentes islas desde el Mesozoico hasta el Cuaternario.

La enorme importancia de este amplio registro fósil no se ha plasmado suficientemente en el ámbito expositivo del Museo de la Naturaleza y el Hombre, sede de las colecciones de ciencias naturales expuestas. Por el contrario se le ha dado, quizás, mayor relevancia a fósiles muy vistosos y característicos de otras zonas geográficas, como es el caso de los amonoideos de Marruecos (Fig. 1).

Actualmente la sala de paleontología del MNH consta de ocho vitrinas dedicadas a los grandes grupos de fósiles: fósiles vivos, invertebrados marinos y terrestres, peces, anfibios, reptiles, aves, mamíferos y vegetales (Fig 2).



Figura 2. Vitrina con piezas de invertebrados fósiles de diferentes regiones.



Figura 3. Vitrinas y paneles de especies fósiles terrestres de Canarias.

A continuación se encuentran una serie de vitrinas dedicadas a los fósiles de vertebrados de las islas (Fig. 3), terminando con dos vitrinas dedicadas a los yacimientos marinos de las islas y a las dunas. Estos dos tipos de yacimientos son sin duda los de mayor extensión y contenido paleobiológico de las islas, y son a los que menor espacio expositivo se les ha dedicado. El área de paleontología se completa con un panel dedicado al árbol de la vida y la evolución humana, que será el espacio que renovar, dado que en este tema se han experimentado numerosos cambios en estos últimos años y ha quedado totalmente obsoleto.

El ámbito expositivo futuro

En el módulo nuevo, además de los fósiles expuestos, se incluirán los fósiles del Mesozoico y del Oligoceno, y se ampliarán los del Mio-plioceno marino y continental. También será interesante la integración de estos hallazgos en su contexto geológico y en la escala temporal global. Para ello se elaborarán paneles interpretativos de los diferentes yacimientos y los tipos de fósiles más característicos de cada uno de ellos. Dada la limitación que suponen los paneles, como apoyo se dispondrá de un monitor de televisión en el que se irán proyectando imágenes de los afloramientos paleontológicos más característicos de cada una de las islas, con una breve descripción de cada uno.

Se colocarán, asimismo, piezas paleontológicas que indiquen cómo es la disposición de los fósiles in situ. A modo de ejemplo se cuenta con parte del esqueleto y un huevo de una pardela extinta en las islas (*Puffinus holeae*), así como de un bloque de arenisca y clastos volcánicos rodados erosionados y cementados por el mar y con conchas marinas incrustadas. Otras piezas a añadir al área expositiva son las réplicas de los fósiles más antiguos encontradas en Canarias, y que corresponden a especies de amonoides del Jurásico halladas en sedimentos de fondo oceánico que afloran en la costa oeste de Fuerteventura (ROBERTSON & BERNOULLI, 1982).

Conclusión

El amplio y variado registro fósil de Canarias, que abarca desde el Jurásico al Holoceno, su excepcional preservación en territorio volcánico y el avance científico de los últimos años en el conocimiento de este registro fósil, así como la importancia de la puesta en valor del patrimonio en relación con el turismo, justifica la realización de un nuevo módulo expositivo en el Museo de la Naturaleza y el Hombre. Con ello damos a conocer la variedad de tipos de fosilización en el registro fósil canario y, en general, su importancia como bienes patrimoniales culturales y turísticos, y la necesidad de preservarlo para las generaciones futuras como parte de la historia de la vida en las islas.

Agradecimientos

Las fotografías de este trabajo y las que serán incluidas en el nuevo módulo han sido realizadas por el técnico en fotografía científica del MNH Sergio Socorro. Esta comunicación es resultado del Proyecto de investigación CGL2009-12949 del MINECO.

References

- LOULANSKI, T & LOULANSKI, V. 2011. The sustainable integration of cultural heritage and tourism: a meta-study. *Journal of Sustainable Tourism*, **19** (7), 837-862.
- MARTIN, M.J. & CUENCA, M.J. 2011. Heritage Education and Learning in Museums: The Managers' Perspective. *Revista de Psicodidáctica*, **16** (1), 99-122.
- POLLOCK-ELLWAND, N. 2011. Common ground and shared frontiers in heritage conservation and sustainable development: partnerships, policies and perspectives. *International Journal of Sustainable Development and World Ecology*, **18** (3), 236-242. DOI: 10.1080/13504509.2011.
- ROBERTSON, A.H.F. & BERNOULLI, D. 1982. Stratigraphy, facies, and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). In: *Geology of the Northwest African Continental Margin* (eds. VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E.), 498-525.

Los fósiles del Museo Geominero: la gestión de una colección paleontológica histórica

Menéndez, S. y Baeza, E.

Museo Geominero (IGME). c/ Ríos Rosas, n.º 23. E-28003 Madrid. España. <s.menendez@igme.es>, <e.baeza@igme.es>

Key words: *Historical collections, conservation, museography, documentation*

Introducción

El Museo Geominero es un elemento singular dependiente del Instituto Geológico y Minero de España. Entre sus colecciones destaca la presencia de numerosas y valiosas piezas geológicas históricas. El tratamiento y manipulación que han tenido estas colecciones a lo largo del tiempo no ha sido siempre el adecuado, ya que se han visto sometidas a graves deterioros desde el punto de vista de la gestión y de la conservación. Hasta que se dio su ubicación definitiva en la sede actual del Museo Geominero, estas ya habían sufrido varios traslados, dado que, desde la creación de la Comisión del Mapa Geológico de España en 1849, la institución cambió en varias ocasiones de edificio. Muchas de las labores de gestión, investigación y conservación de las colecciones que se están llevando a cabo en el museo en la actualidad y desde hace varios años tienen por objeto restablecer en lo posible su integridad.

Documentación y gestión

La documentación (acopiar, ordenar, clasificar, seleccionar, recuperar y difundir), es la herramienta básica para la gestión de cualquier tipo de colección. Vista como conjunto incluye una serie de documentos, empezando por los propios fondos o colecciones del museo, y lo que se genera en torno a ellos. Por tanto, en el proceso documental de los fondos hay una fase previa que es la descripción individualizada de las piezas efectuada a través del inventario. En el caso del Museo Geominero prácticamente no se ha conservado ningún listado, libro de registro o entrada general de los fondos, que pudiera considerarse el denominado inventario. No se tiene constancia de que este haya existido durante buena parte de su historia, recogiendo aisladamente algún libro de registro de entradas.

Es a partir de 1985, al entrar en vigor la Ley 13/85 del Patrimonio Histórico Español, cuando se comienza a realizar el primer inventario actual de los fondos del Museo.

Etiquetado y siglado

Un aspecto básico para la elaboración de este inventario general es el etiquetado y/o siglado de las piezas para su identificación. Este mantiene el control del inventario al vincular la pieza con su fondo documental o datos correspondientes, que a su vez, deben estar depositados en un determinado soporte, ya sea papel, informático, etc. Con el objeto de valorar el estado en el que se encontra-

ba el siglado de cada una de las piezas del museo, se llevó a cabo una revisión exhaustiva de este comprobando en cada ejemplar su número de registro correspondiente. En muchas ocasiones este número había desaparecido o se encontraba en muy mal estado de conservación haciendo muy difícil o imposible el reconocimiento de la pieza por su sigla ya que las técnicas y materiales utilizados para ello no fueron los más adecuados. Un ejemplo muy frecuente de esto han sido las siglas que habían sido escritas con rotuladores indelebles. Por otro lado, también se corroboró la existencia de muchas piezas en las cuales la sigla impresa no cumplía una de las claves en restauración, la reversibilidad. Se habían utilizado productos como el corrector ortográfico, barnices o similares como soporte donde rotular el número, sin utilizar una capa base protectora y reversible. En otras muchas piezas el estado de conservación de las siglas era bastante aceptable. En estos casos se habían utilizado productos más clásicos como la tinta china, o pequeñas etiquetas de papel con el número impreso adheridas al ejemplar. Aunque el paso del tiempo también había actuado sobre algunas de estas siglas, deteriorando su estado por diversas causas, el estado de conservación era mejor que en los casos anteriormente descritos.

Tanto en unas situaciones como en otras, se ha procedido de nuevo a la impresión del número de registro en el ejemplar manteniendo además la sigla antigua. Este proceso de siglado actualmente se realiza siguiendo estrictamente el protocolo de actuación establecido por diversos organismos y entidades (JAMES MUNYER, 1997; ALTEN, 1998; CAPV, 1999; COLLECTIONS TRUST, 2008).

Este básicamente se define como el etiquetado entre dos capas protectoras. Para ello se debe crear un «sándwich» de capas alternas entre las cuales se encuentra el número de sigla. Antes de aplicar la primera capa, la superficie debe haberse limpiado con un pincel suave para eliminar los restos de suciedad y polvo, y nunca utilizar para esto ningún producto líquido, en ningún caso agua. Una vez limpio, se dispone una capa base que servirá para proteger la integridad de la pieza en el caso de que este material deba ser retirado en algún momento. Los productos que se pueden utilizar son variados, pero lo más frecuente es *Mowital® 60 HH* o *Paraloid® B-72*. El protocolo establecido en el museo, respecto a este primer paso, ha ido variando en función de los resultados observados y la naturaleza de los fósiles. Tras la primera capa de protección y una vez seco el producto, se aplica la sigla o una capa soporte de acuarela o témpera blanca sobre la que se rotula el número de inventario. Lo más utilizado para esto es la tinta china negra u otra tinta negra con base de carbón, aplicada mediante plumilla o rotring. Por último y como protección del número se aplica otra capa protectora con el mismo producto utilizado para la base.

Gestión de la información: soporte informático

Para la gestión de la información generada en la elaboración de este inventario se planteó la necesidad del desarrollo de una aplicación informática, inexistente hasta el momento, debido a la cantidad y complejidad que esta presentaba. Dadas las necesidades y tendencias actuales la implementación de un tratamiento que permitiera la gestión integral de los datos permitiría un rápido y cómodo acceso al conjunto de la información haciendo más ágil el proceso de

la gestión de las colecciones. Esta aplicación se ha ido mejorando y renovando con el avance de las nuevas tecnologías. Inicialmente fue desarrollada en *Clipper* utilizando como gestor de base de datos el programa *DBase III*. El sistema operativo utilizado fue *MS-DOS*. Se rediseñó en 1999 seleccionando un gestor de bases de datos relacionales (*Access 2.0*), además de un nuevo diseño normalizado de la base de datos y nuevas funcionalidades. Y por último, y hasta el momento, este diseño fue trasladado en el año 2002 a una arquitectura cliente-servidor, con *SQL Server* como gestor de base de datos e interfaz creada bajo *Visual Basic 6* (CARROZA *et al.*, 2003).

Referencias

- ALTEN, H. 1998. Numbering Museum Collections. *ICOM Ethnographic Conservation Newsletter*, **17**, 18-21.
- CAPV. 1999. *Decreto 341/1999, de 5 de octubre, sobre las condiciones de traslado, entrega y depósito de los bienes de interés arqueológico y paleontológico descubiertos en el ámbito territorial de la Comunidad Autónoma del País Vasco*.
- CARROZA GARCÍA, J.A., HERNÁNDEZ MANCHADO, J.R. & MENÉNDEZ, S. 2003. Gestión integral de las colecciones del Museo Geominero (IGME). *XIX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Libro Resúmenes*, 47-48.
- COLLECTIONS TRUST. 2008. Labeling and marking museum objects. *SPECTRUM 4.0 Advice*, 1-17.
- JAMES MUNYER, M. 1997. How to... Mark Objects in Museum Collections. PART I: Barrier Coats, Pens, Inks, Paints. *Illinois Association of Museums*, **16**, 1-6.

Gestión documental de las colecciones de micropaleontología: informatización y acceso *online*

Vicedo, V. y Gallemí, J.

Museu de Ciències Naturals de Barcelona (Paleontologia). Passeig Picasso, s/n. E-08003 Barcelona. España.
<vicent.vicedo@gmail.com>

Key words: *Natural History Collections, databases, Micropalaeontology*

Introducción

La gestión rápida y eficaz de la información de las colecciones de CC. NN. ha sido siempre una de las prioridades en las instituciones que las albergan. Con la incorporación de la informática como herramienta de gestión de bases de datos, la discusión se centró tanto en la necesidad de elegir un *software* eficiente para llevar a cabo esta gestión como en la necesidad de definir los llamados «campos» para introducir en ellos de manera correcta y sin confusión la información de cada espécimen (GALLEMÍ *et al.*, 1992; ESTEBAN *et al.*, 1995).

La complejidad intrínseca en el tratamiento de la información de las colecciones de paleontología (con datos biológicos y geológicos), unido a la falta de un consenso (o compromiso) entre grandes instituciones que las albergan por lo que respecta tanto a una eficiente aplicación informática de gestión como a los campos de información concretos donde adscribir los datos, ha desembocado en bases de datos heterogéneas, fragmentadas y, en ocasiones, incompletas.

En los últimos años, además, la autoexigencia de poner a disposición de cualquier ciudadano el contenido de las colecciones vía internet ha puesto de relieve la necesidad de encontrar una aplicación informática que sea no solo rápida y eficaz en la gestión de la información a nivel interno, sino también que lo sea en la «carga» de grandes cantidades de información a un gestor web. Todo ello, a ser posible, sin o con el menor número de intermediarios posibles para reducir al mínimo el tiempo y la cantidad de manipulaciones de dicha información y poder así minimizar la introducción de errores.

En el presente trabajo se pretende explicar el caso de las colecciones de micropaleontología que, debido a sus particularidades, son un paradigma de complejidad en cuanto al volumen de información gestionada. Se discuten, además, las características deseables de la aplicación informática utilizada en todo el proceso de documentación, desde el ingreso del espécimen hasta el posicionamiento *online* de sus datos.

La particularidad de las colecciones de micropaleontología

En la documentación de las colecciones paleontológicas, la información de los especímenes y los campos donde estructurarla han sido ya definidos y discutidos en otras ocasiones (ej. ESTEBAN *et al.*, 1995), teniendo en cuenta también las disposiciones legales al respecto (como el Decreto 35/1992, de desarrollo parcial de la Ley 17/1990 de la Generalitat de Catalunya). Pero, en el caso concreto de

estas colecciones, existen ciertas particularidades que merece la pena tener en cuenta a la hora de diseñar la base de datos:

1) El gran número de ejemplares en una misma muestra. El número de registro debería adjudicarse a la muestra, numerando los diferentes individuos, en caso necesario, con un sufijo (para los casos en los que los microfósiles se pueden separar de los sedimentos que los envuelven).

Acrónimo institución + número de registro + número de ejemplar

Ejemplo: MGB 60325.1

2) La existencia de la dualidad roca y lámina delgada. Cuando los microfósiles se encuentran formando parte de rocas consolidadas se necesita, en la mayoría de los casos, de la realización de láminas delgadas, y estas deben tener su propia numeración.

Así, si se realizan numerosas láminas delgadas de una misma muestra de roca, la numeración podría realizarse de la siguiente manera:

Acrónimo institución + número de registro + Acrónimo lámina delgada + número de lámina delgada

Ejemplo: MGB 60325 LP 01, MGB 60325 LP 02, etc.

De esta manera siempre se tendrá referencia de la roca de la que proceden las láminas delgadas, aun cuando estas se realicen en momentos diferentes.

3) La necesidad, en muchos casos, de tratamiento individualizado de los especímenes que se encuentran en láminas delgadas de rocas. Este punto se podría solucionar añadiendo una numeración para los diferentes individuos de una misma lámina delgada:

Acrónimo institución + número de registro + Acrónimo lámina delgada + número de lámina delgada + número de espécimen

Ejemplo: MGB 60325 LP 01.01, MGB 60325 LP 01.02, etc.

Estructura propuesta para las bases de datos de micropaleontología

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, se propone la siguiente estructura (ver definiciones detalladas de los campos en ESTEBAN *et al.*, 1995):

- Número completo de registro (en campos separados): ACRÓNIMO INSTITUCIÓN, NÚMERO DE REGISTRO, ACRÓNIMO LÁMINA DELGADA, NÚMERO DE EJEMPLAR.
- FECHA DE REGISTRO.
- NÚMERO DE EJEMPLARES (en el caso de unidades de registro).
- NOMBRE DE LA COLECCIÓN.
- OTROS NÚMEROS (como numeración de campo, etc.).
- Datos biológicos: REINO, FILO, CLASE, ORDEN, FAMILIA, GÉNERO, ESPECIE, AUTOR Y AÑO (de la especie). Otros rangos taxonómicos son opcionales (subfilo, subclase, etc.).
- Referencias: RANGO, REFERENCIAS.
- UBICACIÓN (armario, estantería, etc.).
- DESCRIPCIÓN (descripción del espécimen, roca, etc.).
- Datos de localización: LOCALIDAD, COORDENADAS, MUNICIPIO, PROVINCIA, PAÍS.
- Datos geológicos: FORMACIÓN, PERIODO, ÉPOCA, EDAD.

- Datos de ingreso: FORMA DE INGRESO (donación, recolección, etc.), FECHA DE INGRESO, FUENTE DE INGRESO.
- Fechas: FECHA DE RECOLECCIÓN, FECHA DE REGISTRO.

Software apropiado para la documentación: discusión y conclusiones

La elección del programa informático adecuado para la gestión de las bases de datos debe considerar principalmente la rapidez en el tratamiento de la información. Programas que se vuelven excesivamente lentos cuando gestionan bases de datos con gran cantidad de información son desaconsejables.

Además, reducir el tiempo entre la introducción de un nuevo registro en la colección y su publicación *online* es una tarea en la que aún se debe trabajar concienzudamente. Para ello, es recomendable que el *software* usado disponga de una aplicación específica para gestionar el transvase de información desde el ordenador hasta un servidor web.

En el transcurso de los años, las instituciones públicas responsables de gestionar el patrimonio paleontológico han venido utilizando, con mayor o menor satisfacción (desde el punto de vista de su eficiencia y versatilidad), distintas aplicaciones informáticas de tipo comercial (*dBaseIII+*, *Access*, *FileMaker*) o bien especializadas (*DAC*, *MuseumPlus*).

Hoy por hoy, se apuesta por programas comerciales, pues suelen tener garantizada la continuidad en el tiempo (gestionando sin problemas las versiones sucesivas los archivos realizados en versiones anteriores) y son eficientes en cuanto a la versatilidad de gestión y rapidez en el tratamiento de los datos. Actualmente, ya existen programas informáticos con aplicaciones específicas que posibilitan, además, la gestión para su ubicación en internet (ej. *FileMaker Server*).

Referencias

- ESTEBAN, J., GALLEMÍ, J. & MUÑOZ, J. 1995. Propuesta de un sistema de informatización de la gestión de colecciones paleontológicas. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 4, 225-252.
- GALLEMI, J., MUÑOZ, J., MASRIERA, A., FUENTES, M. & DOMÍNGUEZ, M. 1992. Homologación de la ficha básica de inventario para la gestión de colecciones paleontológicas españolas. In: *International Symposium and First World Congress on the preservation and conservation of Natural History collections. Congress Book, Volume 1* (eds. PALACIOS, F., MARTÍNEZ, C. & THOMAS, B.), 301-307.

Tema libre.
Invertebrados

Análisis tafonómico y paleoecológico de las concentraciones de braquiópodos del Jurásico Inferior en el Subbético Oriental (Alicante)

**Baeza-Carratalá, J.F.¹, Giannetti, A.¹, García-Joral, F.²,
Tent-Manclús, J.E.¹ y Corbí, H.¹**

1 Depto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Aptdo. de correos 99. E-03080 Alicante. España. <jf.baeza@ua.es>, <alice.giannetti@ua.es>, <je.tent@ua.es>, <hugo.corbi@ua.es>

2 Depto. de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <fgjoral@geo.ucm.es>

Key words: *Early Jurassic, brachiopods, taphonomy, skeletal concentrations, Betic Cordillera*

En el Jurásico Inferior del Subbético Oriental (Alicante) existen afloramientos singulares de braquiópodos con disposición de tipo «*nesting*» y «*pocket-like*» en torno al límite Sinemuriense superior-Pliensbachiense inferior, similares a depósitos análogos registrados en el Jurásico pre-Domeriense en distintas cuencas del Tethys occidental. La excelente preservación de la braquiofauna registrada en las calizas masivas micríticas y pseudo-oolíticas pertenecientes al miembro intermedio de la Formación Gavilán, faculta su caracterización tafonómica que, junto al análisis sedimentológico de las diferentes concentraciones esqueléticas y la integración de datos morfo-funcionales de diversos taxones, permite deducir su contexto paleoambiental y deposicional.

Se han identificado dos comunidades de braquiópodos (Pr-com y Se-com), la primera dominada por *Praesphaeroidothyris cisnerosi* y *Calcirhynchia plicatissima* (93 %), siendo *Gibbirhynchia curviceps* y *Securina plicata* también significativos, y la segunda, con mayor diversidad taxonómica (> 20 especies), representando un acmé del género *Securina* y *Prionorhynchia regia*, registrándose también notables endemismos (e.g.: *Cincta peiroi*, *Alebusirhynchia jorali*), además de la única presencia de zeilléridos costulados.

De la tafocaracterización de los afloramientos resultan tres tipos de concentraciones esqueléticas (SkC, *sensu* KIDWELL *et al.*, 1986) con sus respectivos atributos (Tab. I).

En SkC B el tamaño medio de los braquiópodos es de 15,8 mm, oscilando entre 9 (juveniles de *C. plicatissima*) y 34 mm (espiriferínidos), con una distribución uni/bi-modal condicionada por la biespecificidad de *C. plicatissima* y *P. cisnerosi*; su índice de esfericidad muestra una tendencia hacia la isometría. Por su parte, en la SkC C el tamaño medio es mayor (20,4 mm), dada la coexistencia de *Securina* (23-26 mm) con *P. regia*, muy prolífera (16-18 mm), aunque también hallamos juveniles de *P. regia* (11 mm) junto a *Liospiriferina* sp. (> 40 mm). En ambas concentraciones se deduce, dada la tipología de las colonias de *Securina*, *Lychnothyris*, etc., que la distribución poblacional uni/bi-modal está originada por factores ecológicos que revelan estrategias oportunistas, indicando así que las poblaciones no fueron sometidas a un intenso sorting post mórtem.

Tabla 1. Atributos de las concentraciones esqueléticas diferenciadas. A: Ausente; I: Inusual; E: Escasa; P: Presente; C: Común; D: Dominante; Ab: Abundante; MAb: Muy abundante.

Tafocarácter	SkC A	SkC B	SkC C
Bioerosión	–	C (solo crinoideos)	C (solo crinoideos)
Bioturbación	P	A	–
Corrosión	E	A	A/E
Desarticulación	Ab/MAb	E/C	A/E
Fragmentación	MAb	E/C	A/E
Encrusting/colonización	A	A	A
Estructuras geopetales	C	MC	E/C
Apilamiento por transporte	A/I	C/Ab	A/E
Conservación	Concha	D	D
	Molde interno	A	A
	Molde externo	A	A
Relleno de cemento	–	E/C	C
Relleno de fango	–	E	C
Reorientación	A/I	E	A/E
Sorting	A	A/E	A/E
Stacking/nesting	A/I	E/C	E/C
Winnowing	A	C/Ab	E/C

El análisis de diversidad taxonómica, fauna endémica y caracteres morfo-funcionales en los morfotipos de braquiópodos en SkC B revela formas de estructura interna y externa simples, esféricas y de umbos obliterados o muy recurvados, algunas oportunistas, infiriendo estrategias libero-sésiles o, al menos, que toleran fluctuaciones en la estabilidad del sustrato. Por su parte, el análisis morfo-funcional de SkC C, junto a su mayor diversidad específica, apunta a un medio ligeramente más profundo y una adaptación a sedimentos poco consolidados. Así se deduce de la presencia de terebratulídeos lisos y surcados y de nucleátidos (*S. plicata*, *L. aspasia*) hacia el techo de los afloramientos estudiados, los cuales suelen relacionarse con medios epiocéánicos o hábitats normalmente bajo el nivel de base del oleaje de tormentas. También, la expansión marginofrontal en formas axiniformes y de gran tamaño puede responder a una adaptación a zonas más profundas y con menor energía, para aumentar la eficiencia del lofóforo. Asimismo, la abundancia de morfotipos de foramen minúsculo y umbos muy recurvados se interpreta como formas «rizopedunculadas», capaces de fijarse a pequeños fragmentos durante periodos de baja energía, colonizando así fondos no consolidados. Así, individuos de gran talla y marginofrontalmente expandidos (e.g.: *Securina*) proporcionarían una extensa superficie que actuaría como sustrato duro en una segunda etapa de colonización, en la que se instalarían formas plenipedunculadas, con foramen pseudolabiado y umbo robusto, como *A. jorali* y los zeilléridos costulados, tal y como se registra en SkC B.

Por último, se han definido diferentes tafofacies (sensu SPEYER & BRETT, 1986) para obtener un escenario paleoambiental más preciso:

Tafofacies 1. Compuesta por SkC A y B (frecuentemente indentadas) y Pr-com. SkC A presenta matriz homogénea, alto grado de desarticulación y fragmentación, pero sin orientación preferencial patente; no se observan estructuras sedimentarias relacionadas con corrientes ni *winnowing*. SkC A se interpreta

como una acumulación autóctona resultado de procesos de «*background*» en un medio tranquilo, por debajo del nivel de base del oleaje normal. En estas condiciones, los bioclastos pueden ser periódicamente acumulados por eventos puntuales de tormenta, representados por SkC B, en la cual están mezclados elementos perfectamente preservados debido a un rápido enterramiento y bioclastos que ya habían sufrido cierta alteración tafonómica debido a una mayor permanencia sobre el sustrato.

Taofacies 2. Compuesta por SkC A y C y Se-com. Aquí, SkC A también representa la sedimentación de «*background*». Se observa esporádicamente una laminación paralela muy fina con bioclastos reorientados con valvas con convexidad hacia arriba, resultado de flujos laminares de energía relativamente baja. Esta laminación no es muy abundante debido probablemente a la acción de bioturbadores (colonización de «*softground*»), a la vez responsables del nesting de los bioclastos. SkC C forma bolsadas interpretadas como asociaciones para autóctonas resedimentadas por eventos de tormenta en pequeños surcos en un ambiente normalmente tranquilo. La coexistencia de formas interpretadas como plenipedunculadas y rizopedunculadas apunta a varios estadios de asentamiento, representando las generaciones pioneras el sustrato estable en el que se fijan las formas con pedúnculo funcional. El escaso *winnowing* y la poca desarticulación apuntan a eventos de tormenta de energía relativamente baja. Así, la taofacies 2 indicaría que la energía de tormentas ocasionales y, en general, del medio de depósito, decrece respecto a la taofacies 1.

Referencias

- KIDWELL, S.M., FÜRSICH, F.T. & AIGNER, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaos*, **1**, 228-238.
- SPEYER, S.E. & BRETT, C. 1986. Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. *Palaos*, **1**, 312-327.

El género *Hedstroemina* (Brachiopoda, Articulata) en el Ordovícico Superior de la provincia Mediterránea: sistemática y morfología funcional

Colmenar Lallena, J.

Área de Paleontología. Depto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <colmenar@unizar.es>

Key words: *Rafinesquinidae, Mediterranean Province, Katian*

Introducción

La familia Rafinesquinidae alcanza una gran diversidad en el tránsito Caradoc-Ashgill (Katiense inferior y medio) en la provincia Mediterránea. Uno de los géneros más abundantes y con más interesantes implicaciones paleobiológicas es *Hedstroemina* Bancroft, 1929, por lo que ha sido objeto de estudio en este trabajo.

Paleontología sistemática

Se describen los caracteres comunes y diagnósticos de cada una de las especies encontradas.

Caracteres comunes

Perfil longitudinal cóncavo-convexo, con ambas valvas geniculadas anterolateralmente en dirección dorsal en etapas adultas. Lóbulos del proceso cardinal divergentes anteriormente que sobrepasan en sentido anterior el eje de charnela. Crestas internas de las fosetas dentales rectas, tabulares.

Hedstroemina almadensis Villas, 1995

Ornamentación radial multicostulada, con 7-8 costillas cada 2 mm contadas a 10 mm del umbo en sentido anteromedial, costilla media engrosada presente en ocasiones; ornamentación concéntrica a base de arrugas de desarrollo continuo por todo el disco. Interior ventral con laminas dentales divergentes que en ocasiones se prolongan en sentido anterior en forma de crestas que limitan el campo muscular posterolateralmente. Interior dorsal con lóbulos del proceso cardinal laminares en etapas juveniles y fuertemente engrosados en etapas adultas; dos tercios de dichos lóbulos se sitúan por delante del eje de charnela y las superficies de los mióforos presentan un surco longitudinal y una inclinación muy pronunciada, similar a la de la interárea casi cataclina; crestas internas casi totalmente absorbidas por la plataforma nototirial durante toda la ontogenia; plataforma nototirial y cresta media bien desarrolladas. Septos transmusculares bien desarrollados.

Distribución: Parte alta de los «Bancos Mixtos» (Zona Centroibérica, España), Formación Porto de Santa Ana (Zona Centroibérica, Portugal), Formación Portixeddu (Cerdeña) y Base de la Formación Rosan (Macizo Armoricano, Francia).

Hedstroemina sp. 1

Ornamentación radial parvicostulada, con 4-6 costillas cada 2 mm contadas a 10 mm del umbo en sentido anteromedial, cresta media engrosada no siempre presente; ornamentación concéntrica a base de arrugas de desarrollo variable, unas veces limitadas a los extremos cardinales y otras veces desarrolladas de manera continua por todo el disco. Interior ventral con placas dentales divergentes que limitan posteriormente el campo muscular ventral. Interior dorsal con lóbulos del proceso cardinal laminares durante todo el desarrollo ontogénico; la mitad anterior de dichos lóbulos se sitúa por delante del eje de charnela y la superficie de los mióforos presenta una inclinación superior a la de la interárea anaclina; crestas internas bien diferenciadas en juveniles y casi totalmente absorbidas por la plataforma nototirial en ejemplares adultos; plataforma nototirial y cresta media bien desarrolladas.

Distribución: Formación Glauzy (Montagne Noire, Francia), Formación Cava (Pirineos, España) y Formación Louredo (Zona Centroibérica, Portugal).

Hedstroemina sp. 2

Ornamentación radial multicostulada, con 7-8 costillas cada 2 mm contadas a 10 mm del umbo en sentido anteromedial; ornamentación concéntrica a base de arrugas de desarrollo discontinuo y variable. Interior ventral con laminas dentales divergentes que en ocasiones se prolongan en sentido anterior en forma de crestas que limitan el campo muscular posterolateralmente. Interior dorsal con lóbulos del proceso cardinal laminares en etapas juveniles y engrosados en tapas adultas; dichos lóbulos se disponen muy elevados sobre la superficie interna de la valva y presentan entre ellos una cresta meso-cardinal que soporta el quilidio en etapas juveniles. La mitad anterior de los lóbulos del proceso cardinal se sitúa por delante del eje de charnela, las superficies de los mióforos presentan una inclinación muy superior a la de la interárea anaclina. Crestas internas bien diferenciadas en juveniles y casi totalmente absorbidas por la plataforma nototirial en etapas adultas. Plataforma nototirial reducida y cresta media estrecha.

Distribución: Parte alta de la Formación Rosan (Macizo Armoricano, Francia) y Formación Caliza de Cistideos (Cadenas Ibéricas, España).

Morfología funcional

El perfil cóncavo-convexo, geniculado anteriormente en dirección dorsal en etapas adultas de estos taxones indica un modo de vida semiendobentónico; con la valva ventral convexa parcialmente enterrada en el sustrato, pero siempre con la interárea y la comisura de la concha por encima de la interfase agua/sedimento. Una característica típica de los rafinesquínidos es presentar los dos lóbulos del proceso cardinal extendiéndose parcialmente por delante de la línea de charnela. Los músculos responsables de la apertura de la valva, los diductores, se insertan en los lóbulos del proceso cardinal y siempre deben de quedar por detrás del eje de articulación. De esta manera, al contraerse generan una palanca efectiva que abre la concha. Las dos especies indeterminadas de *Hedstroemina* que se estudian presentan el sistema de articulación habitual en los braquiópodos estróficos, con el eje de articulación coincidiendo con la línea

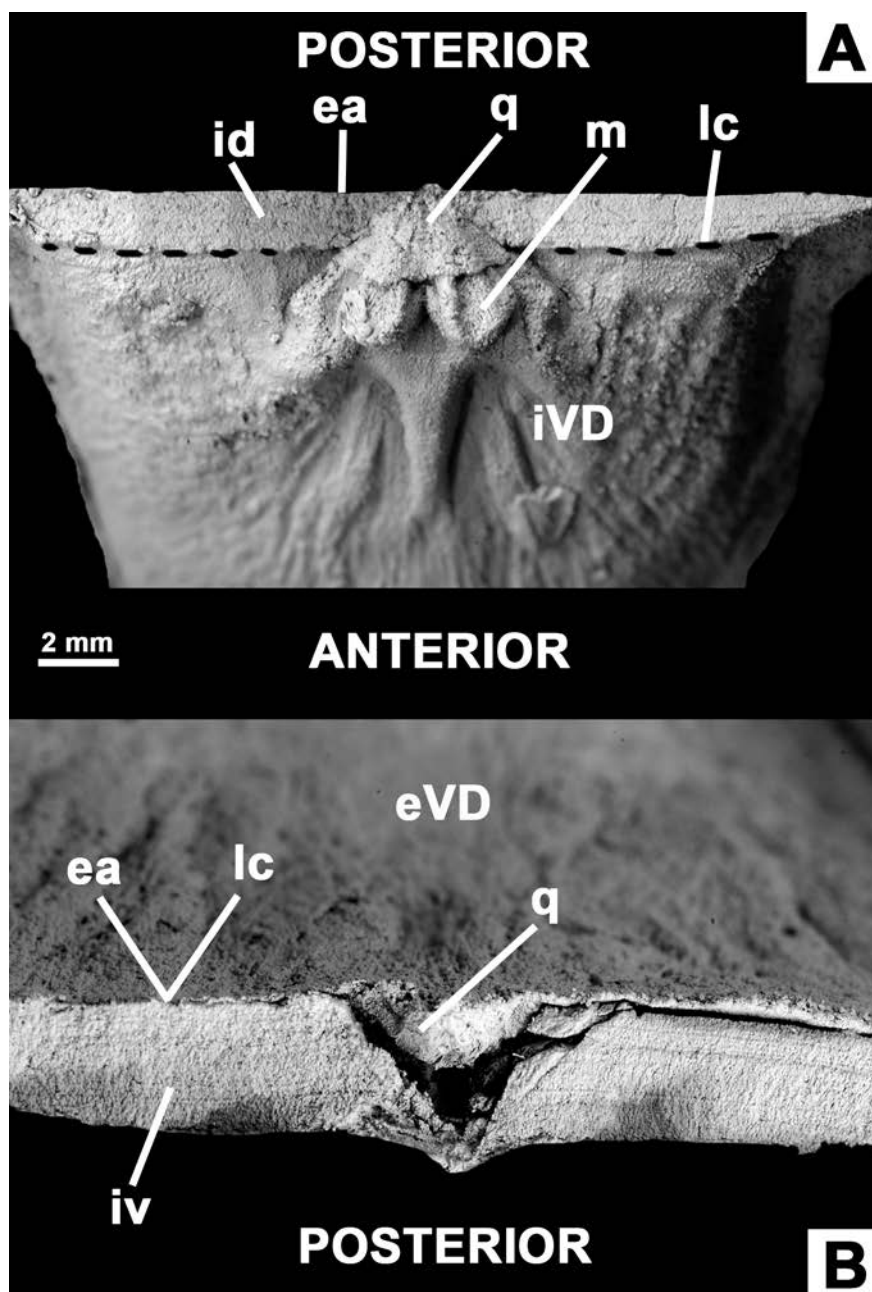


Figura 1. A) Réplica en látex del interior de una valva dorsal de *H. almadenensis*. Holotipo, MPZ 11570 (depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza). B) Réplica en látex del exterior de un ejemplar completo de *H. almadenensis* en vista posterior. (iVD: interior valva dorsal; eVD: exterior valva dorsal; ea: eje de articulación; lc: línea de charnela; id: interárea dorsal; iv: interárea ventral; m: mióforo; q: quilidio).

de charnela. De esta manera las dos interáreas (ventral y dorsal) son visibles en el exterior de la concha. Estos dos taxones poseen una interárea dorsal anaclina y los mióforos del proceso cardinal tienen una inclinación mayor que la interárea. De esta manera la apertura es efectiva. Sin embargo *H. almadenensis* presenta un sistema de articulación muy peculiar y no descrito hasta el momento en el orden Strophomenida. El eje de articulación de la valva ventral coincide con la línea de charnela, como es habitual en el orden, pero el eje de articulación de la valva dorsal se ha desplazado hasta el margen posterior de la interárea dorsal (Fig. 1A, B). Debido a esto, la interárea dorsal casi cataclina, queda incluida dentro de la concha. Esta inclinación y la situación novedosa de la interárea dorsal hacen posible que la inserción de los diductores quede por detrás del eje de articulación de la concha y el sistema de apertura sea efectivo. La ventaja adaptativa más evidente de esta disposición es la mejora de la protección de las terminaciones musculares. Otros grupos consiguieron esta misma ventaja eliminando la interárea dorsal, como algunos conétidos, dentro de los braquiópodos estróficos, así como los no estróficos rinconélidos y terebratulídeos.

Conclusiones

Se han encontrado en la provincia Mediterránea por el momento un total tres especies del género *Hedstroemina*. Una de ellas es una forma ya descrita, *H. almadenensis*, y otras dos son formas nuevas aún por introducir formalmente. Se han analizado las características morfológicas de los taxones estudiados, observándose en *H. almadenensis* un sistema de articulación novedoso, dentro del orden Strophomenida. Este sistema probablemente confería al organismo una mejora en la protección de las partes blandas.

El registro de braquiópodos de la cuenca Lusitánica (Portugal) en relación con el evento de extinción del Toarciense inferior (Jurásico)

Comas-Rengifo, M.J.¹, Duarte, L.V.², García Joral, F.¹ y Goy, A.¹

¹ Depto. de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <mjcomas@geo.ucm.es>, <fgjoral@geo.ucm.es>, <angoy@geo.ucm.es>

² IMAR-CMA y Departamento de Ciências da Terra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade de Coimbra. P-3000-272 Coimbra. Portugal. <lduarte@dct.uc.pt>

Key words: *Brachiopods, Palaeogeography, Evolution, Lower Jurassic, Portugal*

Introducción

El Jurásico Inferior está muy bien representado en la cuenca Lusitánica (CL) por una potente sucesión carbonática marina, con características de perimareales a hemipelágicas. La abundancia de amonoideos y de otros fósiles y la situación privilegiada de la cuenca desde el punto de vista paleobiogeográfico, hacen que su estudio sea reconocido como de gran importancia en las reconstrucciones regionales. (DUARTE, 1997; entre otros). En concreto, las sucesiones faunísticas relacionadas con el evento de

extinción del Toarciense inferior están entre las más completas que se conocen, y permiten un estudio muy detallado del mismo.

Se describe en detalle la distribución de los braquiópodos del Toarciense inferior en el área de Rabaçal-Condeixa, considerada una de las más representativa de la cuenca por la alta diversidad de sus asociaciones, que incluyen tanto las especies características de las áreas más someras de la cuenca como de las más profundas y distales.

Evolución de las asociaciones de braquiópodos

La base del Toarciense en el área de Rabaçal se reconoce en la sección de Fonte Coberta (FC) y en otras secciones parciales al norte de Coimbra (Figs. 1, 2). En las primeras capas existen braquiópodos similares a los encontrados en otras cuen-



Figura1. Situación geográfica de los afloramientos estudiados. Modificado de Duarte et al. (2010).

cas noroeste europeas (especies de *Quadratrirhynchia*, *Gibbirhynchia*, *Lobothyrus* y *Zeilleria*), junto con otros que son más frecuentes en áreas mediterráneas (*Cirpa*, *L. subquadrata*). También aparecen desde la base de la Subzona Mirabilis las especies de la «fauna de *Koninckella*» (*K. liasina*, *N. pygmaea*, *P. deslong-*

champsii) reconocida en varias localidades del sur de Inglaterra, Francia, Marruecos e Italia central.

La mayoría de las especies citadas se distribuyen en toda la Zona Polymorphum, y algunas llegan hasta la base de la Zona Levisoni; en la capa 14 de FC se han recogido *N. pygmaea* y *L. ? undulata* junto con *Eleganticerat*? sp. e *Hildaites* sp. A partir de esta capa los braquiópodos desaparecen, coincidiendo con la sedimentación del Miembro Calizas Nodulosas en Plaquetas de la Formación S. Gião (DUARTE & SOARES, 2002). Esta observación confirma que la extinción se produjo ya iniciado el Biocron Serpentinum (equivalente a la Zona Levisoni).

El Miembro Calizas Nodulosas en Plaquetas tiene una potencia de cerca de nueve metros en FC (bastante mayor que la de toda la Zona Polymorphum), pero probablemente representa un tiempo muy corto de depósito, inferior a una subzona de amonites. En los niveles situados por encima de esta unidad se ha encontrado *S. bouchardi*, que marca el comienzo de la fase de recuperación de la fauna de braquiópodos en todo el Tethys occidental (cf. GARCÍA JORAL *et al.*, 2011; BAEZA-CARRATALÁ *et al.*, 2011). En los últimos niveles de su distribución, *S. bouchardi* está acompañada por *P. jurensis*, *L. ? hispanica*, *H. lusitanica* y *T. nabanciensis*. Las dos últimas especies son exclusivas de la cuenca Lusitánica y tal vez representan el origen de la gran expansión que experimentan a continuación *Homoeorhynchia* y *Telothyris*, que son los géneros más característicos de la bioprovincia Española de braquiópodos (GARCÍA JORAL & GOY, 1984), que se extiende por buena parte del Tethys occidental durante los biocrones Serpentinum y Bifrons. Esta fauna se ha reconocido en la sección de Maria Pares (MP), en continuidad estratigráfica con la sección de FC.

Conclusiones

La sucesión de asociaciones de braquiópodos que se registran en la cuenca Lusitánica permite estudiar con gran detalle el evento de extinción masiva del Toarciense inferior. En los niveles previos al evento se registran especies de amplia distribución geográfica que incluye tanto áreas noroeste europeas como mediterráneas. Los últimos registros de estas especies llegan hasta la base de la Zona Levisoni, lo que permite confirmar que el final del evento de extinción se produjo después del límite entre los biocrones Tenuicostatum y Serpentinum. Tras un breve intervalo sin braquiópodos se produce la recuperación del grupo, marcada como en muchas otras áreas del Tethys occidental por el registro de *S. bouchardi*, al que siguen las especies características de la bioprovincia Española de braquiópodos.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PTDC/CTE-GIX/098968/2008 de la Fundación para la Ciencia y la Tecnología del Gobierno Portugués y CGL2011-25894 del MICINN.

Referencias

- ALMÉRAS, Y., MOUTERDE, R., ELMI, S. & ROCHA, R. 1995. Le genre *Nannirhynchia* (Brachiopoda, Rhynchonellacea, Norellidae) dans le Toarcien portugais. *Palaeontographica, Abteilung A*, **237**, 1-38.
- BAEZA-CARRATALÁ, J.F., GARCÍA JORAL, F. & TENT-MANCLÚS, J.E. 2011. Biostratigraphy and paleobiogeographic affinities of the Jurassic brachiopod assemblages from Sierra Espuña (Maláguide Complex, Internal Betic Zones, Spain). *Journal of Iberian Geology*, **37** (2), 137-151.
- DUARTE, L.V. 1995. *O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética*. Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra, Coimbra. 349 pp.
- DUARTE, L.V. 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **83**, 65-94.
- DUARTE, L.V., SILVA, R.L., OLIVEIRA, L.C.V., COMAS-RENGIFO, M.J. & SILVA, F. 2010. Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon distribution and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geologica Acta*, **8**, 325-340.
- DUARTE, L.V. & SOARES, A. F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **89**, 135-184.
- GARCÍA JORAL, F. & GOY, A. 1984. Características de la fauna de braquiópodos del Toarciense Superior en el Sector Central de la Cordillera Ibérica (Noreste de España). *Estudios geológicos*, **40**, 55-60.
- GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J.J. & GOY, A. 2011. Mass extinction and recovery of the Early Toarcian (Early Jurassic) brachiopods linked to climate change in northern and central Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **302**, 367-380.

Palaeoenvironmental analysis of Eocene coral reefs, San Martí Xic Formation, Orís (SE Ebro basin, Spain)

Mancini, A.

Via Acherusio, 22. Roma. Italia. <alemancini84@yahoo.it>

Key words: *Eocene, cluster reef, high water turbidity, corals, mixed sedimentation, ecological associations*

The Bartonian-Lower Priabonian San Martí Xic Formation in the Vic basin (SE Ebro basin, Spain) includes facies with a peculiar type of hermatypic corals, which lived in extreme environmental conditions with high water turbidity in a deltaic context.

Paleogene hermatypic corals have been traditionally interpreted as living, like their recent counterparts, in conditions of clear, shallow, oligotrophic and high-energy water.

Recent studies have shown Eocene coral reefs in a mixed carbonate-siliciclastic sedimentary context with high water turbidity (WILSON & LOKIER, 2002; LOKIER *et al.*, 2009), as well as recent corals adapted to totally different life conditions (PERRY, 2003).

Major researches on non-oligotrophic-water hermatypic coral have been carried on in Cenozoic sediments and recent marine environment (SANTISTEBAN & TABERNER, 1988; WOOLFE & LARCOMBE, 1998; WILSON & LOKIER, 2002; PERRY, 2003; PERRY & SMITHERS, 2006; SANDERS & BARON-SZABO, 2005; LOKIER *et al.*, 2009; BRANDANO *et al.*, 2010), but so far the organization and evolution of these systems remains obscure.

The stratigraphic record shows that hermatypic corals not necessarily built up high and rapid, vertical bio-constructions (RIEGL & PILLER, 2000). Consequently, the concepts of reef and framework are discussed to take into account Paleogene reefs, showing that corals develop in length, rather than height, in a fine sedimentary matrix of different nature and in a context of relatively high sedimentary rate (SANDERS & BARON-SZABO, 2005).

In the study area (Orís, Vic), the so-far mentioned features are confirmed: corals developed in a mixed carbonate-siliciclastic system, following a well-structured horizontal organization and immersed in a fine sedimentary matrix (marls), consequence of the high water turbidity of the depositional system.

Through six stratigraphic logs, it was possible to reconstruct the geometry and thickness of the sedimentary bodies. The study of the corals and the macro/micro-foraminifers gave clues to interpret the ecology of these reefs.

Lastly, the results allowed the author to elaborate a palaeoenvironmental model, including the ecological associations and the nature of sediment.

The results are a new contribution to understand coral reefs developing in high turbidity water and mixed sedimentation systems at a different bathymetry.

References

- BRANDANO, M., TOMASSETTI, L., BOSELLINI, F. & MAZZUCCHI, A. 2010. Depositional model and paleodepth reconstruction of a coral-rich, mixed siliciclastic-carbonate system: the Burdigalian of Capo Testa (northern Sardinia, Italy). *Facies*, **56**, 433-444.
- LOKIER, S.W., WILSON, M.E.J. & BURTON, L.M. 2009. Marine biota response to clastic influx: A quantitative approach. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **281**, 25-42.
- PERRY, C.T. & SMITHERS, S.G. 2006. Taphonomic signatures of turbid-zone reef development: examples from Paluma Shoals and Luggar Shoal, inshore central Great Barrier Reef, Australia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **242**, 1-20.
- PERRY, C.T. 2003. Coral reefs in a high-latitude, siliciclastic barrier island setting: reef framework and sediment production at Inhaca Island, southern Mozambique. *Coral Reefs*, **22**, 485-497.
- RIEGL, B. & PILLER, W.E. 2000. Reefs and coral carpets in the northern Red Sea as models for organism-environment feedback in coral communities and its reflection in growth fabrics. In: Carbonate platform systems: components and interactions (eds. INSALACO E., SKELTON, P.W. & PALMER, T.J.). *Geological Society of London, Special Publication*, **178**, 71-88.
- SANDERS, D. & BARON-SZABO, R.C. 2005. Scleractinian assemblages under sediment input: their characteristics and relation to the nutrient input concept. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **216**, 139-181.
- SANTISTEBAN, C. & TABERNER, C. 1988. Sedimentary models of siliciclastic deposits and coral reef interactions. In: *Carbonate-Clastic Transitions* (eds. DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H.). Developments in Sedimentology, 42, Elsevier, Amsterdam, 35-76.
- WILSON, M.E.J. & LOKIER, S.W. 2002. Siliciclastic and volcanoclastic influences on equatorial carbonates: insights from the Neogene of Indonesia. *Sedimentology*, **49**, 583-601.
- WOOLFE, K.J. & LARCOMBE, P. 1998. Terrigenous sediment accumulation as a regional control on the distribution of reef carbonates. In: Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans (eds. CAMOIN, G.F. & DAVIES, P.J.). *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **25**, 295-310.

Discusión sobre el género *Geczyceras* Martínez, 1992 (Ammonitina, Hammatoceratinae). Consideraciones taxonómicas, filogenéticas y distribución paleogeográfica

Martínez, G.¹, Ureta, S.¹ y Sandoval, J.²

¹ Depto. y UEI de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.
c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <gemmamar@geo.ucm.es>, <solureta@geo.ucm.es>

² Depto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avda. de Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada.
España. <sandoval@ugr.es>

Key words: *Ammonoidea, Hammatoceratidae, Palaeobiogeography, Upper Toarcian*

Introducción

Geczyceras Martínez, 1992 incluye numerosas especies que eran asignadas al género *Hammatoceras* Hyatt, 1867 (especie tipo: *Ammonites insignis* Schübler in Zienten, 1830: p. 30, l. 15, fig. 2a-c) y que, sin embargo, presentan claras diferencias tales como la línea de sutura, el tipo de enrollamiento y la ornamentación (MARTÍNEZ, 1992: p. 65; MARTÍNEZ, 1996). Por otra parte, desde el punto de vista paleobiogeográfico, tiene una distribución muy amplia en el margen occidental del Tethys y en América (Fig. 1). *Geczyceras* es típico de áreas mediterráneas pero se ha encontrado también en áreas de plataforma del NO de Europa, aunque dicho registro no implica necesariamente que haya habido una colonización efectiva (MARTÍNEZ, 1992: 291; MARTÍNEZ, 1996). RULLEAU *et al.* (2001) crean el género *Crestaites* Rulleau & Elmi (especie tipo: *Hammatoceras meneghini* Bonarelli, 1899, in MENEGHINI 1867-1881: pl. 13, fig. 1) donde se incluyen tres especies consideradas por MARTÍNEZ (1992) como *Geczyceras*: *G. meneghini* (Bonarelli, 1899), *G. victorii* (Bonarelli, 1899) y *G. goyi* Martínez, así como *Hammatoceras tipperi* Seyed-Emami, 1975 que, con posterioridad, KOVÁCS (2009) considera perteneciente al género *Geczyceras*.

Taxonomía

Orden AMMONOIDEA Zittel, 1884

Suborden AMMONITINA Hyatt, 1889

Superfamilia HAMMATOCERATAE Schindewolf, 1964

Familia **Hammatoceratidae** Buckman, 1887

Subfamilia Hammatoceratinae Buckman, 1887

Género *Geczyceras* Martínez, 1992

Especie tipo: *Hammatoceras speciosum* Janensch, 1902 (diagnosis original en JANENSCH, 1902: p. 102; enmendada por MARTÍNEZ, 1992: p. 77).

Geczyceras incluye amonoideos de concha evoluta, sección redondeada en vueltas internas y subovalada comprimida en el resto de la ontogenia, con flancos paralelos o subparalelos. Región umbilical poco profunda. Ornamentación de relieve moderado con tubérculos regulares y costillas sinuosas. Línea de sutura recortada, con L largo de tronco tabular y U desarrollados y retraídos.

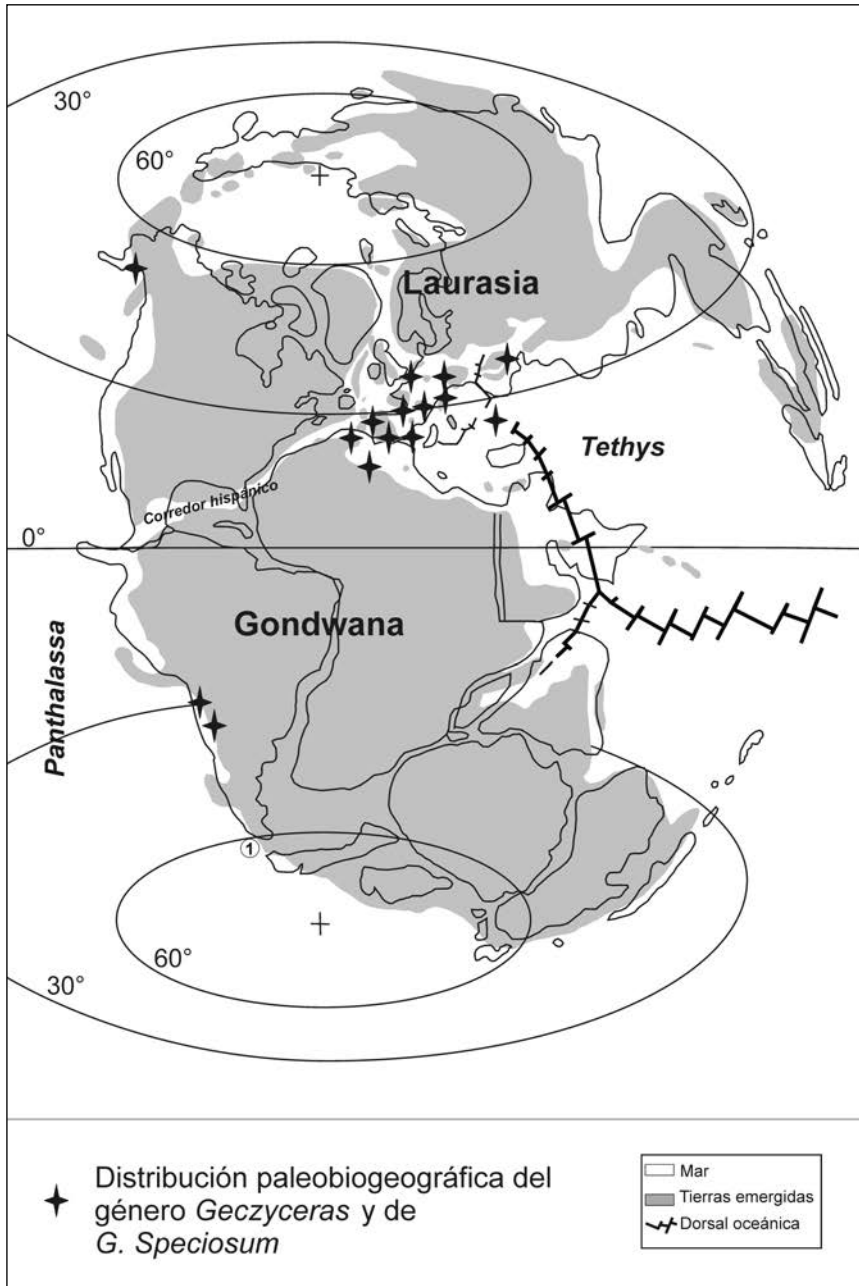


Figura 1. Mapa paleogeográfico (modificado de DERA et al., 2009) con la distribución paleobiogeográfica de *Gecyzceras* Martínez, 1992 y de *G. speciosum* (Janensch, 1902).

El género tiene una distribución estratigráfica que comprende desde la Zona Gradata/Variabilis hasta la Zona Aalensis del Toarciense (Fig. 2), aunque en algu-

TOARCIENSE											AALENIENSE		PISO	
Gradata		Bonarelli		Speciosum		Meneghini		Aalensis			Opalinum		Zonas	
Ge	Al	Me	Fs	Sp	Re	Le	Ps	Ma	Aa	Bu	Op	Co	Subzonas	
														<i>Hammatoceras</i> Hyatt
														<i>Gecyzercas</i> Martínez
Taxón típico de plataforma (también presente en cuenca) Taxones típicos de cuenca (también presentes en plataforma) Distribución probable														<i>Crestaites</i> Rulleau & Elmi

Figura 2. Distribución vertical de los géneros *Geczyeras* Martínez, 1992, *Hammatoceras* Hyatt, 1867 y *Crestaites* Rulleau & Elmi, 2001. Ge: *Gemma*; Al: *Alticarinatus*; Me: *Mediterraneum*; Fl: *Fallaciosum*; Sp: *Speciosum*; Re: *Reynesi*; Le: *Levesquei*; Ps: *Pseudoradiosa*; Ma: *Mactra*; Aa: *Aalensis*; Bu: *Buckmani*; Op: *Opalinum*; Cp: *Comptum*.

nas obras se ha citado hasta el Aalenienso medio. Su origen es incierto, pero podría estar relacionado con algún *Hammatoceratidae* primitivo de áreas del Tethys. Muestra afinidades filogenéticas claras con los primeros *Erycitidae* (*Cagliceras*) (SANDOVAL *et al.*, 2012.) y, por otro lado, a partir de la Zona *Speciosum*/*Dispansum* podría dar lugar a «especies» incluidas en diferentes géneros como *Hammatoceras*, *Bredya*, *Planammatoceras* y *Eudmetoceras* típicos de áreas de plataforma y a *Crestaites*, *Csernyceras* y *Accardia*, que son más comunes en áreas de cuenca (MARTÍNEZ *et al.*, 2010).

Discusión y observaciones

RULLEAU *et al.* (2001) y RULLEAU (2009) propusieron *H. porcurellense* Bonarelli, 1899, figurado en MENEGHINI (1867-81: l. XV, fig. 3) como especie tipo de *Geczyeras*. No obstante, nosotros nos ratificamos en la designación de *G. speciosum* como especie tipo de este género, ya que así fue considerada originalmente y porque sus caracteres morfológicos son los típicos de *Geczyeras*. Se trata de una especie que presenta una distribución amplia a nivel global (MARTÍNEZ, 1992; CRESTA, 1994; RULLEAU, 2009; KOVÁCS, 2009; SANDOVAL *et al.*, 2011) con registro en sedimentos propios de ambientes diversos.

La diferenciación del género *Crestaites* argumentada por sus autores en base a sus caracteres ornamentales y la inclusión en él de *G. meneghinii*, *G. victorii* y *G. goyi*, así como la de *C. raricostatus* (Géczy, 1966) y *C. szentei* Kovács, 2009 realizada por Kovács (2009), nos parece apropiada. No obstante, estas especies tienen una línea de sutura típica de *Geczyeras*, y por tanto consideramos que ambos géneros constituyen una misma línea evolutiva dentro de la notable radiación adaptativa que presenta la familia *Hammatoceratidae* a partir del Toarciense superior (MARTÍNEZ *et al.*, 2010: fig. 1). Es a partir de este momento,

cuando se originan diversas especies que se adaptan a diferentes condiciones paleoambientales, tanto en ambientes de plataforma como de cuenca.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2011-25894 MICINN y CGL2011-23947 MICINN.

Referencias

- CRESTA, S. 1994. Distribution stratigraphique des Hammatoceratidae au Toarcien et Aalénien des Apennins d'Ombrie Marches (Italie). In: *Proceedings of 3rd International Meeting on Aalenian and Bajocian Stratigraphy, Miscellanea* (eds. CRESTA, S. & PAVIA, G.). Servizio Geologico Nazionale, Roma, 5, 113-115.
- DERA, G., PELLENARD, P., NEIGE, P., DECONINCK, J.F., PUCÉAT, E. & DOMMERGUES, J.L. 2009. Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: Palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **271**, 39-51.
- JANENSCH, W. 1902. Die Jurensisschichten des Elsass. *Abhandlungen zur Geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Strassburg*, **5**, 1-151.
- KOVÁCS, Z. 2009. Upper Toarcian-Aalenian Hammatoceratidae (Ammonitina) from the Gerecse Mts (NE Transdanubian Range, Hungary). *Fragmenta paleontologica Hungarica*, **27**, 1-72.
- MARTÍNEZ, G. 1992. *Hammatoceratidae (Ammonitina) del Toarciense superior y Aalenense de la Cordillera Ibérica*. Colección Tesis Doctorales, 374/92, UCM, Madrid. 331 pp.
- MARTÍNEZ, G. 1996. Los Hammatoceratinae (Ammonitina) del Toarciense y Aalenense en la Cordillera Ibérica y Cantábrica oriental. Implicaciones paleobiogeográficas. *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extr.**, 114-121.
- MARTÍNEZ, G., SANDOVAL, J. & URETA, S. 2010. Hammatoceratoideos (Ammonitina) del Toarciense-Bajociense basal (Jurásico) del Tethys Occidental: implicaciones filogenéticas. In: *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). Colunga, 8-11 de septiembre de 2010* (eds. RUIZ-OMEÑACA, J.I., PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C.). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 186-188.
- MENEGHINI, J. 1867-1881. Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin Central. In: *Paléontologie Lombarde* (ed. STOPPANI, A.). Imprimerie Bernardoni de C. Rebeschini & C.e, Milan. 242 pp.
- RULLEAU, L. 2009. *Les Hammatoceratidae et les Erycitidae NW Européen-et Tethysiens du Lias et du Dogger*. Section Géologie-Paléontologie du C.E. Lafarge ciments. 285 pp.
- RULLEAU L., ELMI, S. & THÉVENARD, B. 2001. Géologie et Paléontologie des dépôts ferrugineux du Toarcien et de l'Aalénien aux environs de Lyon. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, **142**, 1-245.
- SANDOVAL, J., MARTÍNEZ, G. & URETA, S. 2012 (en este volumen). Erycitinae (Ammonitina, Jurásico) en el Tethys occidental: taxonomía y biogeografía. In: *XXVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y Simposios de los Proyectos n.º 587 y 596 del PICG. Valencia y Sóller, 1-6 de octubre de 2012. Homenaje a Guillem Colom Casanovas (1900-1993). Libro de Resúmenes* (eds. LIAO, J.-C., GÁMEZ VINTANED, J.A., VALENZUELA-RÍOS, J.I. & GARCÍA-FORNER, A.). Universitat de València, Valencia; Sociedad Española de Paleontología, Madrid; 195-198.
- SANDOVAL, J., MARTÍNEZ, G. & URETA, S. 2011. Upper Toarcian-Lower Bajocian (Jurassic) Hammatoceratoidea (Ammonitina) of the Betic Cordillera (southern Spain): biostratigraphy and zonal correlations. *Bulletin de la Société géologique de France*, **182**, 241-254.
- ZIETEN, C.H. VON. 1830-1833. *Die Versteinerungen Württembergs*. Verlag & Lithographie der Expedition des Werkes unsere Zeit, Stuttgart. 102 pp.

El Jurásico Superior (Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior) de la región de Sot de Chera-Loriguilla (sector levantino de la cordillera Ibérica)

Meléndez, G.

Depto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España.
<gmelende@unizar.es>

Key words: *Upper Jurassic, lithostratigraphy, ammonoids, taphonomic analysis, Castilian Platform*

Introducción

En la región que se extiende al oeste de Valencia, entre las localidades de Sot de Chera y el embalse de Loriguilla, se encuentran muchas de las localidades y secciones designadas como estratotipo de las unidades litoestratigráficas del Jurásico de la cordillera Ibérica. Las localidades clásicas de Casinos, Chelva, Domeño, Sot de Chera, Loriguilla o Higuieruelas constituyen todas ellas localidades-tipo de unidades del Jurásico en facies carbonatadas en la cordillera Ibérica (GÓMEZ, 1978, 1979). En el presente trabajo se realiza una revisión de la sucesión de los materiales del Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior en el sector comprendido entre las localidades de Sot de Chera y el embalse de Loriguilla (MELÉNDEZ & SANTISTEBAN, 2012).

Sección de la ermita de San Roque (afloramiento SR-1)

A lo largo de la carretera que une la localidad de Sot de Chera con Chulilla, las unidades del Jurásico Superior (Formaciones Yátova, Sot de Chera, Loriguilla) afloran ampliamente describiendo un anticlinal intensamente fracturado en el núcleo, que está formado por los materiales de la Formación Domeño. A la altura de la ermita de San Roque (afloramiento SR-1) puede reconocerse, al borde de la carretera, la sucesión estratigráfica de las Formaciones Sot de Chera y la parte inferior de la Formación Loriguilla, que en conjunto abarcan el Kimmeridgiense inferior (Fig. 1). La Formación Sot de Chera, de la cual esta sección constituye el estratotipo, está representada en este punto por un conjunto homogéneo de unos 10 m de potencia de margas grises en el que se reconoce un tramo inferior más margoso de unos 4 m y un tramo superior con intercalaciones de margocalizas grises de unos 6 m. El contenido fosilífero de esta unidad no es muy alto si bien se puede reconocer restos de amonites; con frecuencia núcleos piritosos de individuos adultos, que incluyen frecuentes opélidos, principalmente *Glochiceras* (subgéneros *Coryceras* y *Lingulaticeras*), *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) y escasos ataxiocerátidos (*Subnebrodites* aff. *proteron* Nitz.; *Orthosphinctes*) y aspidocerátidos (*Physodoceras circumspinosum* Quenstedt, 1858). El hallazgo dentro de esta unidad, en otras áreas de la cordillera Ibérica, de formas como *Subnebrodites* de los grupos *proteron* (Nitz.) y *planula* (Quenstedt), *Orthosphinctes* (*Planites*, *Lithacosphinctes*) y *Sutneria galar* (Oppel,



Figura 1. Vista general del afloramiento SR-1 junto a la Ermita de San Roque.

1863) en otras áreas de la cordillera Ibérica permite reconocer que en esta unidad se encuentra representada la Biozona Planula, (subbiozonas Proteron Planula y Galar) al menos parcialmente. En la Formación Loriguilla, el contenido

fosilífero es en general escaso si bien en el tramo inferior existen referencias ocasionales a amonoideos (*Ataxioceratinae*; *Aspidoceras*; *Taramelliceras*) atribuíbles al Kimmeridgiense inferior.

Algo más arriba, al mismo nivel de la carretera, la base de la Formación Sot de Chera muestra una buena exposición dejando ver los niveles superiores de la Formación Yátova subyacente, y el contacto entre las dos unidades (Fig. 2).



Figura 2. Detalle de los niveles de transición entre las Formaciones Yátova y Sot de Chera.

Dichos niveles contienen abundantes restos de amonoideos, espongiarios, equinodermos (crinoideos y equinoideos) y, más escasos, belemnites, braquiópodos y bivalvos. La sucesión detallada de las asociaciones de amonoideos ha sido descrita por MELÉNDEZ & SANTISTEBAN (2012).

Observaciones tafonómicas

En la parte inferior de este intervalo los restos fósiles de los distintos grupos muestran un alto grado de fragmentación mecánica y/o desarticulación presentando una cierta homometría con una talla generalmente inferior a los 3 cm, siendo además destacable la angulosidad o el bajo grado de redondeamiento de los fragmentos. La colonización por epizoarios es bastante general, aunque no es nunca intensa ni abundante. Incluyen serpúlidos, briozoarios, ostreidos y braquiópodos (Tecidae). En ningún grupo fósil se ha encontrado restos esqueléticos articulados con la excepción de los braquiópodos. No se han encontrado ejemplares con el *aptychus* articulado. Entre los amonoideos, la totalidad de los ejemplares estudiados constituyen elementos reelaborados (fragmoconos incompletos) clasificables como moldes fragmentados o desarticulados (MD). Muestran un relleno micrítico homogéneo hasta las vueltas más internas y mantienen la forma y el volumen, por lo que se trataría de moldes internos aparentemente no deformados (Mnd). Solo un 2 % de los ejemplares muestran relleno ferruginoso y en un 3 % las vueltas más internas muestran revestimiento de calcita sin relleno sedimentario. En ningún ejemplar se ha reconocido relleno fosfático.

Algunos ejemplares, en proporción no superior al 2 %, pueden mostrar deformación por fractura (Mdf) pero no se han encontrado ejemplares que muestren deformación por presión (Mdp). En todos los ejemplares, o en un porcentaje superior al 95 %, se observa una superficie de desarticulación a favor de un septo encontrándose el relleno micrítico en discontinuidad litológica, textural y estructural con la matriz arcillosa, que muestra laminación secundaria por compactación.

Las señales de abrasión sobre los moldes reelaborados son mínimas y excepcionales, siendo inferior al 5 % la proporción de moldes truncados (Mt) o con cualquier tipo de superficie de desgaste. No se ha observado en ningún caso ejemplares con facetas elipsoidales o surcos anulares. Las evidencias de redondeamiento en las superficies de desarticulación son escasas o nulas. La colonización por epizoarios sobre los ejemplares es relativamente frecuente (53 %) aunque el número de colonizadores sobre los ejemplares es siempre muy bajo. En la gran mayoría de los casos tiene lugar sobre los moldes reelaborados. La mayoría de los ejemplares estudiados constituyen microconchas adultas.

Todos estos datos permiten interpretar la asociación estudiada como una entidad reelaborada que caracteriza a la parte inferior de la Biozona Planula, biohorizontes «Minutum» y Proteron. La presencia de ambos taxorregistros como entidades reelaboradas indica la presencia de una laguna estratigráfica de la parte inferior de la Biozona Planula, si bien dicha laguna no comportaría la existencia de la correspondiente laguna registrática.

Agradecimientos

Proyecto: CGL BTE (MICIIN) UCM 2011-23947.

Referencias

- GÓMEZ, J.J. 1978. Características generales del Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica (Valencia-Castellón-Cuenca). *Grupo Español del Mesozoico. Guía de excursiones al Jurásico de la Cordillera Ibérica*, VIII, 1-17.
- GÓMEZ, J.J. 1979. *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. Seminarios de Estratigrafía, 4, Universidad Complutense de Madrid, Madrid. 683 pp. (Tesis Doctoral).
- MELÉNDEZ, G. & SANTISTEBAN, C. DE. 2012. El Jurásico Medio y Superior de Sot de Chera-Loriguilla (sector levantino de la Cordillera Ibérica). In: *EJIP 2012: X Encuentro de Jóvenes investigadores en Paleontología. Sot de Chera (Valencia), 18-21 Abril 2012. Guía de campo* (eds. SANTISTEBAN, C. & MELÉNDEZ, G.), 13-34.

Microbioerosión en moluscos pleistocenos de la plataforma marina catalana (sectores Blanes, Palamós-cap de Creus y delta del Ebro)

Molinu, A.R., Domènech, R. y Martinell, J.

IRBIO y Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències marines. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. c/ Martí i Franquès, s/n. E-08028 Barcelona. España. <annaritamolinu@hotmail.com>, <rosa.domenech@ub.edu>, <jmartinell@ub.edu>

Key words: *Microbioerosion, endoliths, Quaternary, Würmian, Mediterranean*

Introducción

A lo largo de la plataforma marina catalana desde el cabo de Creus hasta el Delta del Ebro, y a profundidades entre 150 y 275 m, aparecen niveles sedimentarios semi-consolidados del Pleistoceno superior (12.500 AP). Estos sedimentos se depositaron durante la última glaciación que afectó el hemisferio Norte (Würm) y contienen abundantes concentraciones de conchas de moluscos de especies actualmente boreales.

En estudios anteriores se ha analizado la malacofauna (DOMÈNECH & MARTINELL, 1982) y la macrobioerosión presente en las conchas (MARTINELL & DOMÈNECH, 1981, 2009; BROMLEY & MARTINELL, 1991) a partir de diversas muestras obtenidas en cuatro localidades: cap de Creus, Palamós, Blanes y delta del Ebro.

En esta ocasión se presenta el análisis de las pistas de bioerosión producidas en las conchas por microendolitos autótrofos y heterótrofos tales como algas y hongos, cuya presencia es relevante en especial por las informaciones climática y batimétrica que proporcionan (VOGEL *et al.*, 1995).

Antecedentes

En un estudio sobre perforaciones de microendolitos en aguas no tropicales, WISSHAK & PORTER (2006) señalaron por primera vez la presencia de pistas de microbioerosión en conchas de los bivalvos epibentónicos *Chlamys islandica* y *Ostrea edulis* würmienses de la costa de Palamós. Estos autores describieron las nuevas icnoespecies *Flagrichnus profundus* y *F. baiulus* atribuidas a microendolitos heterótrofos (hongos), siendo esta la única cita existente hasta el momento para tales materiales.

Material y Métodos

Las conchas de moluscos representan un importante substrato en fondos móviles para la fijación de numerosos organismos. En todas las localidades estudiadas, *Chlamys islandica*, *Pseudamussium septemradiatum*, *Modiolus modiolus*, *Glossus humanus*, *Arctica islandica* y *Panopaea norvergica* son las especies más abundantes entre los bivalvos, mientras que *Neptunea contraria sinistrorsa*, *Buccinum undatum*, *B. humphrysianum* y *Sipho islandicus* constituyen los gasterópodos más comunes (DOMÈNECH & MARTINELL, 1982). Para el análisis se han utilizado exclusivamente conchas de bivalvos: los epibentónicos *Ch. islandica*,

P. septemradiatum y *O. edulis*, y los endobentónicos *A. islandica* y *G. humanus*. Las conchas han sido tratadas siguiendo el protocolo propuesto por GOLUBIC (1970), puesto a punto por NILSEN & MAIBOE (2000) y WISSHAK (2006) para el uso de la cámara de vacío en el proceso de inclusión de las muestras. El resultado son moldes de resina de las perforaciones que pueden ser estudiadas bajo el microscopio electrónico de barrido.

En total se han estudiado 96 muestras obtenidas a partir de 32 valvas.

Resultados provisionales

Los estudios realizados sobre el material malacológico han permitido identificar nuevamente *F. profundus* y *F. baiulus* junto a otras diversas microperforaciones. Hasta el momento se ha identificado *Ichnoreticulina elegans*, *Saccomorpha clava*, *Orthogonum lineare* y *Entobia mikra*. Cabe resaltar que en las conchas de *Ostrea edulis* aparecen tanto *F. profundus* como *F. baiulus*, aunque predomina el segundo. Las muestras correspondientes a otras especies de bivalvos están en proceso de evaluación.

Discusión y conclusiones

La mayoría de las pistas identificadas son producidas por hongos heterótrofos, cuya necesidad de luz es menor a la de las algas y otros autótrofos. La presencia de *I. elegans* (producida por un alga clorófito cuyas necesidades lumínicas señalan como máximo la zona disfótica de la columna de agua) así como la de diversas microperforaciones atribuidas a clorófitas de evidente dependencia lumínica indican aguas relativamente superficiales. Así mismo, cabe resaltar la ausencia de microperforaciones atribuibles a cianobacterias, propias de zonas superficiales bien iluminadas.

Mientras que *F. profundus* ha sido reconocido en medios desde aguas tropicales hasta árticas, la distribución conocida hasta el momento de *F. baiulus* se restringe a aguas frías, por lo que tiene un interesante valor paleotermométrico en el registro fósil (WISSHAK & PORTER, 2006). Esta microperforación es dominante en las conchas de *O. edulis* analizadas.

Agradecimientos

A M. Canals (Universitat de Barcelona) por la información sobre los niveles pleistocenos submarinos. A F. Benaigues, (Cofradía de Pescadores de Palamós), J. Rabassa, (Cofradía de Pescadores de Blanes) y los patrones de embarcación de Blanes por su entusiasta colaboración en la obtención de la fauna, y a A. Gallardo por su inmejorable trabajo en la preparación de las muestras.

Esta es una contribución al Proyecto de Investigación CGL2010-15047 del Ministerio de Ciencia e Innovación y se enmarca en las actividades del grupo de investigación «Paleobiología del Neogen mediterrani» de la Universitat de Barcelona.

Referencias

- BROMLEY, R.G. & MARTINELL, J. 1991. *Centrichnus*, new ichnogenus for centrically patterned attachment scars on skeletal substrates. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **38**, 243-252.

- DOMÈNECH, R. & MARTINELL, J. 1982. Fauna malacològica submergida del Würm del litoral gironí. Descriptiva i sistemàtica. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, **46** (Geologia 3), 31-60.
- GOLUBIC, S., BRENT, G. & LECAMPION, T. 1970. Scanning electron microscopy of endolithic algae and fungi using a multipurpose casting-embedding technique. *Lethaia*, **3**, 203-209.
- GOLUBIC, S., CAMPBELL, S. E. & SPAETH, C. 1978. Scanning electron microscopy of fossil microbial borings using a new resin-casting technique. *The Geological Society of America abstracts with programs, 13th Annual Meeting, Northeastern Section*, 10:45.
- GOLUBIC, S., PERKINS, R. D. & LUKAS, K. J. 1975. Boring microorganisms and microborings in carbonate substrates. In: *The Study of Trace Fossils* (ed. FREY, R. W.). Springer-Verlag, New York, 229-259.
- MARTINELL, J. & DOMÈNECH, R. 1981. Boring activity of epibionts in an early Holocene molluscan fauna of Spanish Catalunya. *Acta Geològica Hispànica*, **XVI**, 145-149.
- MARTINELL, J. & DOMÈNECH, R. 2009. Bioerosión en moluscos pleistocenos de la plataforma marina catalana. *Comunicaciones de las XXV Jornadas de Paleontología*, 209-211.
- NIELSEN, J.K. & MAIBOE, J. 2000. Epofix and vacuum: An easy method to make casts of hard substrates. *Palaeontologia Electronica*, **3**, art 2, 10 pp.
- VOGEL, K., BUNDSCHUH, M., GLAUB, I., HOFMANN, K., RADKE, G. & SCHMIDT, H. 1995. Hard substrate ichnocoenoses and their relations to light intensity and marine bathymetry. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **195**, 49-61.
- WISSHAK, M. 2006. High-latitude bioerosion: The Kosterfjord Experiment. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **109**, 202.
- WISSHAK, M. & PORTER, D. 2006. The new ichnogenus *Flagrichnus* - A paleoenvironmental indicator for cold-water settings? *Ichnos*, **13** (3), 135-145.

Fresh and brackish-water gastropods from the Tereñes Formation (Upper Jurassic, Asturias)

Munt, M.¹, Delvene, G.², Piñuela, L.³ and García-Ramos, J.C.³

¹ Dept of Palaeontology. The Natural History Museum. Cromwell Road. SW7 5BD London. U. K. <m.munt@nhm.ac.uk>

² Museo Geominero. IGME. c/ Ríos Rosas, n.º 23. E-28003 Madrid. Spain. <g.delvene@igme.es>

³ Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). E-33328 Colunga (Asturias). Spain. <lpinuela.muja@gmail.com>

Key words: *Gastropods, Kimmeridgian, Asturias, fresh and brackish-water*

Introduction

Gastropods from the Spanish Jurassic have only rarely been studied. From Asturias, the earliest references are limited to «*melanias*», «*turritellas*» and «*nerineas*» by SCHULZ (1858). Subsequently, Hernández Sampelayo (1944) mentions pisolithic limestones with gastropods. ALMELA *et al.* (1955) reported gastropods, citing DUBAR (1925) as «*Alaria*», «*Cerithium*» and «*Natica*» and figure a sample with «*Chemnitzia*», «*Fusus*» and «*Procerithium?*». ALMELA & RÍOS (1962) noted these genera, additionally «*Paracerithium*» and «*Neritina*». RAMÍREZ DEL POZO (1969) recorded gastropods in several points, including «*Cerithium*». More recently SUÁREZ VEGA (1974) mentions gastropods present in the Jurassic, however, this is without any specific taxa being identified. Herein we describe previously unrecorded gastropod assemblages from the lower part of the Tereñes Formation (Kimmeridgian), which has many horizons with abundant, often mono-specific assemblages of small size specimens. Gastropods are often excellent guides to determining ancient environments; analogous nearest-living relatives can be used to determine parameters such as salinity, broad indications of water oxygen levels and turbulence. In this work we present taxonomic analysis, assemblage associations and palaeoenvironmental interpretations from the studied sections at playa de La Griega (Colunga) and Tereñes (Ribadesella), Asturias, northern Spain.

Palaeontological material

At playa de La Griega, gastropods are concentrated in the same limestone bed where the enormous sauropod footprints. The best preserved ones are situated in the outline of the footprints, inside the displaced mud formed as a result of the treading of the dinosaur (PIÑUELA & GARCÍA-RAMOS, 2010). Shell fragments are present inside the footprints, probably destroyed by crushing during the activity of the dinosaurs, it is a monospecific assemblage of *Viviparus* sp. The record from Tereñes is more diverse; sampling was focused in the first metres of the logged section of GARCÍA-RAMOS *et al.* (2010), which is the part of the sequence where the gastropods are concentrated. *Viviparus* and *Ellobium* have been determined and their presence/absence along the log marks the environmental changes in the ecosystem as is discussed below.

Taxonomy

Viviparus sp. (Viviparidae, Caenogastropoda)

Dextral, turbinate (maximum 11 mm high and 7.30 mm wide). Thick shelled with an apical angle between 32-51 °; three to four inflated whorls separated by a deeply impressed suture; aperture is holostomatous, large and oval. We are reluctant to ascribe this material to any species due to poor preservation and the description based solely upon field measurements.

Viviparus cf. *antiquus* Huckriede, 1967

Dextral, turbinate (maximum 8.4 mm high and 5.1 mm wide). Thick shelled with an apical angle of 30 °-40 °; four to five inflated whorls separated by a deeply impressed suture. Aperture is holostomatous, large and elongate. Growth lines are very fine, prosocline, numerous. These specimens are cautiously ascribed to *V. antiquus* due to their preservation and smaller apical angle than in *V. antiquus* which is 60 °-65 °. *V. cf. antiquus* is much more elongate with an irregular aperture than *Viviparus* sp. which is regular and oval.

Ellobium sp. (Ellobiidae, Eupulmonata)

Dextral, oval in shape (maximum 2 mm high and 1.1 mm wide), thin shelled; four whorls, separated by a deeply impressed suture. The last whorl is more than half the height of the shell. The aperture is holostomatous, very elongate, narrow with an inner lip. In spite of the poor preservation we can compare our specimens to *E. ? koerti* Huckriede (1967) which is wider and with a greater number of whorls (6) than the Spanish specimens.

Palaeoecological implications

All the gastropods from playa de La Griega have been identified as *Viviparus* sp. Extant *Viviparus* are found in freshwater environments and are able to live in rivers, lakes and ponds, as prosobranchs the water needs to be well oxygenated. On this basis we can suggest that at playa de La Griega freshwater conditions prevailed at the time of deposition of the limestone level where the footprints are recorded. Above the footprint bed the bivalve *Neomiodon* is present indicating the possible change to more brackish water conditions. *V. cf. antiquus* and *Ellobium* sp. have been recorded in the lower levels at Tereñes. The later is characteristic of brackish water conditions. The presence of them recorded in the marly limestone therefore marks changes from freshwater to brackish water conditions. The sequence may represent the coastal part of a shelf lagoon. The section begins with a shell bed comprising probably indeterminate *Viviparus*. Coinciding with level 154 of GARCÍA RAMOS *et al.* (2010) complete specimens of *V. cf. antiquus* are abundant. This is interpreted as freshwater conditions from here up to level 155 which contains calcareous nodules with dinosaur footprints. At this point *Ellobium* sp. becomes abundant and probably marks a change towards brackish water conditions. Some poorly preserved Neomiodontidae bivalves are present. These conditions remain up to the first dinosaur footprint of level 156. Then *Viviparus* is seen marking a return to freshwater conditions.

These changes in the fauna are subtle, however the gastropod record can be used to record environmental change through the sequence.

Acknowledgements

Funds by IGME; CN-04-226 (Government of Principado de Asturias and Universidad de Oviedo).

References

- ALMELA, A. & RÍOS, J.M. 1962. *Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)*. Empresa nacional «Adaro» de investigaciones mineras, 5-68.
- ALMELA, A., RÍOS, J. M. & DE LA REVILLA, J. 1955. Acerca de la edad de las facies Wealdense del Norte de Asturias. *Notas y Comunicaciones del IGME*, **37**, 113-131.
- DUBAR, G. 1925. Sur les formations du Lias et du Jurassique Supérieur dans les Asturies. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **180**, 215-217.
- GARCÍA-RAMOS, J.C., PIÑUELA, L. & ARAMBURU, C. 2010. La Formación Tereñes en su localidad tipo. In: *Las sucesiones litorales y marinas restringidas del Jurásico Superior* (coords. GARCÍA-RAMOS, J.C. & ARAMBURU, C.), 15-40.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. 1944. *Datos para el estudio de las hojas del mapa geológico 1:50000. Hojas de Gijón y Oviedo*. IGME, Madrid.
- HUCKRIEDE, R. 1967. Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung. *Beihandl. Geol. Jahrb.*, **67**, 1-263.
- PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C. 2010. El yacimiento de la playa de La Griega. In: *Las sucesiones litorales y marinas restringidas del Jurásico Superior* (coords. GARCÍA-RAMOS, J.C. & ARAMBURU, C.), 57-60.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. 1969. Bioestratigrafía y paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa). *Boletín Geológico y Minero*, **80**, 307-332.
- SCHULZ, G. 1858. *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Imprenta de José González, Madrid. 138 pp.
- SÚAREZ-VEGA, L.C. 1974. Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **3**, 1-368.

Amonioideos del Triásico Medio (Ladiniense) de la isla de Mallorca

Pérez-Valera, J. A. y Goy, A.

Depto. de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <jalbertoperez@geo.ucm.es>, <angoy@geo.ucm.es>

Key words: *Hungaritidae*, *Gevanites*, *Triassic*, *Ladinian*, *Spain*

Introducción

Hasta la fecha se han figurado doce amonites del Ladinense, encontrados en la Sierra Norte de Mallorca. VIRGILI (1952) fue la primera autora que cita dos especímenes procedentes de una cantera situada al S de Cabaspre y están depositados en el Museu de Geología de Barcelona. BAUZÁ (1981) y por REIN (2008) estudiaron diez ejemplares que proceden de Sóller (Fielato) y de Esporles (Ses Planes, Son Tries) que están depositados en el Museu Balear de Ciències Naturals de Sóller (Fig. 1). Se han revisado las figuras de estos ejemplares como parte de la tesis doctoral de (Pérez-Valera, en prep.) llegando a la conclusión de que todos ellos pertenecen al género *Gevanites* Parnes, 1975.

Ejemplares revisados (Fig. 2)

Doce ejemplares han sido clasificados como: *Gevanites virgiliae* Goy (4), *Gevanites hornosianus* Parnes (4), *Gevanites* cf. *altecarinatus* Parnes (2), *Gevanites* aff. *archei* Goy (1) y *Gevanites* sp. (1). A continuación se describen brevemente las especies identificadas.

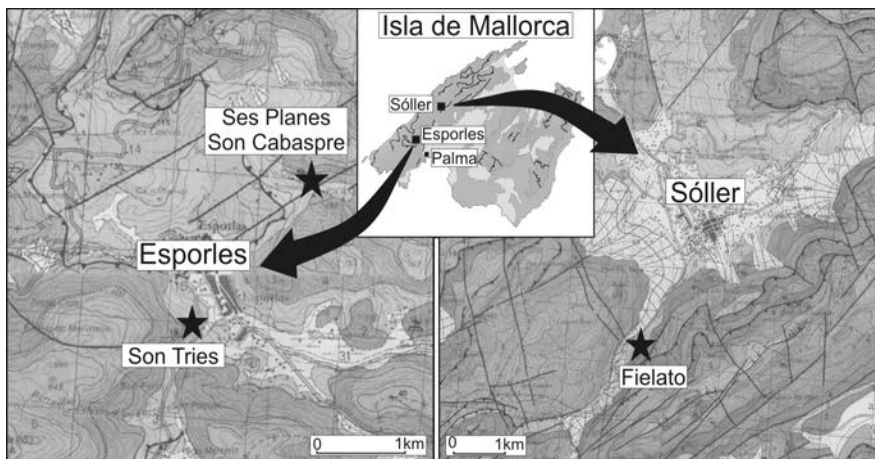


Figura 1. Situación geográfica de los afloramientos triásicos de la Sierra Norte de Mallorca.

Gevanites virgiliae Goy

Figs. 2.1, 2.2

- 1952 *Ceratites münsteri* Dien. (Phil.) emend. Riedel; VIRGILI, p. 23, fig. 1 y p. 24, fig. 2 (asignado a *Gevanites virgiliae* nov. sp. por GOY, 1995; lám. 6, fig. 1a-c).
1981 *Ceratites* sp.; BAUZÁ, lám. 3, fig. 23 (= ?*Israelites* Parnes [REIN, 2008; lám. 1, fig. 3]).

- 1981 *Ceratites* sp. *nodosus*; BAUZÁ, lám. 3, figs. 25, 26 (= ?*Gevanites* Parnes [REIN, 2008; lám. 3, fig. 1]).
 2008 ?*Gevanites* Parnes; REIN, lám. 3, fig. 2.

Observaciones. Concha involuta de ornamentación bituberculada, vientre ancho y tabular con quilla bien marcada desde estadios juveniles, que se atenúa al final de la cámara de habitación en el estadio adulto.

Distribución. Citada en Esporles (cf. VIRGILI, 1952) por Goy (1995) y en la cordillera Bética por PÉREZ-VALERA (2005).

Gevanites hornosianus Parnes

Fig. 2.4

- 1981 *Ceratites* cf. *atavus* Philippi; BAUZÁ, lám. 3, fig. 22.
 1981 *Ceratites* sp.; Bauzá, lám. 3, fig. 24 (= ?*Israelites* Parnes por REIN, 2008; lám. 2, fig. 2).
 1981 *Ceratites* sp.; BAUZÁ, lám. 3, figs. 27, 28 (= ?*Israelites* Parnes por REIN, 2008; lám. 2, fig. 3).
 2008 ?*Israelites* Parnes; REIN, lám. 1, fig. 1.

Observaciones. Concha involuta y comprimida con área externa tabular y carenada. Fragmacono liso y ornamentación bituberculada, con costillas sigmoideas más marcadas en la cámara de habitación.

Distribución. Especie definida por PARNES (1977) como *G. (Andalusites) hornosianus*, se registra en Hornos y en Siles (Jaén).

Gevanites cf. *altecarinatus* Parnes

Fig. 2.3

- 1981 *Ceratites* cf. *munsteri* Dien (Philippe) edm. Rieder; BAUZÁ, lám. 3, fig. 29 (= ?*Israelites* Parnes por REIN, 2008; lám. 1, fig. 2).
 2008 ?*Israelites* Parnes; REIN, lám. 2, fig. 1.

Observaciones. Talla media, involuto y comprimido con región ventral estrecha, subtabular y «carena alta». La cámara de habitación es comprimida, estrecha y carenada. El ejemplar figurado por BAUZÁ (1981) muestra una sección estrecha compatible con *G. hornosianus*, aunque, por su tamaño, a falta de una revisión del material se ha asignado a esta especie. La figura de REIN (2008) muestra la cámara de habitación de un individuo grande, involuto, de sección estrecha, ornamentación bituberculada y carena ventral similar a la de *G. altecarinatus*.

Distribución. Especie del Ladiniense inferior, definida en el Negev, Israel (PARNES, 1975) y citada en la cordillera Bética (PÉREZ-VALERA, 2005).

Gevanites aff. *archei* Goy

- 1952 *Ceratites atavus* Phil.; VIRGILI, p. 26, figs. 4, 2a-b, p. 28, figs. 5, 6 (= *Gevanites* sp. por URLICH & MUNDLOS [1980; p. 8] y a *Gevanites archei* nov. sp. por GOY [1995; lám. 6, fig. 2a-b]).

Observaciones. Concha comprimida e involuta con el fragmacono liso y la ornamentación más marcada en la cámara de habitación. La sección de la vuelta moderadamente biconvexa difiere de la sección planoconvexa de *G. hornosianus* y las costillas están más separadas en la cámara de habitación. No obstante, se trata de formas cercanas. GOY (1995) lo asigna a *G. archei* y destaca que es próximo a *G. hornosianus*.

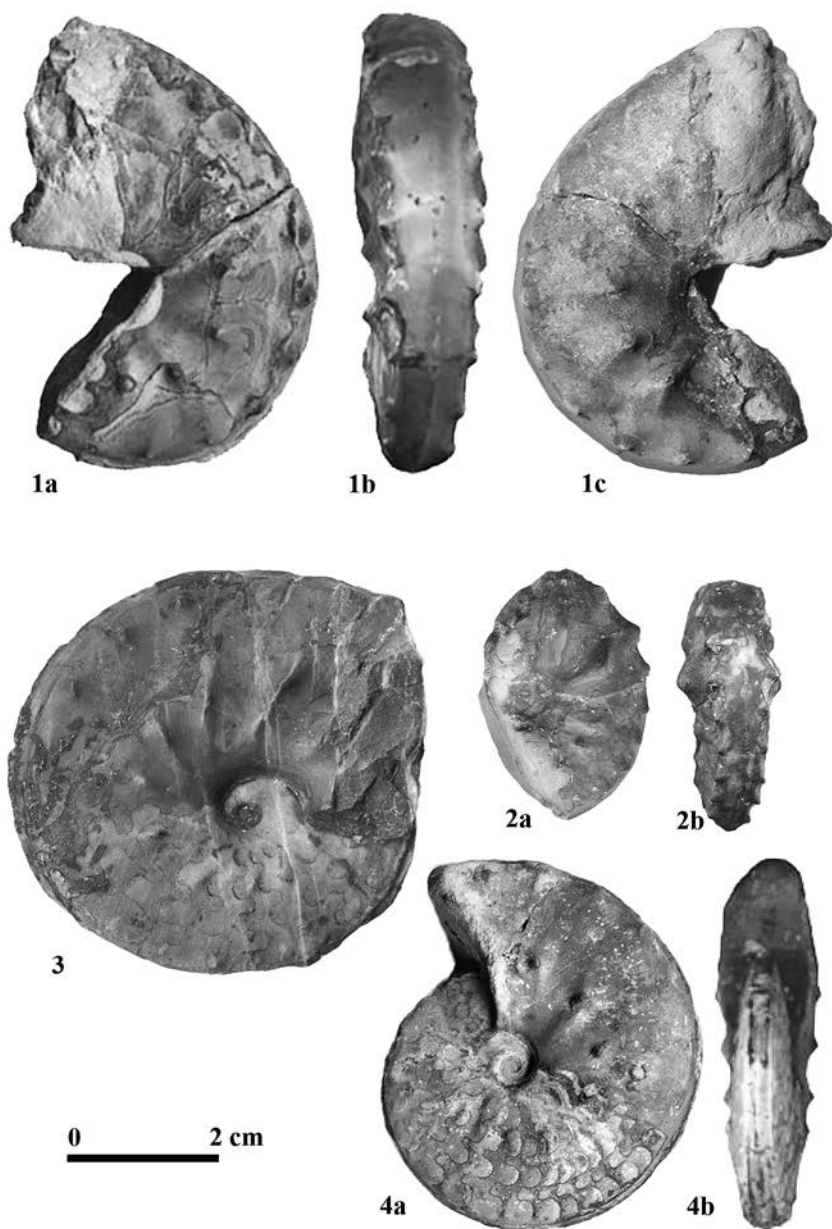


Figura 2. Amonioideos representativos de las especies identificadas. 1, 2: *Gevanites virgiliae* Goy (CJB 167 y CJB 2358); 3: *Gevanites* cf. *altecarinatus* Parnes (CJB 166); 4: *Gevanites hornosianus* Parnes (CJB 165). (Para *G. aff. archei*, ver VIRGILI, 1952: fig. 4).

Distribución. Especie descrita con material del sistema Ibérico (Henarejos, Cuenca) y citada en Esporles (cf. VIRGILI, 1952).

Gevanites sp.

2008 ?*Israelites* Parnes; REIN, lám. 2, fig. 4.

Observaciones. Fragmento de una concha involuta, con sección estrecha, próximo a *G. hornosianus*. Tiene caracteres afines a otros Hungaritidae, como *Iberites pradoi* (D'Archiac).

Posición estratigráfica de los ejemplares

VIRGILI (1952) expone que la estratigrafía del Triásico de Mallorca es semejante a la de Cataluña y que los ejemplares de Esporles procederían de la parte alta del *Muschelkalk* en esta localidad. Otros autores posteriores no hacen referencia a la posición estratigráfica de los amonoideos conocidos. En consecuencia, a partir de las descripciones existentes, no hay datos suficientes para situar con precisión los ejemplares revisados. Si se compara con la cordillera Bética, donde en el Ladinense inferior (Zona Curionii) han sido citados *G. virgiliae*, *G. hornosianus* y *G. altecarinatus* por PÉREZ-VALERA (2005), es probable que los amonoideos procedan de un tramo situado hacia la parte media del *Muschelkalk*.

Conclusiones

La revisión de la sistemática de los amonoideos del Ladinense de Mallorca, figurados por varios autores y atribuidos al género *Ceratites* de Haan, 1825 o a los géneros ?*Israelites* Parnes, 1962 y ?*Gevanites* Parnes, 1975, ha permitido asignar todos a especies descritas o conocidas en España: *G. virgiliae* Goy, *G. hornosianus* Parnes, *G. cf. altecarinatus* Parnes y *G. aff. archei* Goy, que constituyen una asociación equivalente a las conocidas en el Negev (Israel) y en la cordillera Bética.

Agradecimientos

Investigaciones financiadas con los Proyectos CGL2011-25894 del MEC, España y GR58/08B/910431 de la UCM.

Referencias

- BAUZÁ, J. 1981. Contribuciones a la Paleontología de Mallorca. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, **25**, 7-20.
- GOY, A. 1995. Ammonoideos del Triásico Medio de España: Bioestratigrafía y relaciones. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **19**, 21-60.
- PÉREZ VALERA, J.A. 2005. Ammonoideos y bioestratigrafía del Triásico Medio (Anisiense superior-Ladiniense) en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España). *Coloquios de Paleontología*, **55**, 125-161.
- PARNES, A. 1975. Middle Triassic ammonite biostratigraphy in Israel. *Geological Survey of Israel Bulletin*, **66**, 1-25.
- PARNES, A. 1977. On a binodose ceratitid from southeastern Spain. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 522-525.
- REIN, S. 2008. *Ceratites atavus* auf Mallorca? – Die Muschelkalkammonoideen des Museum Balear de Sciencies Naturals Sóller. *Vernate*, **27**, 5-19.
- URLICHS, M. & MUNDLOS, R. 1980. Revision der Ceratiten aus der atavus-Zone (Oberer Muschelkalk, Oberanis) von SW-Deutschland. *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde*, **48**, 1-42.
- VIRGILI, C. 1952. Hallazgo de nuevos *Ceratites* en el Triásico mallorquín. *Memorias y Comunicaciones del Instituto Geológico Provincial*, **9**, 19-38.

Sponge-microbialite buildups from the Toarcian of the Coimbra Region (Northern Lusitanian Basin, Portugal)

Reolid, M.¹ and Duarte, L.V.²

¹ Depto. de Geología. Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n. E-23071 Jaén. Spain

² Dept. de Ciências da Terra and IMAR-CMA. Universidade de Coimbra. P-3000-272 Coimbra. Portugal

Key words: *Microbes, siliceous sponges, paleoecology, Toarcian, Portugal*

Introduction

The Toarcian (Lower Jurassic) series in the western palaeomargin of Iberia (Lusitanian Basin, Portugal), show a sedimentation characterized by a monotonous marl-limestone alternation very bioturbated deposited in an outer homoclinal ramp setting, dipping northwestwards. Small scale buildups occur in these deposits from Middle-Uppper Toarcian (Bifrons to Bonarelli zones), belonging to the middle-upper part of the S. Gião Formation. Studied buildups are located in different outcrops of the Lusitanian Basin, but preferentially recorded in the eastern sectors. This work is focused on the typology of these buildups and in the characterization of their controlling factors.

Results

Buildups appear like sedimentary anomalies disturbing the regular and monotonous order of the marl-limestone alternation. They are more or less massive plano-convex, showing a low relief and lenticular shape, usually only a few decimeters thick. Largest buildup is 1.3 m in thickness and around 7 m in diameter. The upper buildup surface is normally rough or mammillated and they are always related laterally with carbonate beds. The buildups are usually composed by various smaller bodies that are more or less lenticular and separated by distinct planar or slightly convex surfaces.

The main components of the buildups are siliceous sponges, microbialite and parautochthonous micritic matrix (wackestone or packstone of bioclasts). The great majority of sponges corresponds to Hexactinellida (73 % Hexactinosida and 18 % Lychniskosida) whereas Lithistida are scarcer (9 %) and occur encrusting on Hexactinellida. The spicule meshwork of the sponges is preserved in calcite. The material that fills the interpores within the sponge meshwork consists of microbialites characterized by dense micrite and micropeloidal fabrics with microsparite, known as automicrite and giving support to the meshwork after death composing «sponge mummies».

The microbialite is a main component in the studied buildups growing on siliceous sponges and other macroinvertebrates. At macroscopic scale they correspond to leiolites and thrombolites. Under microscope they correspond to micropeloidal laminated fabrics and less commonly to massive fabrics.

The benthic macroinvertebrates are abundant and consist of *Pentacrinus*, rhynchonellids, bivalves (thin shelled bivalves, *Plagiostoma*, pectinids and ostreids)

and gastropods. The abundance of these components is very variable in each buildup. Moreover, encrusting organisms are serpulids, bryozoans and foraminifera. The benthic macroinvertebrates are entirely restricted to the buildups.

Interpretation

Two main stages in the development of the buildup can be differentiated:

- Colonization of the muddy bottom by siliceous sponges, favoured by previous skeletons of sponges, ostreids, *Plagiostoma* or a thin shelled bivalve biostromes. In this part the microbialite is not abundant and benthic macroinvertebrates, mainly siliceous sponges dominate.
- Growth of the buildup constituted by siliceous dish-shaped sponges with thick microbial encrustations (thrombolites and minority leiolites) and high abundance of micritic matrix.

The alternance of sponge dominated phases and microbialite dominated phases in the buildups is related to cycles of growth interruption and resumption. This sequence is repeated in each body constituting the buildup. Locally, the role of the sponges is shared with other macroinvertebrates like *Plagiostoma*.

Clearly, some controlling factors played an important role in the development of the Toarcian buildups of the Lusitanian Basin. The buildups consist of several microfacies types (wackestones, packstones, floatstones and boundstones). All of them are micrite dominated and represent low energy environments as confirm the absence of sedimentary structures in the surrounding marly muddy bottom.

A low sedimentation rate enabled the sponges to colonise the seabed and favoured the dominance of large dish-shaped forms, as well as the presence of microencrusters and microbialites. This is congruent with the initial growth of the buildups in the basin-wide in relation with the intra Bifrons regional flooding surface. The sedimentation rate as well as the muddy bottom prevented the colonization of the seabed by epibenthic, sessile organisms due the high input of fine-grained detritic particles that caused turbidity on the seabed and the low consolidation degree (softground). Thus, sponge colonization was limited to reduced areas of lower sedimentation and turbidity at the seabed. Here, small benthic islands or hillocks formed, suitable for colonization by sessile epibenthos and for the development of benthic microbial communities.

The occurrence of sponge-microbialite buildups was due to the sporadic colonization of the seabed by pioneer benthic organisms like sponges, bivalves and gastropods forming bioclastic patches in the substrate. The record of some of these bioclastic patches (< 1.8 m width, < 0.4 m thick) indicates that these benthic islands did not develop buildups in all cases. Biostromes made by dense accumulations of thin shelled bivalves were locally the triggering substrate for colonizing. The growth of one or more very large pioneer benthic organisms (sponges, *Plagiostoma* or ostreids) yielded an advantageous surface for subsequent colonization by other sponges and sessile organisms (pectinids, rhy-

chonellids, serpulids, crinoids, gastropods and bryozoa). At the same time, this yielded an optimum substrate for active benthic microbial communities, thus favouring the development of thrombolites. This favourable situation resulted in a greater growth of the buildups with respect to the possibilities available in the surrounding muddy bottom. The competition for available hard substrates among different sessile benthics including microbes triggered the buildup growth. Benthic microbial communities proliferate in the upper part of the different bodies composing the buildups.

Caracterización de *Matteiceras* Wiedenmayer, 1980 (Ammonoidea, Hildoceratidae) en el Pliensbachense superior de la cordillera Cantábrica

Rodríguez-Luengo, E., Comas-Rengifo, M.J. y Goy, A.

Depto. de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <esrodrig@geo.ucm.es>, <mjcomas@geo.ucm.es>, <angoy@geo.ucm.es>

Key words: *Harpoceratinae*, *biostratigraphy*, *Lower Jurassic*, *Cantabrian Range*, *Spain*

Introducción

Los amonoideos del Pliensbachense superior de la cordillera Cantábrica fueron estudiados por DUBAR & MOUTERDE (1957), DAHM (1966), SUÁREZ-VEGA (1974), BRAGA *et al.* (1984, 1985, 1988) y COMAS-RENGIFO & GOY (2010), aunque pocas veces se ha hecho referencia a las especies del género *Matteiceras*. No obstante, BRAGA *et al.* (1985) figuran ejemplares de este género: *M. occidentale* (Dommergues, 1982), *M. monestieri* (Fischer, 1975) y *M. nitescens* (Young & Bird, 1828), con registros sucesivos en la Zona Margaritatus (Subzona Stokesi) de la cuenca Vasco-Cantábrica, y COMAS-RENGIFO & GOY (2010) figuran un ejemplar de *M. occidentale* procedente de la base de la Subzona Stokesi en Asturias.

Los nuevos estudios realizados en Asturias y en la cuenca Vasco-Cantábrica, debido a la importancia bioestratigráfica del grupo y su utilidad para correlacionar con otras cuencas del NO de Europa, han permitido identificar nuevas especies de *Matteiceras* y completar el registro conocido de este género en la cordillera Cantábrica.

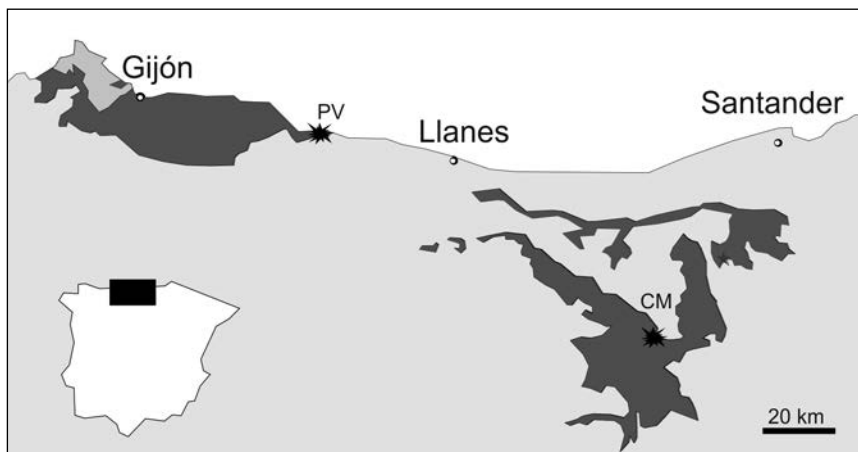


Figura 1. Mapa con los afloramientos del Jurásico de la cordillera Cantábrica.
PV, Sección de playa Vega; CM, Sección de Camino.

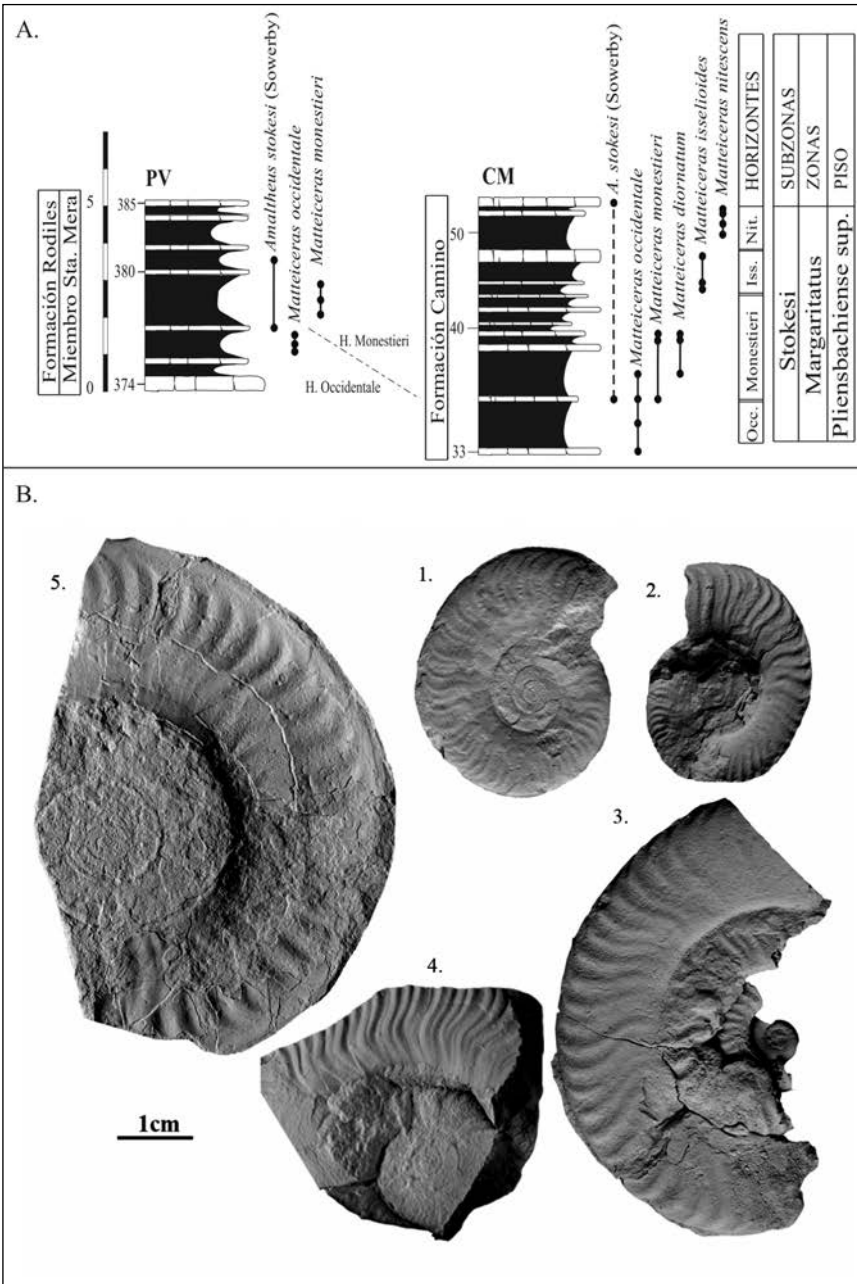


Figura 2. A. Secciones de playa Vega (PV) y Camino (CM). B. 1: *Matteiceras occidentale* (3CM-36.3); 2: *M. monestieri* (3CM-39.5); 3: *M. diornatum* (3CM-39.14); 4: *M. isselioides* (3CM-49.3.5); y 5: *M. nitescens* (3CM-50T.12). Occ. = Occidentale; Iss. = Isselioides; Nit. = Nitescens.

Contexto estratigráfico y bioestratigrafía

Se han estudiado de forma detallada dos secciones (Fig. 1). La sección de Camino (CM, Cantabria) se sitúa a 7 km al oeste de Reinosa y la de playa Vega (PV, Asturias) a 9 km al oeste de Ribadesella. En ellas, los materiales carbonáticos que constituyen la base del Pliensbachiense superior (Dommergiense) pertenecen, respectivamente, a la Formación Camino (ROBLES *et al.*, 2004) y al Miembro Santa Mera de la Formación Rodiles (VALENZUELA *et al.*, 1986) y representan el máximo transgresivo del Pliensbachiense.

Todas las especies de *Matteiceras* corresponden a la Zona Margaritatus (Subzona Stokesi) de la zonación estándar (DOMMERGUES *et al.*, 1997). El primer representante pertenece a la especie *Matteiceras occidentale* Dommergues, 1982 que, en opinión de DOMMERGUES & MEISTER (1985, 1989) da lugar a dos líneas evolutivas diferentes, una de costulación densa y fina (*Matteiceras isselioides* Dommergues *et al.*, 1985 y *Matteiceras diornatum* Dommergues *et al.*, 1985) y otra de costulación gruesa y angular (*Matteiceras nitescens* Young & Bird, 1828 y *Matteiceras monestieri* Fischer, 1975). La sucesión obtenida ha permitido caracterizar cuatro biohorizontes sucesivos (Fig. 2A):

- Biohorizonte Occidentale Dommergues, 1984. Comienza con la primera aparición de *M. occidentale* (Fig. 2B.1) en el nivel 33 de Camino y se encuentra desde el nivel 377 en playa Vega. Marca el comienzo del Pliensbachiense superior.
- Biohorizonte Monestieri Dommergues, 1984. Comienza con la primera aparición de *M. monestieri* (Fig. 2B.2), en el nivel 35 de Camino y se encuentra desde el nivel 379 en playa Vega. En él coinciden las especies *M. monestieri* y *M. diornatum* (Fig. 2B.3).
- Biohorizonte Isselioides. Comienza con la primera aparición de *M. isselioides* (Fig. 2B.4) en el nivel 45 de Camino. Este nuevo biohorizonte aumenta la precisión de la sucesión bioestratigráfica y resulta fácil de identificar e individualizar.
- Biohorizonte Nitescens Mouterde, 1967, emend. Dommergues, 1979. Comienza con la primera aparición de *M. nitescens* (Fig. 2B.5) en el nivel 50 de Camino. Representa el último horizonte que puede ser establecido con *Matteiceras*.

Conclusiones

En la cordillera Cantábrica se han identificado cinco especies de *Matteiceras*: *M. occidentale*, *M. monestieri*, *M. diornatum*, *M. isselioides* y *M. nitescens*, que han permitido caracterizar cuatro biohorizontes: Occidentale-Monestieri-Isselioides-Nitescens, de los cuales tres de ellos son típicos de la provincia del NO de Europa, e Isselioides facilita las correlaciones con la provincia Mediterránea.

Los datos obtenidos no contradicen, sino que más bien apoyan, la idea de que los *Matteiceras* más antiguos, *M. occidentale*, derivan de *Fuciniceras* próximos al grupo tetísico *F. volubile* (Fucini, 1900), existiendo dos líneas evolutivas diferentes: *M. monestieri*-*M. nitescens* frecuentes en plataformas someras del centro y norte de Europa, y *M. diornatum*-*M. isselioides* frecuentes en áreas algo más profundas de ámbitos meridionales.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2008-03112 del Ministerio de Ciencia e Innovación y la beca predoctoral BES-2009-015042 del Ministerio de Educación y Cultura.

References

- BRAGA, J.C., COMAS-RENGIFO, M.J., GOY, A. & RIVAS, P. 1984. The Pliensbachian of Spain: Ammonite successions, boundaries and correlations. In: *International Symposium on Jurassic Stratigraphy. Abstract Book, 1* (ed. MICHELSEN, O.), 160-176.
- BRAGA, J.C., COMAS-RENGIFO, M.J., GOY, A. & RIVAS, P. 1985. Le Pliensbachien dans la Chaîne Cantabrique orientale entre Castillo Pedroso et Reinosa (Santander, Espagne). *Les Cahiers de l'Institut Catholique de Lyon*, **14**, 69-83.
- BRAGA, J.C., COMAS-RENGIFO, M.J., GOY, A., RIVAS, P. & YÉBENES, A. 1988. El Lías inferior y medio en la zona central de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Camino, Santander). *Ciencias de la Tierra. Geología*, **11**, 17-45.
- COMAS-RENGIFO, M.J. & GOY, A. 2010. Caracterización biocronoestratigráfica del Sinemuriense superior y el Pliensbachense entre los afloramientos de la Playa Vega y Lastres (Asturias). In: *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). Colunga, 8-11 de septiembre de 2010* (eds. RUIZ-OMEÑACA, J.I., PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C.). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 10-18.
- DOMMERGUES, J.L., MEISTER, C. & FAURÉ, P. 1985. Trois espèces nouvelles d'Harpoceratinae du Carixien supérieur et du Domérien basal du Nord-Ouest de l'Europe. *Les Cahiers de l'Institut Catholique de Lyon*, **14**, 153-173.
- DOMMERGUES, J.L. & MEISTER, C. 1989. Trajectoires ontogénétiques et hétérochronies complexes chez des ammonites (Harpoceratinae) du Jurassique inférieur (Domérien). *Geobios, Mémoire Spécial* **12**, 157-166.
- DOMMERGUES, J.L., MEISTER, C. & SCHIROLI, P. 1997. Les successions des ammonites du Sinémurien supérieur au Toarcien basal dans les Préalpes de Brescia (Italie). *Memorie della Scienze Geologiche di Padova*, **49**, 1-26.
- DUBAR, G. & MOUTERDE, R. 1957. Précisions sur le Lias des Asturies et sur l'existence de mouvements intrajurassiques dans cette région. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D, Sciences Naturelles*, **244**, 1234-1236.
- ROBLES, S., QUESADA, S., ROSALES, M., AURELL, M. & GARCÍA-RAMOS, J.C. 2004. El Jurásico marino de la Cordillera Cantábrica. In: *Geología de España* (ed. VERA, J.A.). Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero, Madrid, 279-285.
- SUÁREZ-VEGA, L.C. 1974. Estratigrafía del Jurásico de Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **3**, 1-369.
- VALENZUELA, M., GARCÍA-RAMOS, J.C. & SUÁREZ DE CENTI, C. 1986: The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, **16**, 121-132.

Discrepancias de correlación cronoestratigráfica para el evento Anóxico Oceánico del Toarciense: amonoideos y nanofósiles calcáreos vs. isótopos del carbono

Sandoval, J.¹, Aguado, R.², Bill, M.³, M., O'Dogherty, L.⁴ y Rivas, P.¹

¹ Depto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avda. de Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. España. <sandoval@ugr.es>, <privas@ugr.es>

² Depto. de Geología. Universidad de Jaén, c/ Alfonso X EL Sabio, n.º 28. E-23700 Linares (Jaén). España. <raguado@ujaen.es>

³ Center for Isotope Geochemistry. Berkeley, CA 94720. EE. UU. <mbill@lbl.gov>

⁴ Depto. de Ciencias de la Tierra. CASEM. E-11510 Puerto Real (Cádiz). España. <luis.odogherty@uca.es>

Key words: *Toarcian, ammonites, calcareous nannofossils, carbon-isotope*

Introducción

La posición cronoestratigráfica del Evento Anóxico Oceánico del Toarciense (T-OAE) así como del mínimo asociado de los valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos marinos y en la materia orgánica, se han discutido en la extensa bibliografía que analiza este fenómeno y han recibido gran atención en los últimos veinticinco años (JENKYN, 1988; JIMÉNEZ *et al.*, 1996; GÓMEZ *et al.*, 2008; SABATINO *et al.*, 2009; entre otros). Sin embargo, queda aún por resolver un aspecto fundamental: su, al menos aparente, heterocronía. Para poder clarificar este problema, se ha llevado a cabo un estudio detallado de estratigrafía isotópica en la cuenca Subbética en secciones continuas con abundantes amonites y nanofósiles calcáreos, a la vez que se ha realizado una revisión exhaustiva de los datos bioestratigráficos y de quimioestratigrafía isotópica disponibles en otras regiones.

Discusión

Desde un punto de vista puramente cronoestratigráfico, el aspecto más interesante es la diferente posición en la que puede localizarse el mínimo en los valores isotópicos del $\delta^{13}\text{C}$, asociado al T-OAE en relación a los esquemas zonales de amonoideos empleados para cada región. En el Apenino Umbro-Marchigiano el mínimo negativo se localiza completamente dentro de la parte inferior del Toarciense Inferior, Zona Tenuicostatum (= Polymorphum) (SABATINO *et al.*, 2009). En el norte y centro de España, el mínimo negativo se sitúa en la transición Tenuicostatum-Serpentinum (MATTIOLI *et al.*, 2004; GÓMEZ *et al.*, 2008). Nuestro estudio revela que, en la cuenca Subbética, este mínimo se localiza en la parte alta del Toarciense Inferior (Zona Serpentinum) y está caracterizado por la presencia de *Hildaites levisoni* (Simpson, 1843). En el dominio Subboreal, la excursión negativa se extiende desde la parte alta de la Zona Tenuicostatum y la Zona Exaratum (parte inferior de la Zona Falciferum = Serpentinum) (MCARTHUR *et al.*, 2000). En la cuenca septentrional germánica, los valores mínimos en $\delta^{13}\text{C}$ se atribuyen a la parte alta de la subzona Semicelatum hasta la parte media de la Zona Falciferum, una posición equivalente a la anterior (SCHMID-RÖHL *et al.*, 2002).

Caben dos posibles explicaciones para, en detalle, resolver estas notables discrepancias en la asignación cronoestratigráfica del mínimo isotópico del $\delta^{13}\text{C}$ asociado al T-OAE: 1) los criterios temporales utilizados como diagnóstico de correlación en amonoideos son diacrónicos y por tanto no son fiables, y/o 2) la excursión negativa registrada durante el T-OAE no es eventual sino diacrónica y por tanto quedaría en entredicho su potencial como herramienta de correlación cronoestratigráfica a gran escala. Nuestro estudio revela dos líneas de evidencias que soportarían la primera de las hipótesis. En primer lugar, en la región Boreal-Subboreal (esto es, Yorkshire) los amonites son muy frecuentes durante prácticamente todo el intervalo de estudio (Toarciense Inferior), pero la mayor parte de la fauna tiene un fuerte carácter endémico asociado a regiones de alta paleolatitud, lo que dificulta su correlación. En segundo lugar, en el área Mediterránea los amonoideos son escasos durante la Zona *Tenuicostatum* (= *Polymorphum*), y por tanto las asignaciones biocronológicas no son fidedignas y consecuentemente, las correlaciones son extremadamente difíciles. Las discrepancias más significativas de correlación con el resto de regiones las encontramos en el Apenino Umbro-Marchigiano. La fauna de amonoideos demuestra que los niveles infrayacentes al T-OAE están caracterizados por una asociación típica de la Zona *Polymorphum*, mientras que los niveles inmediatamente superiores son típicos y asignables a la Zona *Serpentinum*. Sin embargo, en los niveles correspondientes al T-OAE no se ha encontrado ningún elemento de correlación bioestratigráfica, por lo que estos podrían corresponder tanto a la Zona *Polymorphum* (= *Tenuicostatum*) como a la Zona *Serpentinum*, o incluso a ambas. Sin embargo, existe un consenso general en cuanto a la posición del mínimo registrado en valores del $\delta^{13}\text{C}$ respecto a los esquemas bioestratigráficos basados en nanofósiles calcáreos. La mayor parte de los estudios consideran que este se localiza inmediatamente por encima de la primera aparición de *Carinolithus superbus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) dentro del intervalo correspondiente a la zona NJ6/NJT6 (MATTIOLI *et al.*, 2004). Los esquemas de correlación entre zonas de amonoideos y eventos/zonas de nanofósiles indican que la primera aparición de *C. superbus* debe situarse dentro de la parte inferior de la Zona *Serpentinum* (esto es, Portugal; PERILLI & DUARTE, 2006). Por tanto, y al menos para el Tethys occidental, la correcta asignación cronológica del T-OAE debe considerarse situada dentro de la Zona *Serpentinum*.

Referencias

- GÓMEZ, J.J., GOY, A. & CANALES, M.L. 2008. Seawater temperature and carbon isotope variations in belemnites linked to mass during Toarcian (Early Jurassic) in Central and Northern Spain. Comparison with other European sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **258**, 28-58.
- JENKYN, H.C. 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *American Journal of Science*, **288**, 101-151.
- JIMÉNEZ, A.P., JIMÉNEZ DE CISNEROS, C., RIVAS, P. & VERA, J.A. 1996. The Early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic): Paleogeographic and palaeobiogeographic significance. *The Journal of Geology*, **10**, 399-416.
- MATTIOLI, E., PITTET, B., BUCEFALO PALLIANI, R., RÖHL, H.-J., SCHMID-RÖHL, A. & MORETTINI, E. 2004. Phytoplankton evidence for the timing and correlation of palaeoceanographical chan-

- ges during the early Toarcian oceanic anoxic event (Early Jurassic). *Journal of the Geological Society, London*, **161**, 685-693.
- McARTHUR, J.M., DONOVAN, D.T., THIRLWALL, M.F., FOUKE, B.W. & MATTEY, D. 2000. Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 269-285.
- PERILLI, N. & DUARTE, L.V. 2006. Toarcian nannobiohorizons from Lusitanian basin (Portugal) and their calibration against ammonite zones. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **112**, 417-434.
- SABATINO, N., NERI, R., BELLANCA, A., JENKYN, H.C., BAUDIN, F., PARISI, G. & MASETTI, D. 2009. Carbon-isotope records of the Early Jurassic (Toarcian) oceanic anoxic event from the Valdorbia (Umbria-Marche Apennines) and Monte Mangart (Julian Alps) sections: palaeoceanographic and stratigraphic implications. *Sedimentology*, **56**, 1307-1328.
- SCHMID-RÖHL, A., RÖHL, H.J., OSCHMANN, W., FRIMMEL, A. & SCHWARK, L. 2002. Palaeoenvironmental reconstruction of Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): global versus regional control. *Geobios*, **35**, 13-20.

Erycitinae (Ammonitina, Jurásico) en el Tethys occidental: taxonomía y biogeografía

Sandoval, J.¹, Martínez, G.² y Ureta, S.²

¹ Depto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avda. de Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. España. <sandoval@ugr.es>

² Depto. y UEI de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <gemmamar@geo.ucm.es>, <solureta@geo.ucm.es>

Key words: *Western Tethys, Erycitidae, Taxonomy, Biogeography*

Introducción

Los Erycitidae están bien representados en la transición Jurásico Inferior-Jurásico Medio del Tethys occidental (Fig. 1), pero son más abundantes y su registro es más continuo en la provincia Mediterránea que en las provincias Submediterránea y Subboreal. En el dominio mediterráneo, se extienden desde el Toarciense Superior hasta el Bajociense basal (KOVÁCS & GÉCZY, 2008; RULLEAU, 2009 y referencias en ambos). El dominio Subbético presenta registro continuo de Erycitidae desde la Zona Speciosum hasta la Zona Discites. En la cordillera Ibérica también aparecen diferentes Erycitidae, aunque sus registros son discontinuos.

Las colecciones de paleontología de la Universidad de Granada contienen gran número de ejemplares de Erycitidae, procedentes de secciones estratigráficas de la cuenca Subbética. El análisis bioestratigráfico de Erycitidae y Hammatoceratidae del dominio Subbético ha permitido establecer un esquema zonal para el Toarciense Superior-Bajociense basal (SANDOVAL *et al.*, 2011), aplicable a la provincia Mediterránea y correlacionable con otros dominios paleogeográficos.

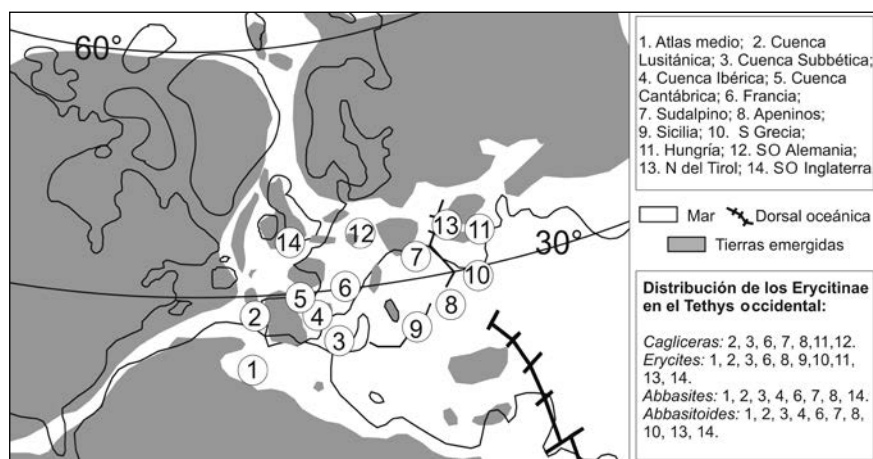


Figura 1. Distribución paleobiogeográfica de los Erycitinae en el Tethys occidental.

Taxonomía

Aspectos taxonómicos de los Erycitidae han sido debatidos por Kovács & Géczy (2008) y por RULLEAU (2009) que diferenció dos subfamilias: 1) Erycitinae Spath, en la cual incluye los géneros *Praerycites* Venturi, *Cagliceras* Rulleau & Elmi, *Erycites* Gemmellaro, *Abbasites* Buckman, *Abbasitoides* Géczy, *Spinammatoceras* Schindewolf, *Malladaites* Linares & Sandoval, *Haplopleuroceras* Buckman y *Shahrudites* Seyed-Emami; 2) Podagrosiceratinae Westermann & Riccardi, en la que incluye a los géneros del Pacífico oriental: *Sphaerocoeloceras* Jaworski, *Podagrosiceras* Maubeuge & Lambert, *Erycitoides* Westermann y *Westermanniceras* Riccardi. El autor cuestiona la posición taxonómica de *Zurcheria* Douvillé, aunque no duda de las relaciones filogenéticas próximas entre *Malladaites* y *Zurcheria*. El análisis de los diferentes géneros de Erycitidae y de sus relaciones filogenéticas (MARTÍNEZ *et al.*, 2010), muestran que es más apropiado diferenciar tres subfamilias: Zurcheriinae Hyatt, Erycitinae Spath y Podagrosiceratinae Westermann & Riccardi.

Orden AMMONOIDEA Zittel, 1884

Suborden AMMONITINA Hyatt, 1889

Superfamilia **Hammatoceratoidea** Buckman, 1887

Familia **Erycitidae** Spath, 1928

Subfamilia **Erycitinae** Spath, 1928

La síntesis de la distribución paleobiogeográfica y cronoestratigráfica de los Erycitinae del Tethys occidental, incluyendo los géneros y especies que consideramos válidos, aparece en las figuras 1 y 2.

Género *Cagliceras* Rulleau & Elmi, 2001

Especie tipo: *Erycites elaphus* Merla (1933, p. 25, l. 4, f. 5, desig. por Rulleau & Elmi, 2001).

Diagnosis: Talla media. Semievolutos a evolutos con sección que varía de deprimida a ligeramente comprimida. Quilla poco desarrollada que desaparece en la última vuelta. Peristoma con constricción.

Género *Erycites* Gemmellaro, 1886

Especie tipo: *Erycites fallifax* Arkell, 1957 (= *Ammonites fallax*, Benecke, p. 171, l. 6, f. 1).

Diagnosis: Tamaño medio. Ombligo crateriforme en vueltas internas y ancho y poco profundo en estadio adulto. Sección que varía de subcircular deprimida a comprimida durante la ontogenia. Quilla muy poco marcada, sólo presente en vueltas internas. Peristoma elevado precedido de una constricción.

Género *Abbasitoides* Géczy, 1966

Especie tipo: *Coeloceras modestum* Vacek (1886, p. 100, l. 17, f. 4-6).

Diagnosis: Talla pequeña. Evolutos con ombligo amplio y poco profundo. La sección varía con la ontogenia de deprimida a ligeramente comprimida. Costulación sin tubérculos en los puntos de división. Ausencia de quilla, las costillas atraviesan la región ventral al final de la ontogenia. Peristoma elevado con constricción moderada.

Especie tipo: *Abbasites abbas* Buckman (1921, T.A. III, l. 236).

Diagnosis: Tamaño reducido. Enrollamiento excéntrico con espiral más envolvente en vueltas internas. Sección deprimida a subcircular. Costillas primarias y secundarias proversas, débiles en la región ventral. Macroconchas con peristoma muy proverso con constricción y microconchas con apófisis laterales.

Consideraciones filogenéticas

VENTURI & BILOTTA (2008) y RULLEAU (2009) consideraron que los Hammatoceratoidea tienen su origen en formas de pequeño tamaño de la base del Toarciense Medio. Otros autores (GUÉX, 2000) opinan que su origen estaría en los Phymatoceratidae del Toarciense Superior, de los que descenderían tanto Erycitidae como Hammatoceratidae. El género *Crestaites* Rulleau & Elmi, 2001 (especie tipo «*Hammatoceras*» *meneghinii* Bonarelli, 1899) ha sido incluido en los Hammatoceratidae por varios autores (RULLEAU, 2009; VENTURI & BILOTTA, 2008; KOVÁCS, 2009; etc.). Sin embargo, las vueltas internas de este género, son muy similares a las de los *Cagliceras* muy primitivos. Además las macroconchas de *Crestaites* tienen peristoma muy desarrollado, elevado y oblicuo hacia adelante, precedido por una constricción ancha y poco profunda la cual es muy característica en Erycitidae. Este tipo de peristoma no está presente en los Hammatoceratidae típicos. Dicho carácter muestra la gran afinidad entre *Crestaites* y los Erycitidae más primitivos. *Crestaites* o *Geczyceras*, mejor que *Praerycites*, podrían representar el nexo de unión entre Hammatoceratidae y Erycitidae. Así, parecen obvias las relaciones filogenéticas entre Hammatoceratidae, *Geczyceras* Martínez, 1992 y *Crestaites*, y los Erycitidae más primitivos (*Cagliceras*); y, por otra parte, *Praerycites* podría estar filogenéticamente unido a los Phymatoceratidae.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los Proyectos CGL 2008-00533, CGL 2011-23759, CGL 2011-25894 y CGL2011-23947.

Referencias

- GUÉX, J. 2000. Paronychoceras, un nouveau genre d'ammonites du Lias supérieur. *Bulletin de Géologie* (Lausanne), **344**, 115-124.
- KOVÁCS, Z., & GÉCZY B., 2008. Upper Toarcian-Middle Aalenian (Jurassic) Erycitidae SPATH (Ammonitina) from the Gerecse Mts, Hungary. *Hantkeniana*, **6**, 57-108.
- MARTÍNEZ, G., SANDOVAL, J. & URETA, S., 2010. Hammatoceratoideos (Ammonitina) del Toarciense-Bajociense basal (Jurásico) del Tethys Occidental: implicaciones filogenéticas. In: *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). Colunga, 8-11 de septiembre de 2010* (eds. RUIZ-OMEÑACA, J.I., PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C.). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 186-188.
- RULLEAU, L., 2009. *Les Hammatoceratidae et les Erycitidae NW Européen-et Tethysiens du Lias et du Dogger*. Section Géologie-Paléontologie du C.E. Lafarge ciments, 285 pp.
- SANDOVAL, J., MARTÍNEZ, G., & URETA, S., 2011. Upper Toarcian-Lower Bajocian (Jurassic) Hammatoceratoidea (Ammonitina) of the Betic Cordillera (southern Spain): biostratigraphy and zonal correlations. *Bulletin de la Société géologique de France*, **182**, 241-254.
- VENTURI, F. & BILOTTA, M., 2008. Ammoniti del genere *Hammatoceras* degli studi di Fossa Mancini ai recenti progressi nella conoscenza della filogenesi e della paleobiogeografia. In: *Enrico Fossa Mancini e la storia naturale dell' Appennino* (ed. SASSAROLI, S.). Liceo Classico Statale «Vittorio Emanuele II», Jesi; Edizioni Abbatelli, 33-40.

El Bajociense del área del pantano de Cuber, Serra de Tramuntana, Mallorca

Sandoval, J.¹ y O'Dogherty, L.²

¹ Depto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avda. de Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. España. <sandoval@ugr.es>

² Depto. de Ciencias de la Tierra. CASEM. E-11510 Puerto Real (Cádiz). España. <luis.odogherty@uca.es>

Key words: *Majorca, Bajocian, ammonites, microfacies*

Introducción

La isla de Mallorca constituye, junto con Formentera y Cabrera, una elevación continental en el mar Mediterráneo que se corresponde con la prolongación hacia el este de la cordillera Bética (ÁLVARO *et al.*, 1989). El Jurásico de la Serralada de Tramuntana, en el norte de Mallorca, tienen muchos caracteres comunes con las sedimentos de la misma edad del dominio Subbético (Zonas externas de la cordillera Bética), mostrando, según las localidades, caracteres típicos del Subbético Externo o de series de transición Subbético Medio/Externo (SANDOVAL, 1994; CARACUEL, 1996).

El Bajociense: litología, microfacies, bioestratigrafía y asociaciones de amonites

Las facies pelágicas o hemipelágicas de edad Bajociense, están muy bien representadas en la Serralada de Tramuntana (FALLOT, 1922; ÁLVARO *et al.*, 1989, CARACUEL *et al.*, 1994, 1995; SANDOVAL, 1994; Sandoval in AURELL *et al.*, 2002) y especialmente en el área de la Alfabia-Cuber (SANDOVAL, 1994) donde forman parte de las Formaciones Gorg Blau, Cuber y Puig d'en Paré (ÁLVARO *et al.*, 1989). En este caso analizamos los afloramientos existentes en el borde oriental del pantano de Cuber, por ser aquí donde presentan mejor exposición, lo que facilita muestreos nivel a nivel y, además, donde los amonoideos son, quizá, más abundantes y mejor preservados.

En el área de Cuber, el Jurásico Medio comienza por una alternancia de margas y margo-calizas grises («*mudstones*» o «*wackestones*» con bivalvos de concha fina, radiolarios, amonites, etc.). Este tramo, sin buena exposición en sus niveles inferiores (≈ 30 m) contiene fósiles de amonites (*Euhoplceras* y *Haplopleuroceras*) del Aalenense terminal y Bajociense basal (Zona de Discites); hacia la parte superior de la sección (Fig. 1), con mejor exposición y estratificación, aparecen amonites característicos de la Zona de *Laeviuscula*. Este tramo pasa progresivamente a calizas con nódulos de sílex («*wackestones*» con abundancia de radiolarios y menor proporción de bivalvos de concha fina, foraminíferos bentónicos y planctónicos, fragmentos de equinodermos y amonoideos) que localmente presentan pequeñas intercalaciones de margocalizas o margas. Los fósiles de amonoideos, escasos en la parte inferior del tramo y más abundantes en la parte superior, permite diferenciar la Zona de *Propinquans* y la parte inferior de la Zona de *Humphriesianum*.

En la parte terminal del Bajociense inferior y en la base del Bajociense superior, las facies margosas dominan sobre las calizas o margocalizas (Fig. 2) y las

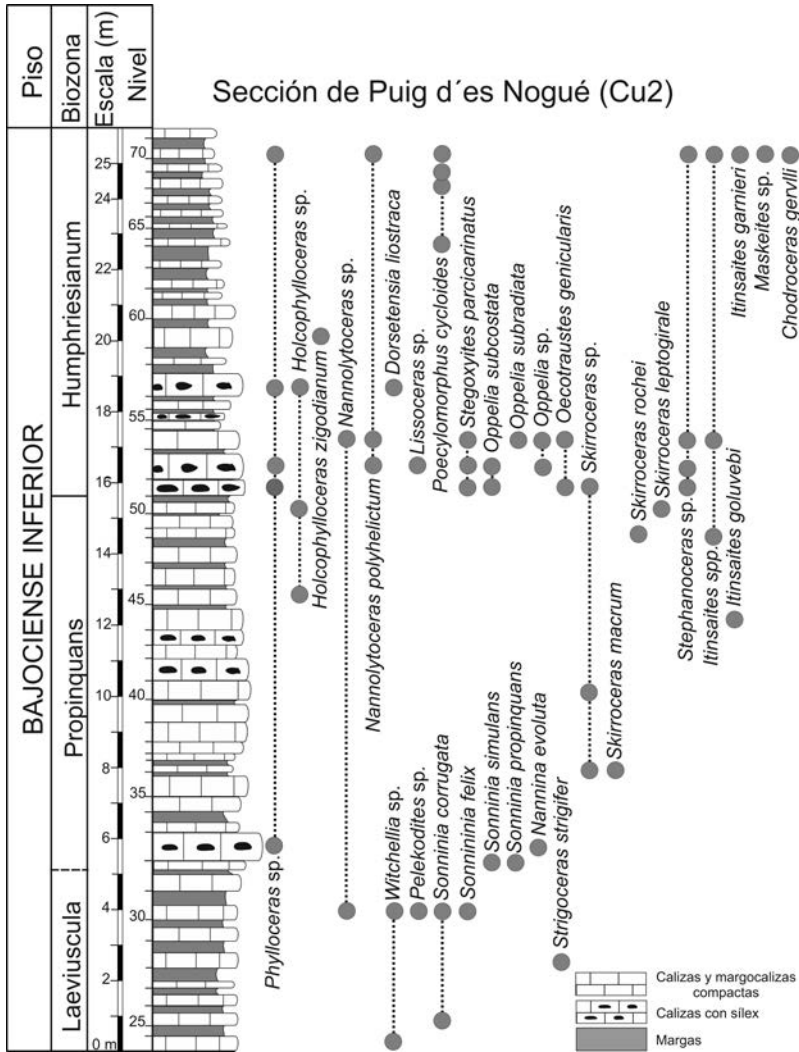


Fig. 1. Sucesión litológica y distribución de amonites en la sección de Puig d'es Nogué (Cu2), área de Cuber.

pistas fósiles (*Zoophycos*) son comunes. Las microfacies son de «mudstones» con radiolarios, escasos bivalvos de concha fina y fragmentos de equinodermos. Los amonoideos permiten diferenciar la parte superior de la Zona de Humphriesianum y la Zona de Niortense (Fig. 2).

No se encuentran buenos afloramientos en donde se pueda observar y muestrear nivel a nivel la transición entre los materiales de la Formación Cuber y las calizas nodulosas inmediatamente superiores. En área de Cuber, el Bajociense terminal (al menos la Zona de Parkinsoni y probablemente la de Garantiana) y el Bathoniense inferior están constituidos por calizas nodulosas de aspecto bre-

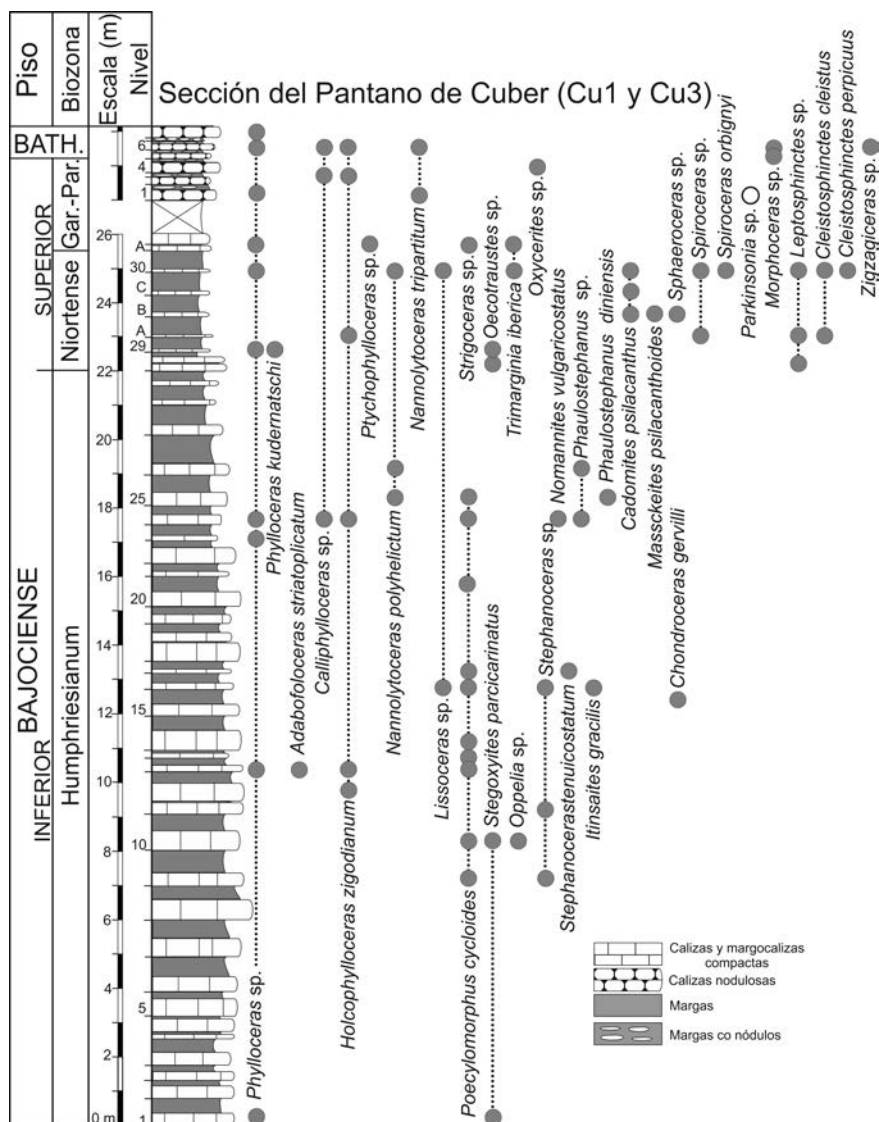


Fig. 2. Sucesión litológica y distribución de amonites en secciones del embalse de Cuber (Cu1 y Cu3).

choide («*packstones*» de bivalvos de concha fina, abundantes radiolarios y foraminíferos bentónicos). Excepto los Phylloceratina, los amonoideos son escasos en Bajociense terminal (*Parkinsonia* sp. y *Cadomites daubennyi*), pero llegan a ser abundantes en el Bathoniense inferior.

Las asociaciones de amonoideos tienen carácter marcadamente mediterráneo. En las ritmitas hemipélagicas del Bajociense, los Phylloceratina y Lytoceratina están presentes, aunque no son los amonites dominantes. Los Stephanoceratidae, Sonniniidae, Oppeliidae y Haploceratidae son comunes en

Bajociense inferior, en tanto que Sphaeroceratidae, Otoitidae, Strigoceratidae, Graphoceratidae y *Haplopleuroceras* (los dos últimos restringidos al Bajociense basal) son muy escasos. En el Bajociense superior dominan los Leptosphinctinae y Stephanoceratidae. En las facies de calizas nodulosas del Bajociense terminal y Bathoniense basal los Lytoceratina (*Nannolytoceras*) son los elementos dominantes, los Phylloceratina y Perisphinctidae son también comunes, mientras que Morphoceratidae, Stephanoceratidae, Parkinsoniidae y Opeliidae son escasos.

Conclusiones

En el Bajociense del área de Cuber dominan las facies hemipelágicas-pelágicas formadas por ritmitas de margas y margocalizas; también aparecen calizas con sílex en algunos niveles del Bajociense inferior y calizas de carácter noduloso en el Bajociense terminal.

La sucesión de facies del Bajociense de la Serralada de Tramuntana de Mallorca guarda gran similitud con algunas de las sucesiones reconocidas en secuencias del Subbético, especialmente con aquellas de transición Subbético Medio/Subbético Externo.

Los amonoideos, de carácter típico mediterráneo, contienen frecuentes Phylloceratina y Lytoceratina, aunque salvo en el Bajociense terminal, estos no son dominantes.

Las asociaciones de amonites permitieron reconocer las zonas de Discites, Laeviuscula, Propinquans, Humphriesianum, Niortense y Parkinsoni.

Agradecimientos. Trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL 2008-00533 y CGL 2011-23759 (MEC) y el Grupo de Investigación RNM-178 (Junta de Andalucía).

Referencias

- ÁLVARO, M., BARNOLAS, A., CABRA, A., COMAS-RENGIFO, M.J. FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.R., GOY, A., DEL OLMO, P., RAMÍREZ DEL POZO, J., SIMÓ, A. & URETA, S. 1989. El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **13**, 67-120.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, G., OLÓRIZ, F., BÁDENAS, B., CARACUEL, J., GARCÍA-RAMOS, J.C., GOY, A., LINARES, A., QUESADA, S., ROBLES, S., RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J., ROSALES, I., SANDOVAL, J., SUAREZ DE CENTI, C., TAVERA, J.M. & VALENZUELA, M., 2002. Jurassic. In: *The Geology of Spain* (eds. GIBBONS, W. & MORENO, T.). The Geological Society, London, pp. 213-253.
- CARACUEL, J.E. 1996. *Asociaciones de megainvertebrados, evolución ecosedimentaria e interpretaciones ecostratigráficas en umbrales epiocéánicos del Tethys Occidental (Jurásico superior)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. (Inédita).
- CARACUEL, J.E., EL KADIRI, K., & OLÓRIZ, F. 1995. Faciès radiolaritiques et discontinuités á limite Dogger-Malm dans la Formation «Puig d'en Paré» (Sierra Norte, Majorque). *Geobios*, **28**, 675-681.
- CARACUEL, J.E., OLÓRIZ, F. & SANDOVAL, J. 1994. Datos preliminares sobre el Bajociense superior de Coll Baix (península de Alcudia, Mallorca). *Geogaceta*, **16**, 67-69.
- FALLOT, P. 1922. *Étude Géologique de la Sierra de Majorque*. Librairie Polytechnique Ch. Béranger, Paris. 481 pp.
- GOY, A., MARTÍNEZ, G. Y URETA, S., 1995. Ammonitina (Hammatoceratidae) of the Toarcian and Aalenian in the Serra de Llevant (Isle of Mallorca, Spain). *Hantkeniana*, **1**, 97-104.
- SANDOVAL, J. 1994. The Bajocian stage in the Island of Majorca: Biostratigraphy and ammonite assemblages. *Miscellanea del Servizio Geológico Nazionale*, **5**, 203-215.

Vistas interiores de la fauna de *Daghanirhynchia* (Rinconélidos, Braquiópodos) del Jurásico Medio de Jordania

Schemm-Gregory, M.¹, Feldman, H.R.², Ahmad, F.³ y Wilson, M.A.⁴

¹ Centro de Geociências da Universidad de Coimbra. Largo Marquês de Pombal. P-3000-272 Coimbra. Portugal. <mena.schemm-gregory@dct.uc.pt>, <mena_schemm@gmx.de>

² American Museum of Natural History. Division of Paleontology (Invertebrates). Central Park West at 79th Street. New York, NY 10024. EE. UU. <feldspar4@optonline.net>

³ Faculty of Natural Resources and Environment. Department of Earth and Environmental Sciences. The Hashemite University. P.O. Box 150459. 13115 Zarqa. Jordan. <fayezahmad3@hotmail.com>

⁴ Department of Geology. The College of Wooster. 944 College Mall. Wooster, OH 44691. EE. UU. <mwilson@wooster.edu>

Key words: *Daghanirhynchia*, *Rhynchonellida*, 3D reconstructions, biostratigraphy, Ethiopian Province, Middle Jurassic

Introducción

El género *Daghanirhynchia* ocurre en la provincia Etiópe durante el Jurásico Medio y Superior. Los miembros representativos de este género se pueden identificar fácilmente por la forma característica de sus conchas: la valva dorsal bastante curvada, costillas simples originándose en el ápice. *Daghanirhynchia* tiene un valor importante para la bioestratigrafía de la provincia Etiópe. El género *Daghanirhynchia* fue definido por MUIR-WOOD (1935), junto con varias especies de Somalia. Más tarde COOPER (1989) definió otras especies en Arabia Saudí y FELDMAN *et al.* (2012) citaron una nueva especie de Jordania. Mientras que *Daghanirhynchia* tiene un valor importante como fósil índice del Jurásico Medio, una revisión de la fauna completa de *Daghanirhynchia* de Jordania todavía está pendiente. En este trabajo presentamos las especies de *Daghanirhynchia* que aparecen en Jordania, mostramos reconstrucciones tridimensionales del interior de especies seleccionadas, junto con los de la especie tipo *Daghanirhynchia daghaniensis*, y discutimos la bioestratigrafía de *Daghanirhynchia* en la provincia Etiópe.

Material y métodos

Estudiamos tres perfiles en el noroeste de Jordania (Arda, King Talal y Tel el Dhahab) en los que especímenes de *Daghanirhynchia* dominan la fauna en las Formaciones Hamam (Bathoniense) y Mughanniyya (Calloviense). El material fue recogido con especial atención a la posición estratigráfica. Secciones seriadas fueron preparadas con una distancia de 25-50 micrómetros y digitalizadas con una cámara digital réflex.

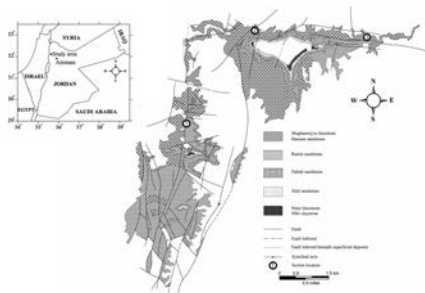


Figura 1. Mapa del área de estudio con los afloramientos indicados (1: Arda, 2: Tal el Dhahab, 3: King Talal).

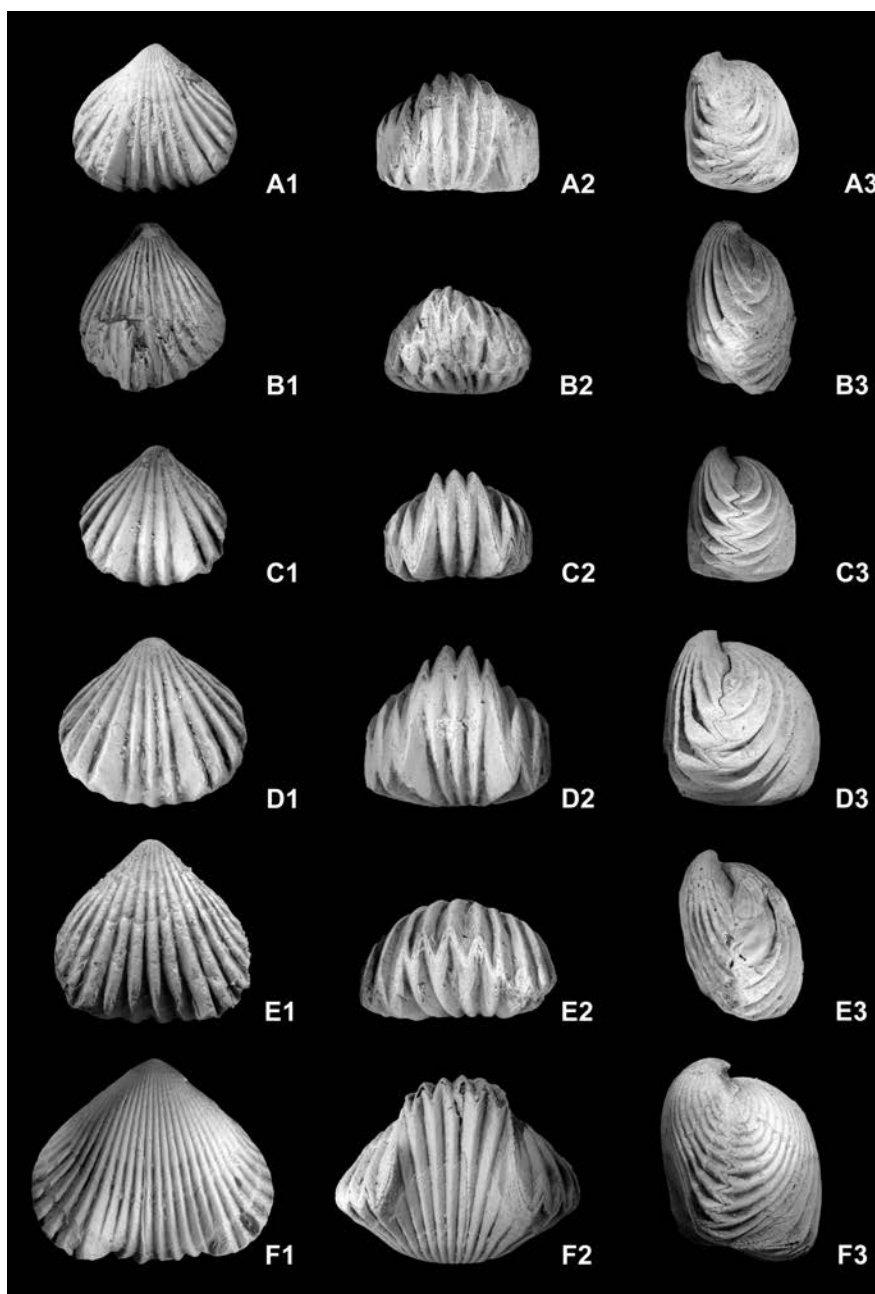


Figura 2. A. *Daghanirhynchia* sp. 2 (AMNH-FI 83673), Tal el Dhahab. B. ?*Daghanirhynchia* triangulata Cooper, 1989 (AMNH FI 72398), Arda. C. *Daghanirhynchia* susanae Feldman et al., 2012 (AMNH-FI 72380), Arda. D. *Daghanirhynchia* sp. 1 (AMNH-FI 83672), King Talal. E. *Daghanirhynchia* angulocostata Cooper, 1989 (AMNH-FI 72395), Tel el Dhahab. F. *Daghanirhynchia* daghaniensis Muir-Wood, 1935 (MB.B. 3358), Antalo Limestone, Calloviense/Oxfordiense, rio Geyedamo, Mekele Outlier, Etiopía. Vista ventral (1), anterior (2), y lateral (3) de conchas articuladas. A-E. Formación Mughanniyya, Calloviense. Todas las imágenes en tamaño original (x 1,0).

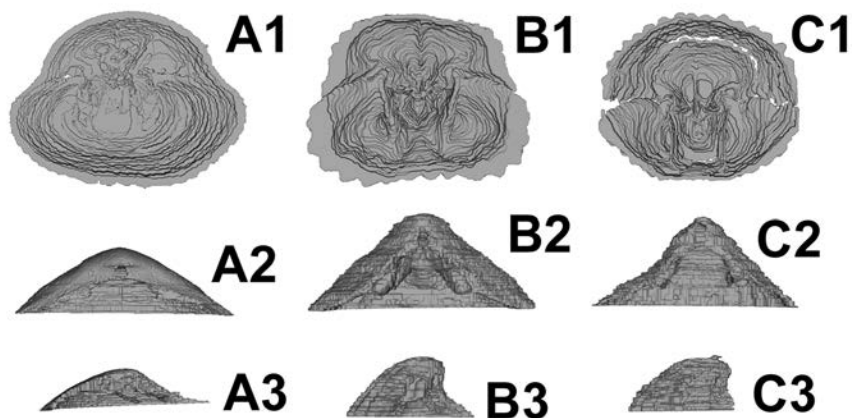


Figura 3. Reconstrucciones tridimensionales de especies de *Daghanirhynchia* de imágenes TC (A) y secciones seriadas (B-E). Todas las figuras ampliadas (1.0x).

A. *Daghanirhynchia daghaniensis* Muir-Wood, 1935 (MB.B. 3358), Antalo Limestone, Calloviense /Oxfordiense, río Geyedamo, Mekele Outlier, Etiopía. B. *Daghanirhynchia* sp. 1 (AMNH-FI 83672), King Talal. C. *Daghanirhynchia* sp. 2 (AMNH-FI 83673), King Talal. D. *Daghanirhynchia susanae* Feldman et al., 2012 (AMNH-FI 72410), Arda. Vista anterior de la región apical de conchas articuladas con crura (1). Vista ventral con crura del interior de la valva dorsal (3). Vistas posterolaterales oblicuas del interior de la valva ventral (6). B-D. Formación Mughanniyya, Calloviense.

Las imágenes de TC son de una distancia de 10 micrómetros. Las reconstrucciones 3D están creadas con el programa SPIERS (www.spiers-software.org) según SUTTON *et al.* (2001, 2005).

Conclusiones

La fauna de *Daghanirhynchia* en Jordania consiste en nueve especies, de las cuales dos son nuevas y una se registra en nomenclatura abierta. Las reconstrucciones en 3D muestran claramente las diferencias entre las especies según la acreción de material calcáreo en la parte posterior de las conchas, presencia o ausencia de septo medio en las valvas y orientación y contorno de los cardinalia incluyendo los crura. *Daghanirhynchia daghaniensis* de Etiopía es significativamente más grande que las especies de Jordania, pero procede de estratos más recientes (Oxfordiense, Jurásico Superior) (KIESSLING *et al.*, 2011). Los representantes de *Daghanirhynchia* se restringen a la provincia Etíope, donde aparecen primero en Jordania y cuestionablemente en Somalia; aparecen a partir del Bathoniense en Arabia Saudí y Túnez. En el Calloviense hay registros en Yemen, Etiopía, Israel, Kenia y durante el Oxfordiense, en Etiopía y Marruecos. La diversidad máxima de especies existe durante el Calloviense en Jordania y Somalia. Solo cuatro especies llegan al Oxfordiense, lo que se puede explicar por la regresión de la provincia Etíope a partir del Jurásico Medio.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Wolfgang Kiessling (Museum für Naturkunde Berlin, Alemania) y Martin Munt (Natural History Museum London, Inglaterra) el acceso proporcionado a las colecciones de braquiópodos, y a Tima Emmel, Michael Ricker y Erika Scheller-Wagner (Senckenberg Forschungsinstitut und Naturkundemuseum, Frankfurt am Main, Alemania) su ayuda en la preparación de secciones seriadas. Alberto Pérez-Huerta (University of Alabama, Tuscaloosa, EE. UU.) mejoró el castellano del manuscrito.

Esta investigación recibió el apoyo del Proyecto SYNTHESIS (<http://www.synthesys.info/>), que es financiado por acción para la infraestructura de la Comunidad Europea de Investigación «Estructuración del Espacio Europeo de Investigación» Programa (DE-1111-TAF: Late Jurassic brachiopods from Ethiopia - survivors of the past?).

Referencias

- COOPER, G.A. 1989. Jurassic brachiopods of Saudi Arabia. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, **65**, 1-213.
- FELDMAN, H.R., SCHEMM-GREGORY, M., AHMAD, F. & WILSON, M.A. 2012. Rhynchonellid Brachiopods from the Jordan Valley. *Acta Palaeontologica Polonica*, **57** (1), 191-204. Doi:10.4202/app.2010.0092.
- KIESSLING, W., ABERHAN, M., KUMAR PANDEY, D., SCHEMM-GREGORY & M., MEWIS, H. 2011. Marine benthic invertebrates from the Upper Jurassic of northern Ethiopia and their biogeographic affinities. *Journal of Asian Earth Sciences*, **59**, 195-214. Doi: 10.1016/j.jafrearsci.2010.10.006.
- MUIR-WOOD, H.M., 1935. Jurassic brachiopoda. In: *The Mesozoic Palaeontology of British Somaliland. Geology and Palaeontology of British Somaliland, II* (ed. MACFAYDEN, W.A.). London, Government of Somaliland Protectorate, 75-147.
- SUTTON, M.D, BRIGGS, D.E.G., SIVETER, DAVID J. & SIVETER, DEREK J. 2001. Methodologies for the visualization and reconstruction of three-dimensional fossils from the Silurian Herefordshire Lagerstätte. *Paleontologia Electronica*, **4** (1), art. 2, 1-17. [http://paleo-electronica.org/2001_1/s2/issue1_01.htm].
- SUTTON, M.D, BRIGGS, D.E.G., SIVETER, DAVID J. & SIVETER, D.J. 2005. Silurian brachiopods with soft-tissue preservation. *Nature*, **436**, 1013-1015.

Estudio bioestratinómico de las concentraciones esqueléticas de moluscos actuales de Ses Illetes (N de Formentera, Baleares): resultados preliminares

Torres, E., Farriol, S., Domènech, R. y Martinell, J.

IRBIO y Dept. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències marines. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. c/ Martí i Franquès, s/n. E-08028 Barcelona. España.
<enrikiu_8@hotmail.com>, <sunna.farcris@gmail.com>, <rosa.domenech@ub.edu>, <jmartinell@ub.edu>

Key words: *Taphonomy, Biostratinomy, concentrations, molluscs, Formentera*

Introducción

En el registro paleontológico abundan las capas de concentración de restos esqueléticos, ya sean de invertebrados o de vertebrados. Las capas de conchas («*shellbeds*») y de huesos («*bonebeds*») registran mucha información sobre los procesos de génesis y fosilización, lo que facilita los análisis y las interpretaciones en los campos de la paleoecología, la sedimentología, el análisis de cuenca y la estratigrafía secuencial. En medios marinos, estas concentraciones suelen producirse en zonas litorales, con un cierto nivel energético. Sin embargo, la correcta interpretación de las señales tafonómicas requiere un conocimiento de los procesos productores. El estudio de los equivalentes actuales resulta imprescindible. LEVER (1958), MARTINELL (1997), MELDAHL & FLESSA (1990), WALKER (1995), ZUSCHIN *et al.* (2003), KOSNIK *et al.* (2009) y ALBANO & SABELLI (2011) son algunos ejemplos del análisis de estos procesos sobre moluscos en medios marinos actuales.

El principal objetivo de este estudio es contribuir al conocimiento de la génesis de capas de concentración esquelética mediante el análisis bioestratinómico de las concentraciones de conchas que se forman a lo largo de las costas de poniente (Es Copinyar) y levante (Es Trucadors) de la barra de Ses Illetes, al norte de Formentera (Baleares). El área de estudio pertenece al Parc Natural de Ses Salines d'Eivissa i Formentera. Aquí se mostrarán los resultados preliminares del estudio si bien, a largo plazo, se pretende determinar y comparar los procesos de destrucción esquelética a diferentes batimetrías y sobre la playa a lo largo de toda esa costa.

Material y métodos

Ambas zonas se han muestreado con escanfandra autónoma y a pulmón libre siguiendo tres transectos separados 500 m entre sí. Cada transecto comprende tres puntos de muestreo (0 m, 6-7 m y 9-10 m) en los que se recogieron muestras de entre 1 y 2 kg.

Para los primeros datos que se presentan, el estudio se ha limitado a dos muestras de 6 m de profundidad procedentes de los alrededores de las praderas de posidonia, una de cada zona.

Se han separado cuatro submuestras, de las que se han estudiado las dos de mayor granulometría (1-4 mm y más de 4 mm).

Las especies de moluscos (gasterópodos y bivalvos) se identificaron a nivel específico y se realizaron los contajes pertinentes. Para el estudio bioestratigráfico se han utilizado sólo aquellas especies con una representación mínima en las asociaciones.

Los ejemplares se han agrupado según su estado de conservación en enteras, fragmentadas, perforadas (enteras) y fragmentadas-perforadas. Los resultados de los contajes se han analizado y representado gráficamente para cada muestra.

Primeros resultados y conclusiones

La presencia predominante de moluscos y foraminíferos permite caracterizar las asociaciones de ambas zonas como de tipo foramol, propia de carbonatos templados (LEES & BULLER, 1972).

Las concentraciones esqueléticas predominan en la zona sublitoral de ambas zonas de muestreo, mostrando diferencias en la composición específica, en la distribución numérica y en las dimensiones de las más abundantes. Así mismo, se observan diferencias de preservación entre las especies infáunicas (casi todo, bivalvos) y las epifáunicas (gasterópodos).

Los procesos bioestratigráficos que han afectado ambas zonas son distintos debido a las distintas características geomorfológicas de la costa, y esto se ha reflejado en los distintos porcentajes de conchas rotas o enteras que se han obtenido. Las corrientes de retorno son más energéticas en la costa de Es Trucadors puesto que la zona de ruptura es más amplia. Ello afecta en mayor grado las conchas, que aparecen allí más afectadas. Por ejemplo, en la fracción fina, el 60,4 % de las conchas de gasterópodos de Es Trucadors están fracturadas, frente al 46 % de Es Copinyar. En el caso de la fracción gruesa, el porcentaje de Es Copinyar aumenta hasta el 61 %.

Por otra parte, los fragmentos de gasterópodos en gran parte presentan las vueltas rotas, fenómeno común en la zona de somerización a causa de las corrientes bidireccionales. En ambas playas, las conchas más fracturadas corresponden a la fracción mayor de las muestras.

En cuanto a los bivalvos, en ambas zonas hay un elevado número de ejemplares desarticulados, efecto del transporte. Sólo entre el 12 y el 20 % de los individuos aparecen con las valvas juntas. El estado de conservación de los bivalvos de la fracción fina es muy similar en ambos puntos de muestreo, predominando los ejemplares enteros. La incidencia de la fracturación en los bivalvos pequeños es la misma en ambas playas. Probablemente, esto va relacionado con el hábito infáunico de las especies, que repercute en el tiempo de exposición a las corrientes.

Además, la proporción de conchas perforadas es inapreciable: 2 % en Es Trucadors y 4 % en Es Copinyar, al igual que las fragmentadas-perforadas (1 % tanto en Es Trucadors como en Es Copinyar). El papel de los perforantes, por tanto, parece poco importante en el proceso de fracturación de las conchas. Los bivalvos de la fracción gruesa muestran una mayor proporción de restos desar-

ticulados (99 %) en Es Copinyar entre las 8 especies dominantes (no hay datos de Es Trucadors debido a la baja cantidad de restos disponibles).

Agradecimientos

Agradecemos a la Conselleria de Medi Ambient del Govern Balear su autorización para el muestreo dentro del Parc Natural de Ses Salines d'Eivissa i Formentera, a X. Martinell (PosidoniaSub, S.L.) su colaboración en el muestreo submarino, y a A. Gallardo (Universitat de Barcelona) su trabajo en la preparación de las muestras.

Referencias

- ALBANO, P.G. & SABELLI, B. 2011. Comparison between death and living molluscs assemblages in a Mediterranean infralittoral offshore reef. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **310**, 206-215.
- KOSNIK, M.A., HUA, Q., KAUFMAN, D.S. & WEST, R.A. 2009. Taphonomic bias and timeaveraging in tropical molluscan death assemblages: differential shell half-lives in Great Barrier Reef sediment. *Palaeontology*, **35**, 565-586.
- LEES, A. & BULLER, A.T. 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, **13**, 67-73.
- LEVER, J. 1958. Quantitative beach research: I. The «left-right phenomenon»: sorting of lamellibranch valves on sandy beaches. *Basteria*, **22**, 22-51.
- MARTINELL, J. 1997. Tafonomía y Paleoecología: reflexiones sobre un pacto necesario. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **23**, 137-152.
- MELDAHL, K.H. & FLESSA, K.W. 1990. Taphonomic pathways and comparative biofacies and taphofacies in a Recent intertidal/shallow shelf environment. *Lethaia*, **23**, 43-60.
- WALKER, S.E. 1995. Taphonomy of modern and fossil intertidal gastropods associations from Isla Santa Cruz and Isla Santa Fe, Galápagos Islands. *Lethaia*, **28**, 371-382.
- ZUSCHIN, M., STACHOWITSCH, M. & STANTON, R.J., Jr. 2003. Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. *Earth-Science Reviews*, **63**, 33-82.

Tema libre.
Vertebrados

Sobre el origen evolutivo de la dentición en vertebrados; últimos avances y estado actual

Botella, H.¹, Ferrón, H.G.¹, Pla, C.¹, Manzanares, E.¹
y Martínez-Pérez, C.^{1,2}

¹ Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España.
<hector.botella@uv.es>

² School of Earth Sciences. University of Bristol. Wills Memorial Building, Queen's Rd. Bristol BS8 1RJ. Reino Unido.
<carlos.martinez-perez@bristol.ac.uk>

Key words: *Origin of teeth, odontodes, development, early vertebrates, Osteichthyes, Chondrichthyes*

Introducción

Los dientes son, con diferencia, los elementos más habituales en el registro fósil de los vertebrados. Su naturaleza hipermineralizada y su, generalmente, moderado o pequeño tamaño los hace altamente susceptibles de fosilizar. Sin embargo a pesar del abundante registro fósil de dientes, cómo y cuándo estas estructuras se originaron durante la evolución de los vertebrados sigue generando controversia entre paleontólogos y biólogos del desarrollo.

La idea aceptada durante muchos años ha sido que los dientes son dentículos dérmicos modificados (REIF, 1982). Según esto, los dentículos dérmicos, de origen ectodérmico, precederían evolutivamente a los dientes y estos últimos aparecerían cuando las células ectodérmicas que formaban dentículos en la superficie externa de la piel fueron incorporadas a la cavidad oro-faríngea durante el desarrollo embrionario (modelo «*outside-in*»). Contrariamente, durante los últimos años se ha desarrollado una teoría alternativa que propone que los dientes aparecieron por primera vez en la cavidad faríngea (origen endodérmico) de vertebrados agnatos (SMITH & COATES, 1998). Siendo a partir de la cavidad faríngea que la competencia y el patrón de desarrollo de los dientes fue co-optado anteriormente hacia los márgenes orales de la mandíbula de gnatostomados (modelo «*inside-out*»). Aquí dientes y dentículos dérmicos aparecerían de manera independiente a partir de tejidos embrionarios distintos, endodermo y ectodermo respectivamente. Más recientemente algunos autores han planteado que los dientes se pueden formar por igual de cualquier epitelio, ya sea endodermo, ectodermo o una combinación de ambos, poniendo en evidencia que los programas de expresión génica de dientes y dentículos faríngeos son notablemente similares (modelo «*inside and out*»; FRASER *et al.*, 2010).

Además, para aumentar la controversia de este debate algunos autores sugieren que los dientes ha evolucionado independientemente al menos dos veces en gnatostomados basales (SMITH & JOHANSON, 2003). Estos autores proponen la presencia de una lámina dental homoplásica en un grupo derivado de placodermos (arthrodiros), el único gran grupo de vertebrados mandibulados sin dientes, aunque esta idea ha sido criticada posteriormente.

Discusion

En la presente comunicación discutiremos evidencias recientes –mayoritariamente fósiles– que aportan nuevos datos acerca del origen y la evolución temprana de la dentición en vertebrados y comentaremos las líneas de investigación que nuestro equipo está actualmente llevando a cabo en este campo, destacando estudios paleohistológicos de los patrones de dentición en varios grupos de gnatostomados basales, (esto es, condricios, osteictios y acantodios paleozoicos) conjuntamente con estudios inmunohistológicos en representantes actuales de estos grupos.

La dentición de los condricios basales estaba organizada en familias de dientes sucesivos que se desarrollaban a partir de una lamina dental y sufrían un reemplazamiento continuo –mecanismo similar a los tiburones moderno– pero a tasas de reemplazamiento muy bajas (BOTELLA *et al.*, 2009). Si bien existe un vacío de 50 millones de años entre los primeros dentículos dérmicos asignados a condricios y los dientes más antiguos encontrados de este grupo, nuestros análisis histológicos apoyan la homología del esmaltoide dental de condricios y osteictios y quizá una homología más profunda con el esmaltoide presente en los elementos dérmicos de tiburones. Además nuestros análisis sugieren que la aparición de una organización diferencial/estructural del esmaltoide en los dientes puede ser mas posiblemente entendida como consecuencia de procesos de auto-organización más que a partir de presiones adaptativas (MANZANARES *et al.*, en prensa).

El estudio de supuestos huesos mandibulares de los osteictios basales (BOTELLA *et al.*, 2007) llevó a la idea que en los primeros estadios evolutivos la dentición de osteictios estaba organizada en un patrón de filas longitudinales paralelas y en columnas perpendiculares al margen oral, de una manera similar a las familias dentales de los tiburones y algunos acantodios (BOTELLA *et al.*, 2007) lo que supondría que el patrón de reemplazamiento dentario de los condricios podía reflejar la condición plesiomórfica para el grupo de los vertebrados. Sin embargo, el uso reciente de nuevas tecnologías como el «*Synchrotron Radiation X-ray Tomographic Microscopy*» ha mostrado que los dentículos presentes en la superficie externa de la supuestas mandíbulas no son dientes modulares discretos dispuestos en familias, sino que representan elaboraciones focales de dentina dentro de capas continuas de hueso dérmico (CUNNINGHAM *et al.*, 2012). Por tanto estos restos no nos aportan información sobre la organización de la dentición en osteictios pero sí que pueden estar reflejando estados más basales en la naturaleza de la dentición en vertebrados. Todos estos resultados, junto algunos trabajos recientes muy relevantes de otros investigadores (por ejemplo, RÜCKLIN *et al.*, 2012; BLAIS *et al.*, 2011 se discutirán en el marco de la controversia de entre la hipótesis «*outside-in*» versus la hipótesis «*inside-out*» versus la hipótesis «*inside and out*».

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2011-24775 del MICINN. CMP es beneficiario de una beca postdoctoral del MINECO.

Referencias

- BLAIS S., MACKENZIE L.A., WILSON M.V.H. 2011. Tooth-like scales in Early Devonian eugnathostomes and «outside-in» hypothesis for the origins of teeth in vertebrates. *Journal Vertebrate Paleontology*, **31**, 1189-1199.
- BOTELLA H., BLOM H., DORKA M., AHLBERG P.E. & JANVIER P. 2007. Jaws and teeth of the earliest bony fishes. *Nature*, **448**, 583-586.
- BOTELLA H., VALENZUELA-RÍOS, J.I. & MARTÍNEZ-PÉREZ, C. 2009. Tooth replacement rates in early Chondrichthyans: A qualitative approach. *Lethaia*, **42** (3), 365-376.
- CUNNINGHAM, J.A., RÜCKLIN, M., BLOM, H., BOTELLA, H. & DONOGHUE, P.C.J. 2012. Testing models of dental development in the earliest bony vertebrates, *Andreolepis* and *Lophosteus*. *Biology Letters*. Doi: 10.1098/rsbl.2012.0357
- FRASER, G.J., CERNY, R., SOUKUP, V., BRONNER-FRASER, M. & STREELMAN, J.T. 2010. The odontode explosion: The origin of tooth-like structures in vertebrates. *Bioessays*, **32**, 808-817. doi: 10.1002/bies.200900151
- MANZANARES, E. PLA, C. MARTÍNEZ-PÉREZ, C., RASSKIN, D., & BOTELLA, H. En prensa. The enameloid microstructure of Euselachian (Chondrichthyes) scales. *Paleontological Journal*.
- REIF, W.-E. 1982. Evolution of dermal skeleton and dentition in vertebrates: the odontode-regulation theory. *Evolutionary Biology*, **15**, 287-368.
- SMITH, M.M. & COATES, M.I. 1998. Evolutionary origins of the vertebrate dentition: phylogenetic patterns and developmental evolution. *European Journal of Oral Sciences*, **106**, 482-500.
- SMITH, M.M. & JOHANSON, Z. 2003. Separate evolutionary origins of teeth from evidence in fossil jawed vertebrates. *Science*, **299**, 1235-1236.
- RÜCKLIN, M., GILES, S., JANVIER, P. AND DONOGHUE, P.C.J. 2012. Teeth before jaws? *Evolution & Development*, **13**: 523-532

Situación estratigráfica de tiburones del Triásico Medio de la cordillera Ibérica

Escudero, M. J.¹, Pla, C.^{2,3}, Botella, H.³ y Márquez-Aliaga, A.^{2,3}

¹ Depto. de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <mjesudero@geo.ucm.es>

² Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva (ICBiBE). Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <ana.marquez@uv.es>

³ Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España <hector.botella@uv.es>

Key words: *Chondrychthyan, Triassic, Ladinian, Iberian Range, Spain*

Introducción y objetivos

Los sedimentos epicontinentales marinos someros del Triásico de la de la península Ibérica forman parte de la zona más occidental del margen del Tethys. Estos sedimentos consisten en tres unidades de carbonatos separadas por dos de lutitas y evaporitas. El conjunto representa tres ciclos transgresivos-regresivos que progradan los márgenes occidentales del macizo Ibérico paleozoico. Las dos unidades de carbonatos inferiores corresponden al *Muschelkalk*, y han sido datados como Anisiense/Ladiniense sobre la base de amonites, bivalvos, foraminíferos, conodontos y asociaciones de polen y esporas. Sin embargo, el registro de fósiles del Triásico de España se considera escaso.

La sucesión de la fauna de bivalvos, conodontos, foraminíferos y amonites de siete secciones (Calanda, Henarejos, Moya, Jarafuel, Macastre, Bugarra

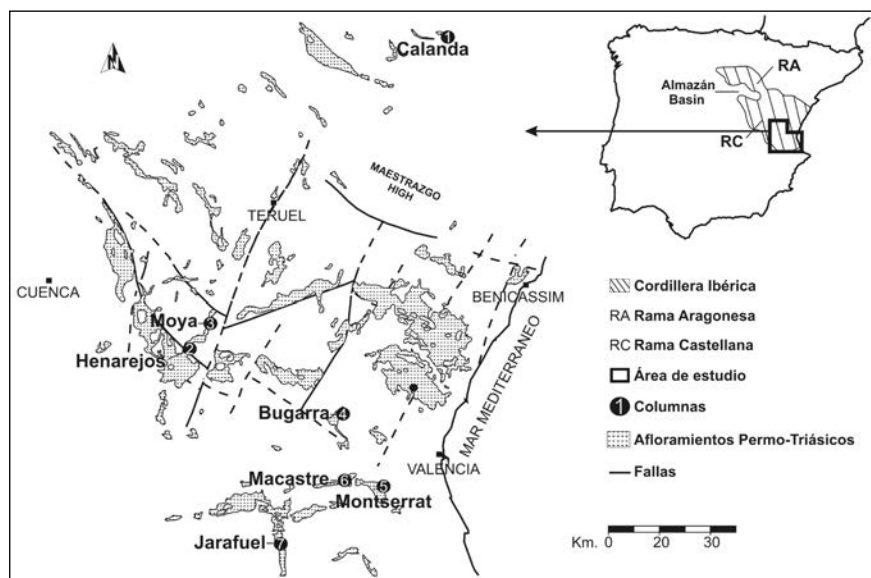


Figura 1. Esquema geológico de situación.

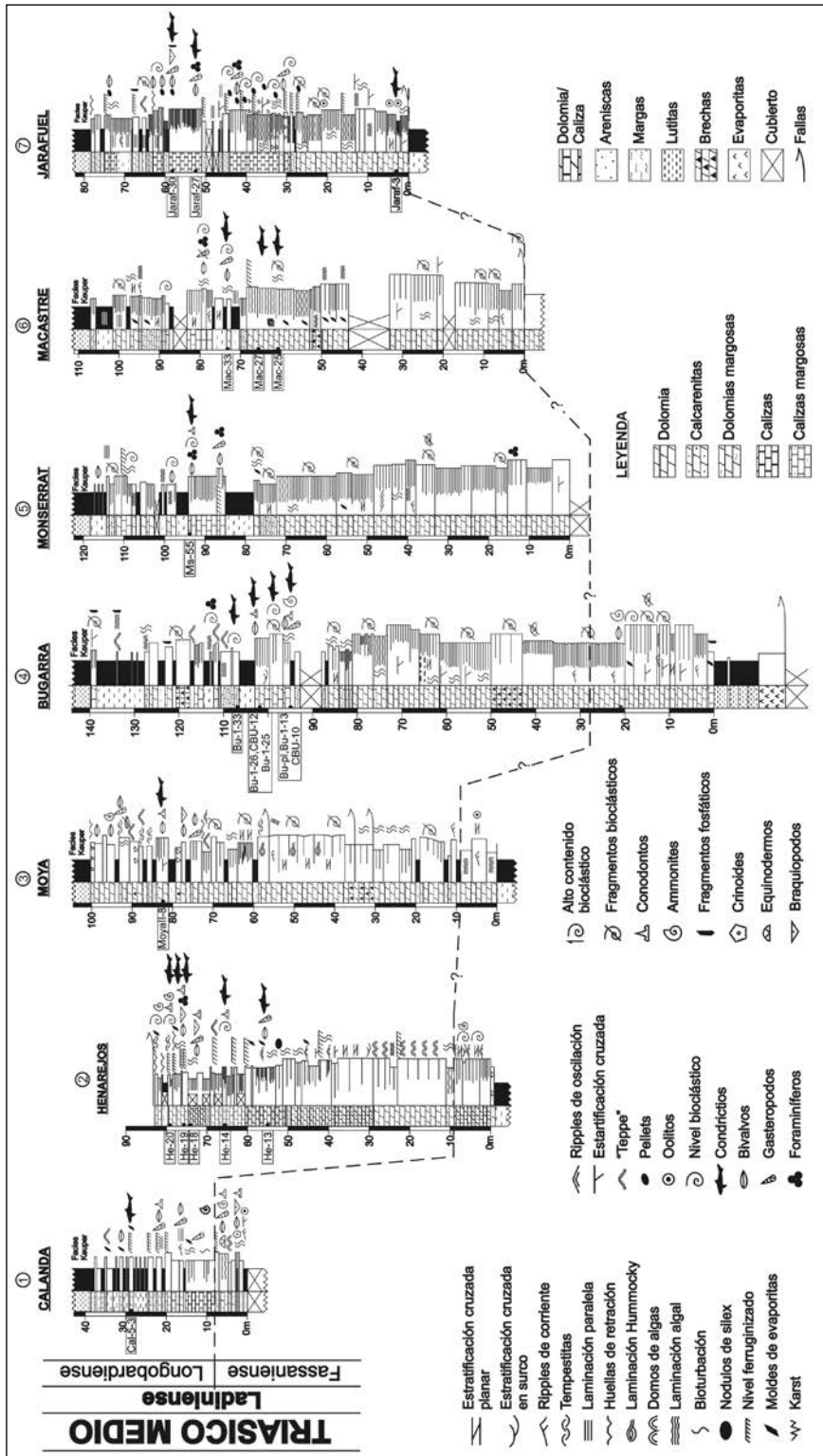


Figura 2. Contenido paleontológico de las siete secciones estratigráficas estudiadas, y su correlación.

y Montserrat) ubicadas en la zona meridional de la cordillera Ibérica (Fig. 1) ha sido ampliamente estudiada en las últimas décadas, proporcionando una información sólida que convierte a esta zona en una región excepcional donde otros grupos fósiles pueden ser considerados dentro de un contexto bioestratigráfico y paleoecológico amplio.

Durante los últimos años se han recuperado extensas colecciones de microfósiles aislados de vertebrados (principalmente dientes y escamas aisladas de ictiomorfos) mediante la disolución, con un 10 por ciento de ácido acético, de 45 muestras fosilíferas de los niveles de carbonato de las siete secciones mencionadas anteriormente. Los materiales estudiados pertenecen a la Unidad Dolomítica Superior del *Muschelkalk*, la Formación Cañete (Fig. 2).

El objetivo de este estudio es presentar la posición estratigráfica de los restos de condriktios encontrados en las secciones citadas anteriormente y evaluar las posibilidades de estos restos como una herramienta bioestratigráfica, comparándolos con la bioestratigrafía conocida de conodontos y amonites.

Conclusiones

Durante el Triásico el grupo de condriktios sufrió una rápida diversificación, incluyendo la primera aparición de neoselaceos, por ello una secuencia bioestratigráfica bien establecida es indispensable para la comprensión de la evolución del grupo. Como conodontos y condriktios se encuentran generalmente en los mismos niveles, los primeros pueden ser utilizados como una referencia para los últimos.

La diversidad de condriktios en estas secciones es bastante alta y está compuesto por varias especies pertenecientes a los géneros *Palaeobates*, *Hybodus*, *Pseudodalatias*, «*Polyacrodus*» y *Lissodus*. La ausencia de neoselaceos (tiburones modernos) en la asociación estudiada apoya la idea de que, aunque representantes de este grupo ya comenzaban a ser frecuentes en otras localidades del planeta, en Europa eran aún raros y las faunas de condriktios seguían dominadas por tiburones no neoseláceos.

Algunas de las especies identificadas sólo se han encontrado en la península Ibérica (p. ej., *Pseudodalatias henarejensis* Botella, Plasencia, Márquez-Aliaga, Cuny & Dorka, 2010 e *Hybodus* sp. 1). Otros restos han sido asignados a la especie «*Polyacrodus*» *bucheri* Cuny, Rieppel & Sander, 2001 que sólo se ha encontrado previamente en el Anisiense del noroeste de Nevada (EE. UU.) y «*Polyacrodus*» *contrarius* Johns, Barnes & Orchard, 1997, anteriormente conocida en el Ladiniense y Carniense de la Columbia Británica (Canadá) y en el Ladiniense de Gualing (China). La especie *Hybodus plicatilis* Agassiz, 1843, ampliamente distribuida, también se han encontrado en la cordillera Ibérica. Además, de especies bien identificadas, otros dientes menos abundantes son preliminarmente asignados al género *Lissodus*.

La presencia de los conodontos *Pseudofurnishius murcianus* Van den Boogaard, 1966 y *Sephardiella mungoensis* (DIEBEL, 1956) en las secciones estudiadas junto con otros grupos como bivalvos y amonoideos permite datar como Ladiniense superior (Longobardiense) la asociación de peces estudiados (Fig. 2).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos CGL2011-24408 del MECD y PPC2011/046 de la Generalitat de València. Todo el material estudiado se encuentra en el Museo de Geología de la Universidad de Valencia (MGUV), España.

New *Theropithecus* remains from the early Pleistocene site of Cueva Victoria (Cartagena, south-eastern Spain)

Ferrández, C.¹, Ribot, F.² and Gibert, L.³

¹ Dept. EPGM. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. E-08071 Barcelona. España. <carlesferrandez@ub.edu>

² c/ Montsant, n.º 28, 1.º, 2.º. E-08031 Barcelona. España. <francesc.ribot@terra.es>

³ Dept. GPPG. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. E-08071 Barcelona. España. <lgibert@ub.edu>

Key words: *Theropithecus*, *Cueva Victoria*, early Pleistocene, faunal dispersal

Cueva Victoria is a karstic site of early Pleistocene age in the south-east of the Iberian Peninsula. GIBERT *et al.* (1995) reported the presence of *Theropithecus* in Cueva Victoria from a single remain, a lower second molar, referred to *T. oswaldi*. The biogeographical range of this African species was thus extended to Europe.

Here we report new remains of *T. oswaldi* from Cueva Victoria. Four new teeth were found during excavations in 2008-2011: a left P4, a right P4, a left M3, and a fragmented left M2.

The upper premolar are somewhat molariform with some of the enamel complexity seen in the molars, wider than longer in occlusal view, and with a large talon. The molars are large, the M3 being longer and broader than the M2, with enamel forming complex transverse folds. The measurements of the teeth show a large size, only reached by *T. oswaldi*, that confirms the assignation to this species (GIBERT *et al.*, 1995).

The teeth were found in the same fossiliferous breccia although in different locations inside the cave. As shown by the different dental wear, the five teeth belong to individuals of different age. They include a decidual molar (the already published right M2), one juvenile teeth (left P4), and two left molars (M2 and M3) and a right P4 with advanced state of dental wear. The two new molars were found some centimeters apart one from the other and most probably belong to the same individual. Thus, a minimum of two individuals can be estimated.

Theropithecus at Cueva Victoria is associated with fauna typical of the early Pleistocene of Europe (GIBERT *et al.*, 1999, 2006), somewhat younger than that from Venta Micena dated at 1.3Ma (SCOTT *et al.*, 2007). The available paleomagnetic data place the fauna from Cueva Victoria in a magnetically reverse zone, below a speleothem that shows normal polarity (GIBERT *et al.*, 2006). This reversal was interpreted as Jaramillo chron in GIBERT *et al.*, 2006, placing the fauna at about 1.1 Ma.

Theropithecus oswaldi, a terrestrial specialized granivorous cercopithecoid, is the most geographically widespread species of this genus. It is known from Pliocene and Pleistocene deposits in south, east, and north Africa. It has also been identified from Pleistocene sites outside of Africa, in India and Spain (GUPTA & SAHNI, 1981; DELSON, 1993; GIBERT *et al.*, 1995). *T. oswaldi* was reported from the

Late Villafranchian site of Pirro Nord (southern Italy) by Rook *et al.* (2004). Also, a cercopithecine calcaneus from 'Ubeidiya (Israel), dated as ca. 1.6 Ma was assigned to *Theropithecus* sp. (BELMAKER, 2010). These authors suggested an early dispersal of *Theropithecus* out of Africa around 1.3-1.6 Ma, following a circum-Mediterranean route. However, the Pirro Nord remains, three cervical vertebrae, have been questioned and probably belong to *Paradolichopithecus*, known from late Villafranchian deposits in Spain, France, and Romania (PATEL *et al.*, 2007).

Thus, Cueva Victoria is nowadays the only European site with *Theropithecus* remains. The presence of human remains in Cueva Victoria (GIBERT *et al.*, 1999, 2002; GIBERT, GIBERT *et al.*, 2008), together with *Theropithecus* suggest that these two genera followed a dispersal route out of Africa through the Straits of Gibraltar (GIBERT, 2004; GIBERT *et al.*, 2003; GIBERT, SÁNCHEZ *et al.*, 2008). This is supported also by the presence of human remains and lithic artifacts, together with other African fauna, such as *Hipopotamus antiquus*, in other early Pleistocene sites in the SE of the Iberian Peninsula, Venta Micena, Barranco León, and Fuentenueva 3 in the Orce region (GIBERT, 2004; GIBERT *et al.*, 1998, 1999, 2002, 2003; GIBERT, SÁNCHEZ *et al.*, 2008).

Aknowledgements

Alejandro Gallardo restored the teeth. Thanks are due to Consorcio Sierra Minera, Ayuntamiento de Cartagena, Servicio de Patrimonio de la Comunidad de Murcia, which facilitated the excavations. This is a contribution to Grupo de Investigación Consolidado «Geología Sedimentaria» (2009 SGR 1451).

References

- BELMAKER, M. 2010. The presence of large cercopithecine (cf. *Theropithecus* sp.) in the 'Ubeidiya formation (Early Pleistocene, Israel). *Journal of Human Evolution*, **58**, 79-89.
- DELSON, E. 1993. *Theropithecus* fossils from Africa and India and the taxonomy of the genus. In: *Theropithecus: The Rise and Fall of a Primate Genus* (ed. JABLONSKI, N.G.). Cambridge University Press, Cambridge, 157-189.
- GIBERT, J. 2004. Cueva Victoria: Puerta de Europa. *Memorias de Arqueología, Región de Murcia*, **12**, 29-36.
- GIBERT, J., CAMPILLO, D., EISENMANN, V., GARCÍA OLIVARES, E., MALGOSA, A., ROE, D.A., WALKER, M.J., BORJA, C., SÁNCHEZ, F., RIBOT, F., GIBERT, L., ALBADALEJO, S., IGLESIAS, A., FERRÁNDEZ, C. & MAESTRO, E. 1999. Spanish late Pliocene and early Pleistocene hominid, paleolithic and faunal finds from Orce (Granada) and Cueva Victoria (Murcia). *Human Evolution*, **14**, 29-46.
- GIBERT, J., GIBERT, L., FERRÁNDEZ, C., RIBOT, F., IGLESIAS, A. & GIBERT, P. 2006. Cueva Victoria: Geología, Paleontología, restos humanos y edades. *Memorias de Arqueología Región de Murcia*, **14** (1999), 37-62.
- GIBERT, J., GIBERT, L.L. & IGLESIAS, A. 1998. Two «Oldowan» assemblages in the Plio-Pleistocene deposits of the Orce region, southeast Spain. *Antiquity*, **72**, pp. 7-25.
- GIBERT, J., GIBERT, L. & IGLESIAS, A. 2003. The Gibraltar Strait: A Pleistocene door of Europe? *Human Evolution*, **18** (3-4), 147-160.
- GIBERT, J., GIBERT, L.L., RIBOT, F., FERRÁNDEZ, C., IGLESIAS, A. & WALKER, M. 2008. CV-0, an early Pleistocene human phalanx from Cueva Victoria (Cartagena, Spain). *Journal of Human Evolution*, **54** (1), 150-156.

- GIBERT, J., RIBOT, F., GIBERT, L., LEAKEY, M., ARRIBAS, A. & MARTÍNEZ, B. 1995. Presence of the cercopithecoid genus *Theropithecus* in Cueva Victoria (Murcia, Spain). *Journal of Human Evolution*, **28**, 487-493.
- GIBERT, J., SÁNCHEZ, F., RIBOT, F., GIBERT, L., FERRÁNDEZ, C., IGLESIAS, A., GIBERT, P. & GONZÁLEZ, F. 2002. Restes humaines dans les sédiments du Pleistocène inférieur de la région d'Orce et de Cueva Victoria (au sud-est de l'Espagne). *L'Anthropologie*, **106**, 669-683.
- GIBERT, J., SÁNCHEZ, F., RIBOT, F., GIBERT, L., IGLESIAS, A. & EL HAMOUTI, N. 2008. Dispersion du genre *Homo* au sud d'Ibérie et au Maghreb. Nouvelles données à propos des fossiles VM-1960 et BL-0. *L'Anthropologie*, **112**, 48-73.
- GUPTA, V.L. & SAHNI, A. 1981. *Theropithecus delsoni*, a new cercopithecine species from the Upper Siwaliks of India. *Bulletin of the Indian Geological Association*, **14**, 69-71.
- PATEL, B.A., GILBERT, C.C. & ERICSON, K.E. 2007. Cercopithecoid cervical vertebral morphology and implications for the presence of *Theropithecus* in early Pleistocene Europe. *Journal of Human Evolution*, **52**, 113-129.
- ROOK, L., MARTÍNEZ-NAVARRO, B. & HOWELL, F.C. 2004. Occurrence of *Theropithecus* sp. in the Late Villafranchian of Southern Italy and implication for Early Pleistocene «out of Africa» dispersals. *Journal of Human Evolution*, **47**, 267-277.
- SCOTT, G., GIBERT, L. & GIBERT, J. 2007. Magnetostratigraphy of the Orce region (Baza Basin), SE Spain: new chronologies for Early Pleistocene faunas and hominids occupation sites. *Quaternary Sciences Review*, **26**, 415-435.

Resultados preliminares de los muestreos en materiales continentales del Tortoniano inferior del área de Guadix-Baza

García-Alix, A.¹, Martín-Suárez, E.², Minwer-Barakat, R.³, Agustí, J.⁴ y Freudenthal, M.²

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Universidad de Granada. Avda. de las Palmeras, n.º 4. E-18100 Armilla (Granada). España. <agalix@ugr.es>

² Depto. de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avda. de Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. España. <elvira@ugr.es>, <mfreuden@ugr.es>

³ Institut Català de Paleontologia «Miquel Crusafont». Universitat Autònoma de Barcelona. E-08193 Cerdanyola del Vallès (Barcelona). España. <raef.minwer@icp.cat>

⁴ ICREA. Institut Català de Paleoeccologia Humana i Evolució Social. Universitat Rovira i Virgili. c/ Escorxador s/n. E-43005 Tarragona. España. <jordi.agusti@icrea.es>

Key words: Small-mammals, early Tortonian, late Vallesian, Guadix-Baza area, Spain

Introducción

La edad de los materiales continentales más antiguos de la cuenca de Guadix-Baza (SE España) ha sido un tema bastante controvertido durante los últimos años (HÜSING *et al.*, 2010; MINWER-BARAKAT *et al.*, en prensa), siendo la edad más probable de estos materiales Turolense superior (Messiniense). Sin embargo, en el área de Guadix-Baza se han identificado también depósitos anteriores al establecimiento de la cuenca como tal, que aparecen en afloramientos dispersos y

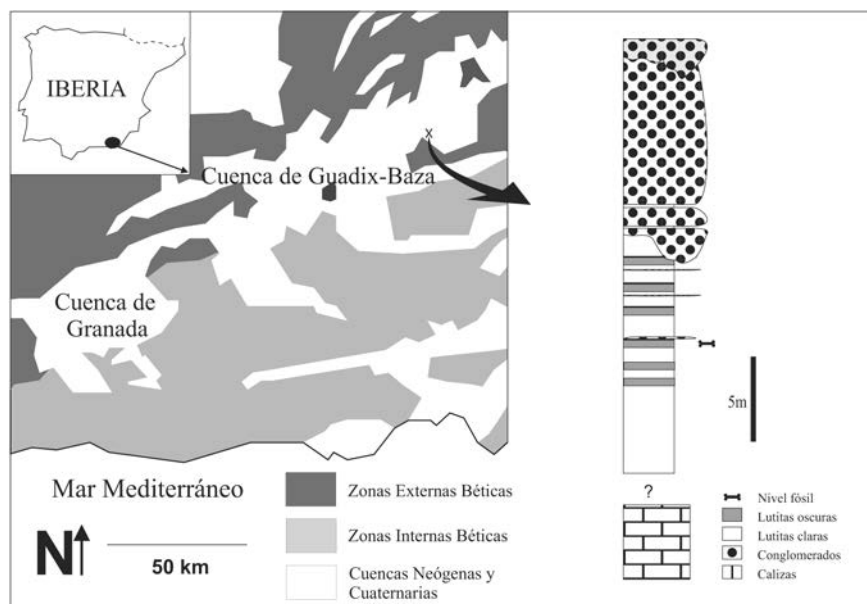


Figura 1. Situación geográfica, contexto geológico y columna estratigráfica sintética de la sección de cortijo de la Piedra.

parcialmente desconectados, debido al efecto de la tectónica (BRAGA *et al.*, 2003). En este trabajo se discute la edad de los materiales continentales depositados en uno de estos contextos paleogeográficos previos al establecimiento de esta cuenca intramontañosa, más concretamente durante las últimas fases de actividad del estrecho norbético.

Los materiales estudiados en este trabajo afloran en el sector de Orce, en una sección denominada cortijo de la Piedra (Fig. 1). Consisten en una alternancia de materiales lutíticos claros y oscuros de unos 20 metros de potencia franqueados a muro por un nivel de calizas y a techo por un nivel de conglomerados (Fig. 1). Trabajos previos en este mismo sector (SESÉ, 1989; ALBERDI *et al.*, 1989) indicaron que en estos materiales se encontraban las faunas de micromamíferos más antiguas reconocidas en la depresión de Guadix-Baza. Sin embargo, debido a la escasez de restos fósiles, la edad de estos depósitos se estableció como Mioceno superior, sin poder alcanzar mayor precisión.

Para concretar la edad de estos materiales se llevó a cabo una campaña de prospección y muestreo intensivo en este sector, y se identificaron diversos niveles con restos de micromamíferos, de los cuales, el más rico fue el yacimiento denominado cortijo de la Piedra 2.

Resultados y discusión

En el yacimiento cortijo de la Piedra 2 han aparecido restos de diversos micromamíferos fósiles. El análisis preliminar de la fauna de este nivel nos indica la presencia de los siguientes taxones: *Huerzelerimys minor* (cuya presencia fue ya documentada por MEIN *et al.*, 1993), *Occitanomys hispanicus*, *Hispanomys* aff. *peralensis*, *Rotundomys bressanus*, Cricetinae indet., *Eliomys* cf. *truci*, Pteromyinae indet. y *Heteroxerus* sp.

Un estudio sistemático detallado de esta fauna será desarrollado en futuros trabajos. No obstante, con esta identificación preliminar de taxones, se puede proponer una edad Vallesiense superior (Tortonense inferior) para este nivel. Por lo tanto, en este yacimiento se encuentra la asociación faunística más antigua del área de Guadix-Baza. Este dato será de gran utilidad en futuras reconstrucciones paleogeográficas de la región, que tienen un gran interés por su relación con las últimas fases de actividad del estrecho norbético.

Conclusiones

Se ha documentado la asociación de mamíferos continentales más antigua en el sector de Guadix-Baza, correspondiente al Vallesiense superior (Tortonense inferior). Se aportan así datos nuevos sobre la edad de los materiales continentales del sector estudiado, que son de gran importancia paleogeográfica para la reconstrucción de la evolución final del estrecho norbético.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por los CGL2010-21257-C02-01, CGL2009-7896, CGL2011-27343, RNM 8011 y SGR-324 (Gencat), el programa «Consolider Ingenio 2010» (CSD 2006-00041), y por los grupos de investigación RNM0190 y RNM309 de la «Junta de Andalucía». A. García-Alix agradece el apoyo al programa Juan de la Cierva del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

- ALBERDI, M.T., ALCALÁ, L., AZANZA, B., CERDEÑO, E., MAZO, A.V., MORALES, J. & SESÉ, C. 1989. Consideraciones biostratigráficas sobre la fauna de Vertebrados fósiles de la cuenca de Guadix-Baza (Granada, España). In: *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* (eds. Alberdi, M.T. & Bonadonna, F.P.). Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 347-355.
- BRAGA, J.C., MARTÍN, J.M. & QUESADA, C. 2003. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, **50**, 3-26.
- HÜSING, S.K. OMS, O., AGUSTÍ, J., GARCÉS, M., KOUWENHOVEN, T.J., KRIJGSMAN, W. & ZACHARIASSE, W.J. 2010. On the late Miocene closure of the Mediterranean–Atlantic gateway through the Guadix basin (southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **291**, 167-179
- MEIN, P., MARTIN-SUAREZ, E. & AGUSTÍ, J. 1993. *Progonomys* Schaub, 1938 and *Huerzelerimys* gen. nov. (Rodentia); their evolution in Western Europe. *Scripta Geologica*, **103**, 41-64.
- MINWER-BARAKAT, R., GARCÍA-ALIX, A., MARTÍN-SUÁREZ, E. & FREUDENTHAL, M. En prensa. The late Miocene continentalization of the Guadix Basin (southern Spain) reconsidered: a comment on Hüsing *et al.* (2010). *Geobios*.
- SESÉ, C. 1989. Micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Granada). In: *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* (eds. ALBERDI, M.T. & BONADONNA, F.P.). Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 185-213.

Evolución morfológica apendicular en carnívoros físípedos I: estructura filogenética y señal funcional de la extremidad anterior

Martín Serra, A.^{*}, Figueirido, B., Pérez Claros, J.A. y Palmqvist, P.

Área de Paleontología. Depto. de Ecología y Geología. Fac. de Ciencias. Universidad de Málaga. Campus Universitario de Teatinos. E-29071 Málaga. España. ^{*}<almarse@uma.es>

Key words: *Forelimb, carnivore, allometry, locomotion*

Introducción

La locomoción terrestre es uno de los temas más recurrentes de la literatura científica sobre mamíferos, pues ha recibido atención desde numerosas perspectivas y enfoques, como los biomecánicos (v. g., ALEXANDER & JAYES, 1983), ecofisiológicos (v. g., GARLAND, 1983) y ecomorfológicos (v. g., VAN VALKENBURGH, 1987). En este trabajo exploramos, desde una perspectiva ecomorfológica y evolutiva, el esqueleto apendicular de los mamíferos carnívoros (Mammalia; Carnivora) con locomoción terrestre.

Se ha escogido este orden por abarcar en la actualidad una gran diversidad de morfologías y modos de locomoción (TAYLOR, 1989). Para ampliar la diversidad morfológica y completar el estudio evolutivo, se han incluido especies extintas, muchas de ellas pertenecientes a familias o subfamilias sin representantes actuales.

Como paso previo a realizar cualquier interpretación ecológica o evolutiva sobre aspectos morfológicos es necesario valorar en qué medida se reflejan las adaptaciones funcionales en la morfología de una estructura y cuál es la influencia del legado filogenético (FIGUEIRIDO *et al.*, 2010). Además, puesto que el tamaño corporal impone restricciones desde un punto de vista biomecánico (HILDEBRAND *et al.*, 1985), también hay que tener en cuenta los posibles efectos alométricos (esto es, los cambios de forma asociados a variaciones en el tamaño corporal). Así, el principal objetivo de este trabajo es estimar la influencia relativa del legado histórico, de las adaptaciones funcionales fruto de la acción de la selección natural y del tamaño corporal (alometría) en el diseño morfológico de los principales elementos esqueléticos de la extremidad anterior (escápula, húmero, radio y ulna) en el orden Carnivora.

Materiales y métodos

Los datos utilizados en este trabajo se han obtenido mediante la localización de landmarks o puntos de equivalencia anatómica en 3D con un Microscribe G2X en los especímenes, tanto actuales como fósiles, alojados en distintas instituciones internacionales: American Museum of Natural History (AMNH, Nueva York), Natural History Museum (NHM, Londres), Naturhistorisches Museum (Basilea), Zoological Museum (Natural History Museum, Copenhagen), Museo di Storia Naturale (Florencia), Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN, Madrid), Museo de Paleontología de Valencia.

Como ya hemos indicado anteriormente, nos centramos en los principales huesos de la extremidad anterior: escápula, húmero, radio y ulna.

Resultados y discusión

Por otra parte, la adaptación a distintos tipos de hábitat no se refleja en la morfología de estos huesos. Sin embargo, el modo de locomoción y de caza sí lo hacen, al menos entre algunas de sus categorías. Las discriminaciones obtenidas incluyendo el efecto alométrico y sin él son prácticamente equivalentes, lo que quiere decir que el tamaño no influye en las adaptaciones funcionales. Sin embargo, lo que resulta aún más interesante es que la discriminación entre categorías no mejora conforme nos movemos hacia la región distal. Es decir, la morfología de los huesos situados más distalmente, el radio y la ulna, no está más influida por las adaptaciones ecológicas que la de los situados

más próximos al esqueleto axial, el húmero y la escápula, en contra de lo propuesto tradicionalmente.

Finalmente, se ha realizado un análisis de componentes principales para caracterizar los ejes de mayor variabilidad morfológica en cada hueso. En los morfoespacios resultantes se ha superpuesto el árbol filogenético correspondiente. El objetivo de estos filomorfoespacios es observar la existencia de patrones de variación a lo largo de la evolución del orden. La primera diferencia que se aprecia entre los distintos huesos de la extremidad anterior es que la dimensionalidad se reduce en los más distales, pues en el radio y la ulna la variabilidad se concentra más en los primeros ejes. Una segunda diferencia es que la escápula parece estar muy condicionada por el legado filogenético, dado el bajo grado de superposición entre las familias. Por el contrario, en las otras estructuras no se encuentran tales diferencias, lo que indica que hay otros factores que influyen en su morfología.

Conclusiones

La morfología de la extremidad anterior en el orden Carnivora tiene un importante componente alométrico. Sin embargo, este no influye en las adaptaciones ecológicas. Por otra parte, estas adaptaciones se evidencian igualmente en las porciones proximal y distal de la extremidad, aunque la escápula parece más conservativa que las demás estructuras. Tales resultados brindan la oportunidad de seguir profundizando en el tema, con el objetivo de poder realizar inferencias autoecológicas en especies pretéritas.

Referencias

- ALEXANDER, R.McN. & JAYES, A.S. 1983. A dynamic similarity hypothesis for the gaits of quadrupedal mammals. *Journal of Zoology*, **201**, 135-152.
- FIGUEIRIDO, B., SERRANO-ALARCÓN, F.J., SLATER, G.J. & PALMQVIST, P. 2010. Shape at the crossroads: homoplasy and history in the evolution of the carnivoran skull towards herbivory. *Journal of Evolutionary Biology*, **23**, 2579-2594.
- GARLAND, T.Jr. 1983. Scaling the ecological cost of transport to body mass in terrestrial mammals. *The American Naturalist*, **121**, 571-587.
- HILDEBRAND, M., BRAMLE, D.M., LIEM, K.F. & WAKE, D.B. (eds.) 1985. *Functional Vertebrate Morphology*. Belknap Press, Harvard University Press, Cambridge. 544 pp.
- TAYLOR, M.E. 1989. Locomotor adaptations by carnivores. In: *Carnivore behaviour, ecology, and evolution* (ed. GITTLEMAN, J.L.). Cornell University Press, Ithaca, 382-409.
- VAN VALKENBURGH, B. 1987. Skeletal indicators of locomotor behaviour in living and extinct carnivores. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **7**, 162-182.

tir de las coordenadas de Procrusto se han llevado a cabo diversos análisis estadísticos multivariantes, como un análisis de regresión múltiple, uno de componentes principales y uno canónico de la varianza. Además, todo ello se ha analizado mediante una perspectiva filogenética, con el objetivo de observar la posible influencia de las relaciones de parentesco en los análisis derivados mediante el método de contraste independiente (FELSTENSTEIN, 1981). Asimismo, se ha aprovechado para reconstruir las formas hipotéticas de los estados ancestrales de la filogenia mediante el algoritmo de MADDISON (1991), conocido como «*squared-changed parsimony*», y poder así observar el componente de forma heredado de sus ancestros hipotéticos.

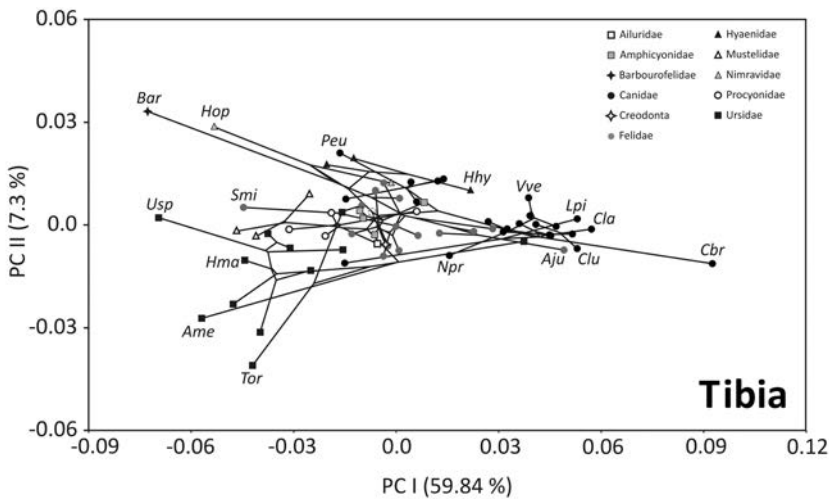


Figura 2. Filomorfoespacio generado (para la tibia) con los dos primeros componentes del PCA realizado a partir de los residuos para el tamaño. Se destaca la posición de algunas especies con sus letras iniciales.

Específicamente, para analizar la influencia del tamaño en la morfología de los huesos, se ha realizado una regresión entre la forma (coordenadas de Procrusto) y el tamaño (logaritmo del tamaño del centroide) para los valores medios de las especies para cada hueso. La significatividad estadística de estas regresiones se contrastó mediante un p-valor obtenido a partir de un test de permutación (GIDAZEWSKY *et al.*, 2009).

Para estimar cuánto influye la adaptación funcional en la morfología de las extremidades, se han realizado diversos análisis discriminantes, diferenciando categorías ecológicas en las especies actuales del orden, tanto con las coordenadas de Procrusto como con los residuos de las regresiones de la forma frente al tamaño. Se han usado distintos criterios: 1) modo de locomoción (terrestre, escalador y arborícola); 2) modo de caza (perseguidor, abalanzador y emboscador); 3) tipo de hábitat (de ambiente abierto, de ambiente cerrado y generalista). La clasificación de las especies actuales en una de estas categorías se realizó siguiendo diferentes fuentes bibliográficas.

Resultados y discusión

Los primeros análisis han consistido en varias regresiones realizadas a partir de las medias por especie de la forma de cada uno de los huesos (coordenadas de Procrusto) frente al tamaño de los elementos (tamaño del centroide). De esta forma se ha podido observar que el efecto alométrico existente en la morfología de estos huesos es significativo ($p < 0,0007$; derivado a partir de un test de permutación), incluso teniendo en cuenta las relaciones filogenéticas de las especies estudiadas ($p < 0,03$) mediante el uso de un contraste independiente. Por tanto, al igual que ocurría con la extremidad anterior, este efecto alométrico no se asocia a la filogenia, al menos no en su totalidad.

Nuevamente, se ha tratado de estimar la señal funcional y la ecológica en la forma de estas estructuras esqueléticas. Dada la mala discriminación que se produce conforme al tipo de hábitat, este no parece ser un factor determinante en la morfología que estamos estudiando. En el caso de los modos de locomoción y de caza, sí se hace más patente cierta discriminación en algunas categorías. Además, apenas existen diferencias entre los análisis realizados con las coordenadas y los realizados con los residuos. Por tanto, el efecto alométrico no parece influir en estas adaptaciones. Sin embargo, lo más destacable vuelve a ser el hecho de que la discriminación sea similar en los tres huesos, sin que exista un aumento apreciable de señal ecológica desde la cintura pélvica hasta la tibia.

Por último, se han estudiado los patrones generales de evolución morfológica de esta extremidad a través de sus filomorfoespacios, generados mediante la superposición de un árbol filogenético en el morfoespacio derivado a partir de un análisis de componentes principales. La primera diferencia que se puede observar es que en la tibia la dimensionalidad está mucho más reducida que en los otros dos huesos, explicando el primer componente principal casi el 60 % de la varianza, mientras que en el fémur y la pelvis este valor se sitúa en el 32 %. Otra característica destacable es que la forma de la pelvis está muy conservada dentro de cada familia, siendo las diferencias entre familias mucho mayores que las existentes en el seno de cada una de ellas. Con los otros dos huesos existe mucho mayor grado de superposición, poniendo de manifiesto que el legado filogenético no es el único factor importante.

Conclusiones

A partir de estos resultados se obtienen conclusiones similares a las de la extremidad anterior. En primer lugar, la morfología de los huesos de la extremidad posterior se ve afectada por los efectos alométricos. En segundo, la capacidad de discriminación entre categorías ecológicas es prácticamente la misma para los distintos componentes óseos de la extremidad. Por último, la morfología de la pelvis es más conservadora que la del fémur y la tibia.

Se trata de un trabajo preliminar, por lo que es necesario seguir avanzando en el estudio del esqueleto apendicular para comprender su evolución locomotriz, lo que permitirá efectuar retrodicciones sobre el género de vida en las especies del pasado.

Referencias

- DRYDEN, I.L. & MARDIA, K. 1998. Statistical Shape Analysis. Wiley, Chichester.
- FELSENSTEIN, J.J. 1985. Phylogenies and the comparative method. *American Naturalist*, **125**, 1-15.
- GIDASZEWSKI, N.A., BAYLAC, M. & KLINGENBERG, C.P. 2009. Evolution of sexual dimorphism of wing shape in the *Drosophila melanogaster* subgroup. *BMC Evolutionary Biology*, **9**, 110.
- MADDISON, W.P. 1991. Squared-change parsimony reconstructions of ancestral states for continuous-valued characters on a phylogenetic tree. *Systematic Zoology*, **40**, 304-314.

Nuevos restos de Adapiformes y Omomyiformes (Primates) del yacimiento de Sossís (Eoceno Superior, Lleida, España)

Minwer-Barakat, R.¹, Marigó, J.¹ y Moyà-Solà, S.²

1 Institut Català de Paleontologia «Miquel Crusafont» (ICP). Universitat Autònoma de Barcelona. E-08193 Cerdanyola del Vallès (Barcelona). España. <raef.minwer@icp.cat>, <judit.marigo@icp.cat>

2 ICREA, Institut Català de Paleontologia «Miquel Crusafont» (ICP). Universitat Autònoma de Barcelona. E-08193 Cerdanyola del Vallès (Barcelona). España. <salvador.moya@icp.cat>

Key words: *Eocene, Headonian, Pyrenees, Primates, Adapiformes, Omomyiformes*

Introducción

El yacimiento de Sossís se encuentra cerca del pueblo del mismo nombre, en el municipio de Conca de Dalt (provincia de Lleida, España). Desde un punto de vista geológico, el yacimiento se sitúa en la cuenca surpirenaica y pertenece a la formación Collegats, una unidad consistente en depósitos de abanicos aluviales y deltaicos con intercalaciones lacustres, depositada durante la fase más intensa de levantamiento de los Pirineos.

El yacimiento fue descubierto en la década de 1940, durante los trabajos de excavación en una mina de lignito. Durante las décadas posteriores se recuperó una gran cantidad de restos, cuyo estudio permitió la identificación de más de treinta taxones de mamíferos, incluyendo marsupiales, insectívoros, roedores, carnívoros, creodontos, perisodáctilos, artiodáctilos y primates. La asociación de mamíferos de Sossís, una de las más completas del Eoceno de la península Ibérica junto con la de la localidad vecina de Roc de Santa, se ha asignado a la unidad MP17 (Headoniense, Eoceno Superior).

En las décadas de 1980 y 1990 se realizaron las últimas excavaciones en el yacimiento, que llevaron a la obtención de nuevos restos de vertebrados, en gran parte aún sin publicar. El estudio de este material, retomado recientemente por los investigadores del Institut Català de Paleontologia Miquel Crusafont (ICP), aportará sin duda nueva información sobre la diversidad de vertebrados presentes en este yacimiento.

Los primates de las colecciones clásicas de Sossís

CRUSAFONT (1967) fue el primero en dar a conocer la presencia de tres primates diferentes en la localidad de Sossís. El material publicado por este autor era muy escaso para las tres especies identificadas. Por una parte, se describieron dos dientes aislados de un adapiforme de talla grande, determinado como *Adapis* cf. *parisiensis*. Entre los omomyiformes, se describieron una mandíbula con p4-m3 asignada a la especie *Pseudoloris parvulus* y una mandíbula con c1-m3 y tres maxilares con P3-M3, M1-M3 y M1-M2 que fueron adscritos originalmente a «*Necrolemur erinaceus*», una determinación errónea ya que el nombre específico correcto es *Microchoerus erinaceus*, como pusieron de manifiesto otros autores (ANTUNES *et al.*, 1997; CASANOVAS, 1998).

Nuevo material de primates de Sossís

El material inédito de primates de Sossís, depositado en el ICP, incluye piezas bien preservadas de las tres formas identificadas por Crusafont. Además, se han encontrado varios dientes que han permitido reconocer una cuarta especie, un adapiforme de talla relativamente pequeña perteneciente a la tribu Anchomomyini.

El nuevo material de *Pseudoloris* incluye nueve fragmentos de mandíbulas con varias piezas dentarias y más de 80 dientes aislados. El material de Sossís muestra claras diferencias con otras especies de *Pseudoloris* encontradas en la península Ibérica: difiere de *P. isabena* en la ausencia de un paracónido tubercular en los molares inferiores; se distingue de *P. pyrenaicus* y *P. cuestai* por la talla menor, la paracrístida más baja y afilada en los molares inferiores y el hipocóno más desarrollado en los M1 y M2, y difiere de *P. godinoti* por su tamaño mucho menor y la ausencia de un paracónido diferenciado en los molares inferiores. El estudio detallado del material de Sossís y la comparación con otras poblaciones europeas de *P. parvulus* permitirán confirmar esta adscripción específica y aportarán nueva información sobre las relaciones entre las distintas especies de este género que habitaron Europa desde el Eoceno medio al Oligoceno inferior.

El material inédito del microchoerino identificado previamente como *Microcherus erinaceus* incluye cuatro mandíbulas y tres maxilares con varias piezas dentarias y más de 100 dientes aislados, constituyendo la muestra más completa del linaje *Necrolemur-Microchoerus* encontrada en la península Ibérica. Una observación preliminar del material ha permitido apreciar claras diferencias con los restos de Hordle Cliff (Inglaterra), población tipo de *M. erinaceus*, como son la talla menor, la ausencia de mesostilo en los molares superiores y la rugosidad del esmalte menos acentuada en los molares inferiores de Sossís. Por tanto, la determinación específica previa parece incorrecta, y resulta necesario un estudio más detallado del material para esclarecer su posición en la línea *Necrolemur-Microchoerus*.

Las colecciones no publicadas de Sossís contienen también varias piezas dentarias del adapiforme de gran talla identificado previamente como *Adapis* cf. *parisiensis*. Este primate ha sido asignado por algunos autores (ANTUNES *et al.*, 1997) al género *Leptadapis*. Se requiere pues un estudio detallado del material para aclarar su determinación taxonómica.

Por último, en el nuevo material procedente de Sossís se han identificado varias piezas de otro adapiforme, que muy probablemente corresponden a un nuevo género de Anchomomyini. El material comprende un fragmento de maxilar con M2 y M3, así como 17 dientes aislados. Este material muestra claras diferencias con todos los géneros de anchomomyinos conocidos hasta la fecha: *Anchomomys*, *Buxella*, *Periconodon* y *Mazateronodon*. Algunas de sus características más significativas son el P4 comprimido bucolingualmente, el metacono extremadamente reducido en el M3 y la premetacrístida completa en los molares inferiores, cerrando el trigónido.

Conclusiones

Las colecciones del ICP albergan material inédito de primates procedente del yacimiento de Sossís (Eoceno Superior, Lleida). El material incluye piezas de los tres primates identificados en trabajos previos, cuyo estudio permitirá reconsiderar las adscripciones específicas realizadas con anterioridad (que, al menos en el caso de *M. erinaceus*, parecen incorrectas). Además, se han encontrado restos de un cuarto primate que, con gran probabilidad, representa un nuevo género de Anchomyini.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2011-27343 (Ministerio de Economía y Competitividad). J. Marigó disfruta de la beca 2010FIB176 (Generalitat de Catalunya) y las ayudas de movilidad 2010BE00758, 2011BE100009, 2011CTP00011 (Generalitat de Catalunya), FR-TAF-80 y FR-TAF-1735 (Proyecto Synthesys).

Referencias

- ANTUNES, M.T., CASANOVAS, M.L., CUESTA, M.A., CHECA, L., SANTAFÉ, J.V. & AGUSTÍ, J. 1997. Eocene mammals from Iberian Peninsula. *Mémoires et Travaux de E.P.H.E. de l'Institut de Montpellier*, **21**, 337-352.
- CASANOVAS, M. L. 1998. Antecedentes de los estudios paleontológicos en el Eoceno Superior de la Pobl de Segur. In: *Geología y Paleontología del Eoceno de la Pobl de Segur (Lleida)* (eds. LÓPEZ MARTÍNEZ, N., CIVIS, J. & DAAMS, R.). Universitat de Lleida, Lleida, 41-47.
- CRUSAFONT, M. 1967. Sur quelques prosimiens de l'Éocène de la Zone Préaxiale Pyrénaique et un essai provisoire de reclassification. *Colloques Internationaux de Centre National de la Recherche Scientifique*, **163**, 611-632.

Descripción de un resto craneal de reptil marino de la Formación Blesa (Barremiense, Cretácico Inferior) en Josa (Teruel)

Parrilla-Bel, J.¹, Young, M.², Puértolas, E.¹, Canudo, J.I.¹, Cruzado-Caballero, P.¹, Gasca, J.M.¹ y Moreno-Azanza, M.¹

¹ Grupo Aragosaurus-IUCA. Área de Paleontología. Depto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <jara_dotoreta@hotmail.com>

² School of Geosciences. University of Edinburgh. Crew Building. The King's Buildings, West Mains Rd. Edinburgh, EH9 3JW. Reino Unido

Key words: *Blesa Formation, Barremian, Cretaceous, Metriorhynchidae, Thalattosuchia, Spain*

Introducción

El término municipal de Josa (Teruel) es conocido por su abundancia en fósiles de invertebrados jurásicos y cretácicos, así como por el excepcional yacimiento de vertebrados terrestres de La Cantalera del Cretácico Inferior (CANUDO *et al.*, 2010).

En 2009 se halló un fragmento de cráneo (FONT 2-1) proveniente de la Formación Blesa superior. Fue hallado de manera casual por D. Fernando Gracia Sevilla. Posteriormente, el hallazgo fue contextualizado y el yacimiento Fontanilla 2, del que proviene el fósil, fue inventariado dentro de la campaña de prospecciones paleontológicas del grupo Aragosaurus en 2009. En este trabajo se realiza un estudio preliminar de FONT 2-1.

Situación geológica

El fósil FONT2-1 procede del yacimiento Fontanilla 2, al sureste de la localidad de Josa, en la provincia de Teruel (NE España). Fontanilla 2 se encuentra en la Formación Blesa, de edad Barremiense (Cretácico Inferior) y paleogeográficamente corresponde a la subcuenca de Oliete (cuenca del Maestrazgo). La Formación Blesa presenta, en el entorno de Josa, una evolución sedimentaria compleja (SORIA DE MIGUEL, 1997; AURELL *et al.*, 2004). En la parte inferior predomina la sedimentación continental (ambientes aluviales y lacustres), mientras que en la parte superior la sedimentación corresponde a medios litorales y transicionales como «*lagoons*», marismas con abundantes ostreidos (AURELL *et al.*, 2004).

El yacimiento Fontanilla 2 es un nivel de calizas bioclásticas. Está situado a techo de unas calizas micríticas, sobre la que aparece una lumaquela de ostreidos. Los restos de vertebrados son abundantes, dominando formas acuáticas (osteictios y condriktios), y aparecen desarticulados, fragmentados y con evidencias de oxidación. Podría corresponder a un medio supralitoral, probablemente una zona de marismas o lagunas costeras. SORIA DE MIGUEL (1997) interpreta la presencia de niveles calcáreos tabulares de base irregular con acumulación de ostreidos como niveles de tormenta, en los que el material marino es arrastrado al interior del sistema lacustre.

Descripción

FONT 2-1 es un fragmento craneal que ha conservado la región postorbital: fenestras supratemporales, parte del occipucio y parte del neurocráneo. El estado de preservación del material, con numerosas micro y macrofracturas, no permite distinguir suturas claras, sin embargo la morfología general está bien conservada.

El cráneo presenta fenestras supratemporales, de gran tamaño, separadas por una barra sagital (frontoparietal) baja y estrecha. El techo craneal es plano, con el frontal, parietal y el arco temporal en el mismo nivel. La fosa supratemporal derecha está completa, mientras que la izquierda ha perdido el arco supratemporal. La fosa tiene una longitud anteroposterior de 8 cm, y una anchura máxima de 6 cm aproximadamente. La morfología de la fosa es cuadrangular, con los bordes redondeados. Las paredes medial y posterior de la fenestra son visibles en vista dorsal; sin embargo, el piso de la fosa supratemporal es muy estrecho. Ambas fosas están separadas por una barra frontoparietal estrecha, que únicamente se ha conservado la parte anterior, formada por el frontal, y algunos fragmentos de la posterior, formada por el parietal. El frontal, aparentemente fusionado en un solo hueso, forma la región anteromedial de las fosas supratemporales. La cavidad craneana está parcialmente conservada. La sutura frontoparietal se localiza en la parte anterior de esta cavidad. Las fosas supratemporales están limitadas posteriormente por el parietal y los escamosos. La barra parietal-escamoso derecha se ha conservado completa, mientras que la izquierda está parcialmente rota. En esta zona se localizan las fosas post-temporales, de gran tamaño.

El parietal desplaza al supraoccipital del techo del cráneo y queda expuesto en vista occipital. El supraoccipital participa en el margen dorsal del foramen magnum (f. mg.). este es ovalado, tiene una anchura de 25 mm y una altura de 15 mm. A la izquierda del mismo hay otro foramen de gran tamaño, que corresponde con el de la arteria carótida; en el lado derecho, más deformado, no se ha

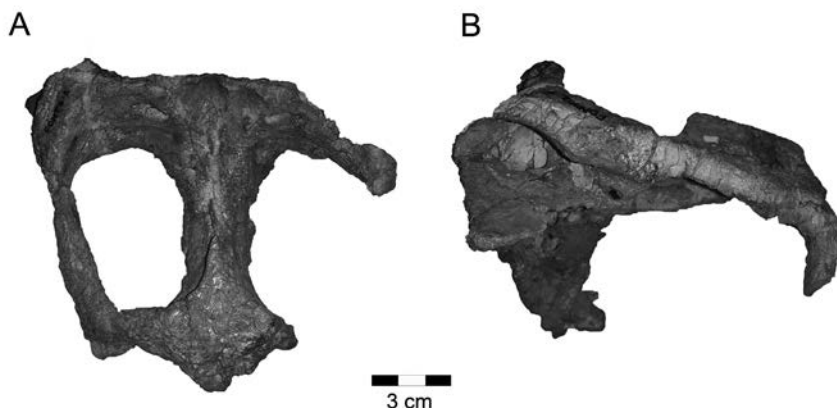


Figura 1. Ejemplar FONT 2-1. A: vista dorsal; B: vista lateral.

preservado el foramen, pero sí la cavidad interna. Ventralmente al f. mg. está el basiesfenoides. El cóndilo occipital se ha perdido.

En vista lateral derecha se observa el arco supratemporal, que cierra lateralmente las fosas supratemporales, y parte de la barra postorbital, que separaría las fosas temporales de la órbita ocular. El tamaño de la apertura ótica, preservada en la región posterolateral derecha es más destacable. La cavidad está limitada por el escamoso dorsalmente, el exoccipital posteriormente y el cuadrado ventralmente. Esta apertura se ramifica medialmente en varios canales de menor tamaño que desembocan en la cavidad craneana (FERNÁNDEZ *et al.*, 2011).

Discusión y conclusiones

El tamaño, la morfología y la edad de FONT 2-1 sugieren que se trataría bien de un sauropterigio, bien de un cocodrilo. Uno de los principales caracteres diagnósticos de los sauropterigios es la pérdida de la fenestra temporal inferior. En este caso, la ausencia de esa parte del cráneo dificulta la clasificación.

Las grandes fosas supratemporales, barra sagital poco elevada y estrecha, formada por el frontal y el parietal, la ausencia de foramen pineal relacionan el espécimen con los talatosuquios. El agrandamiento del foramen para la carótida interna es un carácter apomórfico de los metriorrínquidos.

Actualmente el ejemplar está en estudio. Por el momento, incluyendo los nuevos datos, se propone clasificarlo como Metriorhynchidae indet. Si se confirma la determinación sería el talatosuquio más joven conocido hasta el momento.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en el proyecto CGL2010-16447 del MICINN, financiado con fondos FEDER y Grupos Consolidados y la Dirección General de Patrimonio Cultural. J.P.B. está subvencionada por una beca (B105/10) del Gobierno de Aragón y M.M.A.

References

- AURELL, M., BADENAS, B., CANUDO, J.I. & RUIZ-OMEÑACA, J.I. 2004. Evolución tectosedimentaria de la Formación Blesa (Cretácico Inferior) en el entorno del yacimiento de vertebrados de La Cantalera (Josa, Teruel). *Geogaceta*, **35**, 11-14.
- CANUDO, J.I., GASCA, J.M., AURELL, M., BADIOLA, A., BLAIN, H.-A., GÓMEZ-FERNÁNDEZ, D., MORENO-AZANZA, M., PARRILLA, J., RABAL, R. & RUIZ-OMEÑACA, J.I. 2010. La Cantalera: an exceptional window onto the vertebrate biodiversity of the Hauterivian-Barremian transition in the Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology*, **36** (2), 205-224.
- FERNÁNDEZ, M., CARABAJAL, A.P., GASPARINI, Z. & CHONG DÍAZ, G. 2011. A metriorhynchid crocodyliform braincase from northern Chile. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **31** (2), 369-377.
- SORIA DE MIGUEL, A.R. 1997. *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 363 pp.

Sauropod remains from the Late Jurassic of Asturias (North Spain)

Ruiz-Omeñaca, J.I., Piñuela, L. and García-Ramos, J.C.

Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). E-33328 Colunga (Asturias). Spain. <jigruiz@unizar.es>, <lpinuela.muja@gmail.com>, <jcgramos.muja@gmail.com>

Key words: *Dinosauria, Sauropoda, Kimmeridgian, teeth, vertebrae, Spain*

Introduction

In this paper we update the record of sauropod osseous remains discovered in the Late Jurassic of Asturias.

The first mention of possible sauropod bones was made by ROYO GÓMEZ & GÓMEZ LLUECA (1927), who cited «*a vertebra and a head, apparently of humerus, of a gigantic dinosaur*» in the «Wealden facies» of Ribadesella. These remains would come from the Upper Jurassic (maybe from the continental facies of the Vega Formation; RUIZ-OMEÑACA *et al.*, 2006), and are, at present, missing.

It was not until almost 70 years later that new discoveries of sauropod remains were made in Asturias. From 1996 to now, some remains have been come to light.

Localities with sauropod skeletal remains

The majority of the sauropod remains come from several coastal localities in the Villaviciosa, Colunga and Ribadesella municipalities (Tab. I) that form part of the known as «The Dinosaur Coast» by their abundant record of footprints and fossil bones from dinosaurs and other reptiles. They are from west to east:

- Villaviciosa: Aranzón (Quintueles parish), Tazones W-1 and Puerto de Tazones (Tazones parish), El Piensu (Selorio parish).
- Colunga: El Talameru (Lastres parish), La Griega (San Juan de Duz parish).
- Ribadesella: playa de Vega and Abeu (Leces parish), playa de Ribadesella (Ribadesella parish).

A single bone was discovered in La Felguera (Celles parish), Noreña municipality in 1998. It is the only remain which come from an outcrop of Jurassic rocks inland and not in the coast.

All the coastal localities are stratigraphically placed in the Vega and Lastres formations (Tab. I). Both formations have been dated as Kimmeridgian according to ammonites, charophytes and ostracods (see OLÓRIZ *et al.*, 1988; SCHUDACK & SCHUDACK, 2002; and references therein). The unnamed formation that outcrops in La Felguera was dated as Kimmeridgian-Tithonian by BEROIZ *et al.* (1973).

Updating of the record of sauropod skeletal remains from Asturias

A total of 14 sauropod remains are currently housed in the Jurassic Museum of Asturias (MUJA). Six of them have been previously cited or described:

- A pencil-like tooth from Tazones W-1 (MUJA-0323), described and figured by MARTÍNEZ *et al.* (2000a; as JVLH-162), also figured by GARCÍA-RAMOS *et al.* (2002, 2006), regarded as Diplodocoidea by ROYO-TORRES & CANUDO (2003).
- A spoon-shaped tooth from Tazones W-1 (MUJA-0635), described and figured by MARTÍNEZ *et al.* (2000a; as JVLH-163), also figured by GARCÍA-RAMOS *et al.* (2002; reproduced in ROYO-TORRES *et al.*, 2009: fig. 4A, who attributed it to Turiasauria).
- A caudal vertebra from Puerto de Tazones (MUJA-1912) described by MARTÍNEZ *et al.* (2000b; as JVVH-78) and figured by GARCÍA-RAMOS *et al.* (2002, 2006).
- A caudal vertebra from La Griega (MUJA-1911), figured by GARCÍA-RAMOS *et al.* (2002).
- An ulna from Aranzón (MUJA-1910), figured by GARCÍA-RAMOS *et al.* (2002, 2006).
- A dentary fragment from La Griega (MUJA-1946), first figured in GARCÍA-RAMOS *et al.* (2006) and later fully described and figured in CANUDO *et al.* (2010).

OGO-3500 is a caudal centrum from La Felguera housed in the Museum of the Department of Geology, University of Oviedo (OGO), described by RUIZ-

*Table 1. Sauropod remains from the Late Jurassic of Asturias. +: previously described and/or figured, see text for references; *: unpublished.*

Taxon	Material	Locality
Lastres Formation (Kimmeridgian)		
Sauropoda indet.	ulna (MUJA-1910) +	Aranzón
Turiasauria? indet.	tooth (MUJA-3588) *	
Diplodocoidea? indet.	tooth (MUJA-0323) +	Tazones W-1
Turiasauria? indet.	tooth (MUJA-0635) +	
Sauropoda indet.	caudal centrum (MUJA-0070) *	El Talameru
Vega Formation (Kimmeridgian)		
Sauropoda indet.	caudal vertebra (MUJA-1270) *	Puerto de Tazones
Sauropoda indet.	caudal vertebra (MUJA-1912) +	
Turiasauria? indet.	tooth (MUJA-1019) *	El Piensu
Sauropoda indet.	caudal vertebra (MUJA-1911) +	La Griega
cf. <i>Turiasaurus riodevensis</i>	fragment of righth dentary (MUJA-1946) +	
Sauropoda indet.	caudal centrum (MUJA-0650) *	Playa de Vega
Sauropoda indet.	dorsal rib and fragment of dorsal neural arch (MUJA-1023, 1024) *	Abeu
Turiasauria? indet.	tooth (MUJA-1227) *	Playa de Ribadesella
unnamed formation (Kimmeridgian-Tithonian)		
Diplodocidae indet.	caudal centrum (OGO-3500) +	La Felguera de Noreña

OMEÑACA *et al.* (2008) as Diplodocinae indet. It has been recently referred to the less exclusive clade Diplodocidae based on the possession of a prominent lateral pneumatic (MANNION *et al.*, in press).

We present here eight additional unpublished remains: three spoon-shaped teeth, three caudal vertebrae, and a dorsal rib associated to a fragmentary dorsal neural arch (Tab. I).

Conclusions

Sauropod skeletal remains are scarce in the Late Jurassic of Asturias. Fifteen remains from ten localities are presently known, including cranial, axial and appendicular elements. Only diplodocids and turiasaurs have been identified with certainty.

Acknowledgements

This research was supported by the Government of Spain (Ministerio de Ciencia e Innovación, project CGL2010-16447/BTE) and the Government of the Principality of Asturias (Consejería de Educación, Cultura y Deporte and Universidad de Oviedo protocol CN-04-226).

References

- BEROIZ, C., PIGNATELLI, R., BARON, A., COMA, J.E., FELGUEROSO, C., RAMÍREZ DEL POZO, J., GIANNINI, G. & GERVILLA, M. 1973. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 29, Oviedo*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- CANUDO, J.I., RUIZ-OMEÑACA, J.I., PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C. 2010. Descripción de un dentario de cf. *Turiasaurus* (Sauropoda) del Kimmeridgiense de Asturias (España). In: *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). Colunga, 8-11 de septiembre de 2010* (eds. RUIZ-OMEÑACA, J.I., PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C.). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 164-169.
- GARCÍA-RAMOS, J.C., LIRES, J. & PIÑUELA, L. 2002. *Dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias*. La Voz de Asturias, Lugones. 204 pp.
- GARCÍA-RAMOS, J.C., PIÑUELA, L. & LIRES, J. 2006. *Atlas del Jurásico de Asturias*. Ediciones Nobel, Oviedo. 225 pp.
- MANNION, P.D., UPCHURCH, P., MATEUS, O., BARNES, R.N. & JONES, M.E.H. In press. New information on the anatomy and systematic position of *Dinheirosaurus lourinhanensis* (Sauropoda: Diplodocoidea) from the Late Jurassic of Portugal, with a review of European diplodocoids. *Journal of Systematic Palaeontology*.
- MARTÍNEZ, R., GARCÍA-RAMOS, J.C., PIÑUELA, L., LIRES, J., LUNA, M. & VEIGAS, D. 2000a. Primer registro de Diplodocidae y Camarasauridae (Saurischia: Sauropoda) en el Jurásico Superior de Asturias, España. *XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, 111-112.
- MARTÍNEZ, R., GARCÍA-RAMOS, J.C., PIÑUELA, L., LIRES, J., LUNA, M. & VEIGAS, D. 2000b. Vértebrae caudales de Sauropoda y Theropoda (Dinosauria: Saurischia) del Jurásico Superior de Asturias, España. *XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, 113-114.
- OLÓRIZ, F., VALENZUELA, M., GARCÍA-RAMOS, J.C. & SUÁREZ DE CENTI, C. 1988. The first record of the genus *Eurasenia* (Ammonitina) from the Upper Jurassic of Asturias (northern Spain). *Geobios*, **21**, 741-748.
- SCHUDACK, U. & SCHUDACK, M. 2002. New biostratigraphical data for the Upper Jurassic of Asturias (northern Spain) based on Ostracoda. *Revista Espanola de Micropaleontología*, **34**, 1-18.

- ROYO GÓMEZ, J. & GÓMEZ LLUECA, F. 1927. Datos sobre el Devónico y el Secundario de Asturias. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **27**, 338.
- ROYO-TORRES, R. & CANUDO, J.I. 2003. Restos directos de dinosaurios saurópodos en España (Jurásico Superior-Cretácico Superior). In: *Dinosaurios y otros Reptiles Mesozoicos en España* (coord. PÉREZ-LORENTE, F.). Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 313-334.
- ROYO-TORRES, R., COBOS, A., LUQUE, L., ABERASTURI, A., ESPÍLEZ, E., FIERRO, I., GONZÁLEZ, A., MAMPEL, L. & ALCALÁ, L. 2009. High European sauropod dinosaur diversity during Jurassic-Cretaceous transition in Riodeva (Teruel, Spain). *Palaeontology*, **52**, 1009-1027.
- RUIZ-OMEÑACA, J.I., GARCÍA-RAMOS, J.C., PIÑUELA, L., BARDET, N., BERMÚDEZ-ROCHAS, D.D., CANUDO, J.I. & PEREDA SUBERBIOLA, X. 2006. Restos directos de vertebrados del Jurásico de Asturias. In: *XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y simposios de los proyectos PICG 493, 503, 499 y 467. Libro de resúmenes* (ed. FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, E.). Universidad de León, Secretariado de Publicaciones, León, 171-173.
- RUIZ-OMEÑACA, J.I., PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C. 2008. Primera evidencia de dinosaurios diplodocinos (Sauropoda: Diplodocidae) en el Jurásico Superior de Asturias (Noreña). In: *Libro de Resúmenes. XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008* (eds. RUIZ-OMEÑACA, J.I., PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C.). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 191-192.

La cornisa cantábrica, el último refugio de la macrofauna del Pleistoceno en Europa

Sauqué, V., Rabal-Garcés, R. y Cuenca-Bescós, G.

Grupo Aragosaurus-IUCA. Depto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <vsauque@unizar.es>, <rrabal@unizar.es>, <cuenca@unizar.es>

Key words: Macrofauna, palaeodiversity, Palaeolithic, Upper Pleistocene, Spain

Introducción

La dinámica de colonización de Europa por los humanos anatómicamente modernos (HAM) y la extinción de los neandertales es un tema de intenso debate (D'ERRICO & SÁNCHEZ GOÑI, 2003; FINLAYSON *et al.*, 2006; MELLARS, 2006). Los cambios climáticos que tuvieron lugar entre 41-32 ka cal BP (MELLARS, 2006), parecen haber tenido un papel importante en este proceso (D'ERRICO & SÁNCHEZ GOÑI, 2003).

La península Ibérica (PI) juega un papel importante en el estudio de la transición Paleolítico Medio-Paleolítico Superior (PM-PS), ya que se ha postulado como el último refugio para los neandertales (FINLAYSON *et al.*, 2006) con HAM coexistiendo al norte del Ebro ya que las primeras evidencias de HAM proceden de la cornisa cantábrica (El Castillo) y Cataluña (L'Arbreda, Abric Romaní), datados en torno a los 40 ka (ZILHÃO, 2006). Por su parte los últimos neandertales aparecen en yacimientos de Portugal y sur de la PI con dataciones inferiores a los 30 ka (FINLAYSON *et al.*, 2006), de manera que ambas humanidades coincidieron en la PI durante unos 10 ka.

Además, la orografía de la PI, caracterizada por cadenas montañosas alineadas Este-Oeste, ha determinado una gran variedad de climas (CAPEL MOLINA, 1981) y hábitats. En el norte, los Pirineos, la cordillera Cantábrica y las montañas Galaico-Leonesas marcan el límite entre la zona atlántica y la zona mediterránea de la PI. La zona atlántica se caracteriza por una importante influencia oceánica con un alto régimen de precipitaciones (> 1.000 mm/año, sin sequía

estival) y temperaturas moderadas (13-15 °C). Sin embargo, la región mediterránea presenta un régimen de precipitaciones menor, sequías estivales, contrastes térmicos muy marcados e incluso zonas semidesérticas (< 300 mm/año), como la cuenca del Ebro (GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2010).

El objetivo de este trabajo es el estudio de los cambios que acontecieron en la macrofauna durante el cambio de humanidades en la PI,

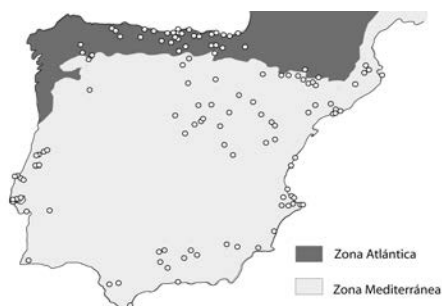


Figura 1. Mapa de la península Ibérica con los yacimientos estudiados y las dos regiones climáticas principales: atlántica y mediterránea.

haciendo especial hincapié en la evolución de la fauna en las diferentes regiones climáticas y la respuesta de esta a los cambios climáticos acontecidos durante el último periodo glaciario (ca. 120-11,6 ka).

Material y Métodos

Se ha realizado una base de datos de la PI en la que se han recopilado las listas faunísticas de 140 yacimientos del Pleistoceno Superior, la mayor parte extraídas de la bibliografía. Debido a la falta de información algunas especies se han agrupado por género: *Capra*, *Ursus*, *Lynx*, *Rupicapra* o incluso a nivel de familia Rinocerotidae, además *Bos* y *Bison* se han considerado juntos ya que su distinción morfológica es complicada. Los yacimientos se han dividido en dos categorías: PM, donde se han incluido los yacimientos musterienses y PS en la que se han incluido los yacimientos del Auriñaciense, Gravetiense, Solutrense y Magdaleniense. Así mismo, los yacimientos se han separado en las dos regiones climáticas principales de la PI: la atlántica y la mediterránea (Fig. 1).

A fin de observar si aumenta o disminuye la presencia de un taxón en el tránsito PM-PS, se ha calculado la relación entre los yacimientos de ambos periodos para cada zona dividiendo el número de yacimientos del PS entre el número de yacimientos del PM. Posteriormente se ha calculado la relación para cada taxón dividiendo el número de yacimientos del PS que presentan un taxón determinado entre el de yacimientos del PM que presentan ese taxón. Por último, se ha recalculado la relación de cada taxón respecto al ratio general expresándolo en porcentaje. Este proceso se ha realizado con los datos de toda Europa extraídos de STEWART (2004) para su comparación con los datos de la PI. Estos datos se expresan gráficamente en la figura 2, teniendo en cuenta que el 100 % corresponde al ratio general de cada zona y que los valores superiores al 100 % indican un aumento de la presencia del taxón y los inferiores al 100 % indican una disminución.

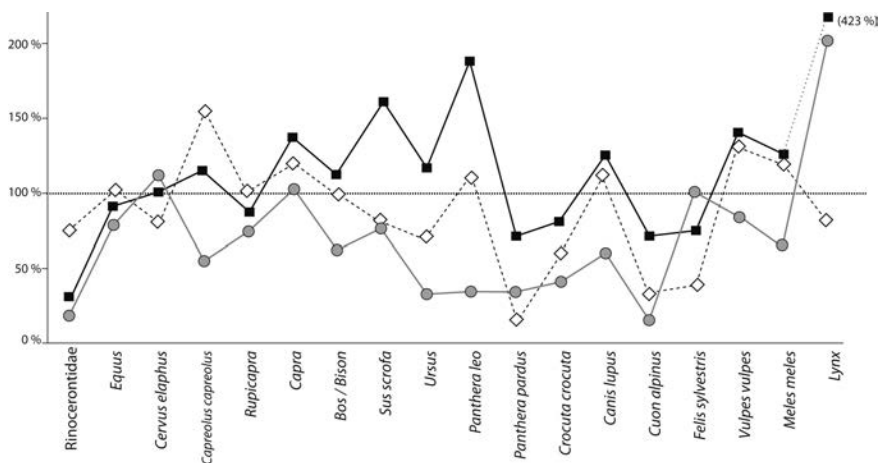


Figura 2. Representación gráfica del ratio PM-PS para los diferentes taxones de las zonas comparadas. Línea negra continua: zona atlántica de la PI; línea gris: zona mediterránea de la PI; línea discontinua: Europa.

Resultados

Durante el transito PM-PS en la región mediterránea se observa una pérdida general de diversidad, la cual podría estar relacionada con el aumento de aridez en esta zona durante el H4 (≈ 40 ka) (GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2010). esta se acentúa mas en los grandes carnívoros (*Ursus*, *P. leo*, *P. pardus*, *Crocota crocuta*, *C. lupus*, *Cuon alpinus*), disminuyendo claramente su presencia durante el PS. Por otra parte, en la región atlántica se observa el proceso contrario, ya que la diversidad aumenta, observándose mayor presencia de *P. leo*, *Ursus* y *C. lupus*. El patrón general de Europa representaría un punto intermedio entre lo que ocurre en la región mediterránea y la región atlántica ya que en términos generales se observa una pérdida de diversidad pero menos marcada que en la región mediterránea.

Conclusiones

La llegada de los HAM a la PI no produjo una pérdida de diversidad, como puede observarse en la región cantábrica, donde existe una gran densidad de yacimientos con presencia de HAM. Sin embargo, la evolución de las asociaciones de grandes mamíferos en la PI durante el transito PM-PS presenta un comportamiento diferente en función de las regiones climáticas. En la región atlántica se observa un aumento de la diversidad incluso en los grandes carnívoros, mientras que en la región mediterránea disminuye durante el PS.

References

- CAPEL MOLINA, J.J. 1981. *Los climas de España*. Oikos-Tau S.A. Ediciones, Barcelona. 429 pp.
- D'ERRICO, F. & SÁNCHEZ GOÑI, M. F. 2003. Neanderthal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS 3. *Quaternary Science Review*, **22**, 769-788.
- FINLAYSON, C., GILES PACHECO, F., RODRÍGUEZ-VIDAL, J., FA, D.A., GUTIÉRREZ LOPEZ, J.M., SANTIAGO PÉREZ, A., FINLAYSON, G., ALLUE, E., BAENA PREYSLER, J., CÁCERES, I., CARRIÓN, J.S., FERNÁNDEZ JALVO, Y., GLEED-OWEN, CH.G., JIMENEZ ESPEJO, F.J., LÓPEZ, P., LÓPEZ SÁEZ, J.A., RIQUELME CANTAL, J.A., SÁNCHEZ MARCO, A., GILES GUZMAN, F., BROWN, K., FUENTES, N., VALARINO, C.A., VILLALPANDO, A., STRINGER, CH.B., MARTINEZ RUIZ, F. & SAKAMOTO, T. 2006. Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature*, **443**, 850-853.
- GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., LEROY, S.A.G., CARRIÓN, J.S., FERNÁNDEZ, S., GARCÍA-ANTÓN, M., GIL-GARCÍA, M.J., UZQUIANO, P., VALERO-GARCÉS, B. & FIGUEIRAL, I. 2010. Steppes, savannahs, forests and phytodiversity reservoirs during the Pleistocene in the Iberian Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **162**, 427-457.
- MELLARS, P. 2006. A new radiocarbon revolution and the dispersal of modern humans in Eurasia. *Nature*, **439**, 931-935.
- STEWART, J.R. 2004. Neanderthal-modern human competition?: a comparison between the mammals associated with middle and upper Palaeolithic industries in Europe during OIS 3. *International Journal of Osteoarchaeology*, **14**, 178-189.
- ZILHÃO, J. 2006. Chronostratigraphy of the Middle-to-Upper Paleolithic transition in the Iberian Peninsula. *Pyrenae*, **37** (1), 7-84.

Reconstructing early Mousterian environments in Spain: the contribution of the late middle Pleistocene small mammal assemblage of Las Grajas Cave (Málaga, Spain)

Sevilla, P.¹, Laplana, C.¹, Araujo, C.¹ and López, N.^{(*)1}

¹ Depto. de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <psevilla@geo.ucm.es>

² Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid. Pza. de las Bernardas, s/n. E-28801 Alcalá de Henares (Madrid). España

Key words: *Early Mousterian, palaeoenvironment, Rodentia, Chiroptera, Insectivora, Lagomorpha*

Introduction

Mousterian industry is a tool culture associated with the Neanderthal man that inhabited Europe during the Middle-Upper Pleistocene. The time interval originally established for this culture, from 75ky to 35ky, has gradually become extended with the discovery of older and younger sites with Mousterian industries, and is known nowadays to have spanned through more than 250ky. One of the first sites that gave indications of this longer duration of the Mousterian in Spain is Las Grajas Cave. It is located in the province of Málaga (south-eastern Spain, fig.1a), in the Sierra del Conjuero on the western slope of the Sierra de las Grajas at an altitude of ca. 775 MASL. Its opening, oriented north-west, leads to a cavity of large dimensions (Fig.1b). The Pleistocene sediments preserved in the cave were excavated from 1972 to 1976, date in which the excavations were interrupted never to be resumed after that despite its evident interest.

The abundant lithics and fauna that yielded the site were only partially published (BENITO DEL REY, 1976; JIMÉNEZ-FUENTES *et al.*, 1995; SEVILLA, 1988), most of the material is still either unstudied or described in unpublished reports. Here we present a preliminary overview of the small mammals collected in these excavations making special reference to the age and palaeoenvironmental information obtained from the study of the assemblage.

Material and methods

The excavations conducted in the cave concentrated near its south-western wall where eight fertile levels were recognised. Here we will refer to the material collected in level 6 (squares R9, R10 and R11 of the excavation grid, Fig. 1b) which was both the thickest level and the richest in fossil remains. Abundant small mammal fossils were recovered after dry sieving the excavated sediment, consisting mainly of isolated teeth and a few mandibles, maxillae, and postcranial material. The remains were identified and assigned to a particular species using osteological keys and papers dedicated to the identification of this type of material (CHALINE, 1974; SEVILLA, 1988) as well as recent comparative material. The updated stratigraphic distribution of the rodents identified in the assemblage

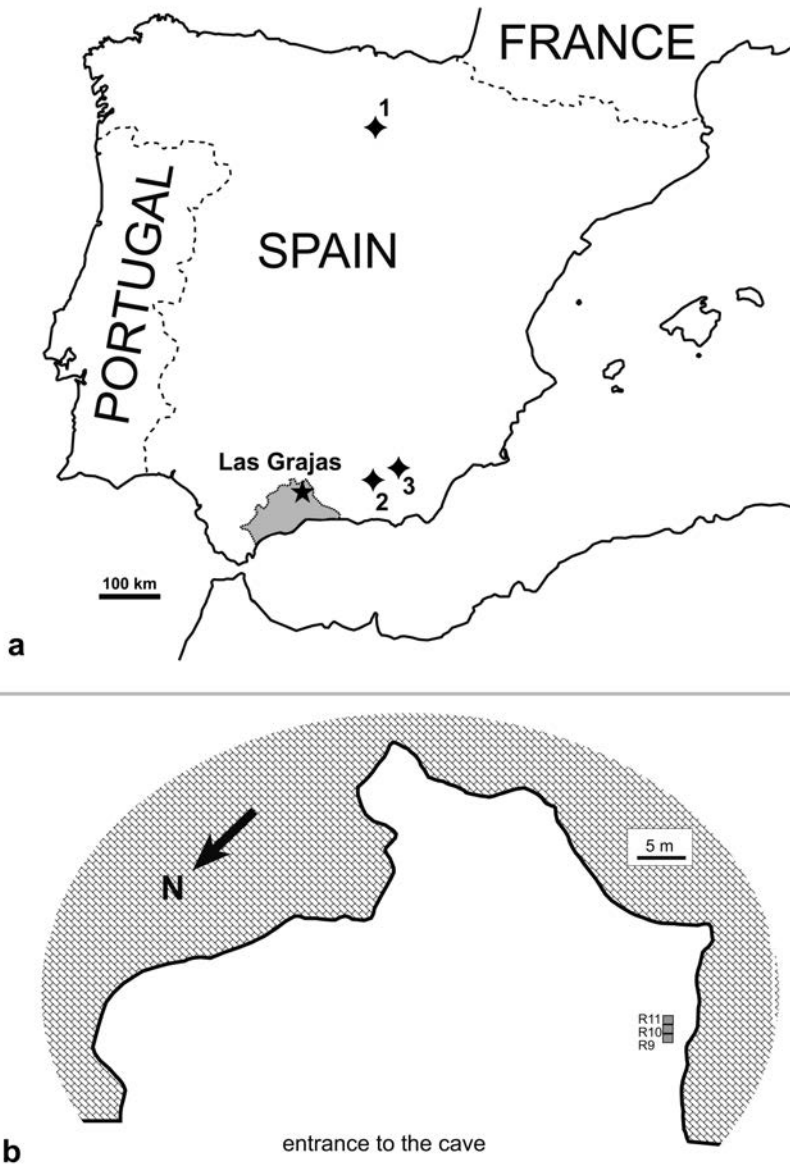


Figure 1. a. Geographic situation of Las Grajas Cave (asterisk) and other sites of similar age (1: Atapuerca; 2: cueva del Agua; 3: Cúllar de Baza). b. Plan of the cave showing the horizontal location of squares R9, R10 and R11.

provided a basis for the discussion of the age of level 6; paleoenvironment was inferred from the ecological requirements and recent geographic distribution of the extant species found in the assemblage provided in PALOMO & GISBERT (2005).

Results

Small mammals are represented by 24 taxa in Las Grajas (Tab. I). Rodents dominate the assemblage, with four frequent species (*Microtus brecciensis*, *Allocrietus bursae*, *Apodemus sylvaticus*, and *Eliomys quercinus*) and the remaining three may be considered accidental (*Microtus agrestis*, *Arvicola* cf. *sapidus*, and *Castor fiber*).

The lagomorphs in the site are abundant and represent a single species of the genus *Oryctolagus* still to be determined. No material assignable to *Lepus timidus*, originally included in the faunal lists (Porta in BENITO DEL REY, 1976) was identified.

Bat remains represent 10 different species making of this one of the Spanish Pleistocene localities with higher values of bat species richness. The large Mouse-eared bat (*Myotis myotis*) is dominant, the remaining taxa represented by notably lower numbers of remains. The high value of species richness is probably the result of a mixed assemblage, in which part of the material comes from in situ death (*Myotis myotis*, *Rhinolophus ferrumequinum*, *Rhinolophus euryale* or *Miniopterus schreibersii*) and a smaller part are remains introduced in the cave as the result of predation (*Nyctalus leisleri*, *Eptesicus* aff. *serotinus*, and *Pipistrellus pipistrellus*).

Table I. Small mammals identified in Las Grajas Cave. Qualitative overall representation of the different taxa in the assemblage are indicated as follows: +++: very abundant; ++: abundant; +: less abundant; -: rare.

Las Grajas Cave - C6 level		
Rodentia	<i>Microtus brecciensis</i>	+++
	<i>Microtus agrestis</i>	-
	<i>Arvicola</i> cf. <i>sapidus</i>	-
	<i>Apodemus sylvaticus</i>	++
	<i>Allocrietus bursae</i>	++
	<i>Eliomys quercinus</i>	+
	<i>Castor fiber</i>	-
Lagomorpha	<i>Oryctolagus</i> sp.	++
"Insectivora"	<i>Erinaceus europaeus</i>	-
	<i>Talpa occidentalis</i>	+
	<i>Crocidura russula</i>	+
	<i>Sorex</i> gr. <i>araneus</i>	-
	<i>Neomys</i> sp.	-
Chiroptera	<i>Rhinolophus ferrumequinum</i>	-
	<i>Rhinolophus euryale</i>	-
	<i>Myotis myotis</i>	+
	<i>Myotis bechsteinii</i>	-
	<i>Myotis nattereri</i>	-
	<i>Myotis emarginatus</i>	-
	<i>Pipistrellus pipistrellus</i>	-
	<i>Nyctalus leisleri</i>	-
	<i>Plecotus austriacus</i>	-
	<i>Eptesicus</i> aff. <i>serotinus</i>	-
	<i>Miniopterus schreibersii</i>	-

Insectivores are the least abundant small mammals, also with a low number of species. *Crociodura russula* dominates among the insectivores, followed by the Iberian mole (*Talpa occidentalis*) and red-toothed shrews (*Sorex* gr. *araneus* and *Neomys* sp.) The hedgehog (*Erinaceus* sp.) material is scarce and highly fragmented, preventing a precise taxonomic determination.

Chronology and paleoenvironment

Thanks to the presence of two biochronological markers, *Microtus brecciensis* and *Allocricetus bursae*, a relative age can be assigned to the assemblage. *M. brecciensis* is a vole common in middle Pleistocene sites and ancestral to extant *Microtus cabreræ*. This evolutionary lineage is characterised by changes in size and in the morphology of the lower m1. The size of the material of *M. brecciensis* in Las Grajas, the lateral asymmetry and development of the anterior lobe of the m1 agree with the morphology displayed by the species during the middle Pleistocene. In Las Grajas it has the particularity of an even smaller size than in nearby localities of similar age, probably due to environmental factors. *Allocricetus bursae* is a hamster also common in Middle Pleistocene sites, that became extinct in the Iberian Peninsula at the end of the Upper Pleistocene leaving no descendants. The assemblage clearly belongs to the Riss Glaciation, mainly a warm period, but displays several signs of belonging to a relatively colder and more humid phase within this period, indicated by the presence of taxa presently distributed in northern regions such as *M. agrestis* or the red-toothed shrew. The tortoises found in the site also support this interpretation (JIMÉNEZ-FUENTES *et al.*, 1995). This absence of extreme weather conditions may have influenced the initial development and expansion of the Mousterian culture in the area.

Acknowledgements

We acknowledge projects CGL2009-7896/BTE, UCM-910607 and S2010 BMD-2330 (CAM) for financial support of the authors' research.

References

- BENITO DEL REY, L. 1976. Excavaciones realizadas en el yacimiento musteriense de la Cueva de Las Grajas, Archidona (Málaga). *Noticiario arqueológico hispánico Prehistoria*, **5**, 41-52.
- CHALINE, J. 1974. Les proies des rapaces. Doin éditeurs. Paris
- JIMÉNEZ-FUENTES, E., GIL, S. & POLLOS, S. 1995. Quelonios del Pleistoceno Medio de Las Grajas (Archidona: Málaga). *Studia Geologica Salmanticensis*, **31**, 55-62.
- PALOMO, L.J. & GISBERT, J. 2005. *Atlas de los Mamíferos terrestres de España*. Dirección General para la Biodiversidad SECEM-SECEMU. Madrid. 564 pp.
- SEVILLA, P. 1988. Estudio paleontológico de los Quirópteros del Cuaternario español. *Paleontología i evolució*, **22**, 113-233.

Tema libre.
Icnología

***Macaronichnus segregatis* Clifton & Thompson, 1978 como marcador paleogeográfico y paleoambiental en el Pleistoceno de la Formación Preguiça (isla de São Nicolau, Cabo Verde)**

Mayoral, E.¹, Santos, A.¹, Ramalho, R.², Baarli, G.³, Johnson, M.³, Da Silva, C.⁴, Cachão, M.⁴ y Ledesma-Vázquez, J.⁵

¹ Depto. de Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Campus de El Carmen. Avda. 3 de marzo, s/n. E-21071 Huelva. España. <mayoral@uhu.es>, <asantos@dgyp@uhu.es>

² Institut für Geophysik. Westphälische-Wilhelms Universität. Corrensstraße 24. D-48149 Münster. Alemania. <ric.ramalho@bristol.ac.uk>

³ Department of Geosciences. Williams College. Williamstown, MA 01267. EE. UU. <gudveig.baarli@williams.edu>, <markes.e.johnson@williams.edu>

⁴ Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Departamento de Geologia e Centro de Geologia. Campo Grande. 1749-016 Lisboa. Portugal. <cmsilva@fc.ul.pt>, <mcachao@fc.ul.pt>

⁵ Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada, BC 22800. México. <ledesma@uabc.edu.mx>

Key words: *Macaronichnus segregatis*, *reothaxis*, *palaeogeographic reconstruction*, *Pleistocene*, *Preguiça Formation*, *Cape Verde*

Introducción

Macaronichnus segregatis Clifton & Thompson, 1978 se ha revelado como un indicador excelente para reconstruir la posición y orientación de las líneas de costa antiguas (KOYAMA, 1983; SEIKE, 2007; BROMLEY *et al.*, 2009).

En el ejemplo aquí estudiado, las buenas condiciones de afloramiento han permitido estudiar su comportamiento reotáctico, establecer la orientación del margen costero y deducir las condiciones generales del depósito en asociación con otras pistas fósiles.

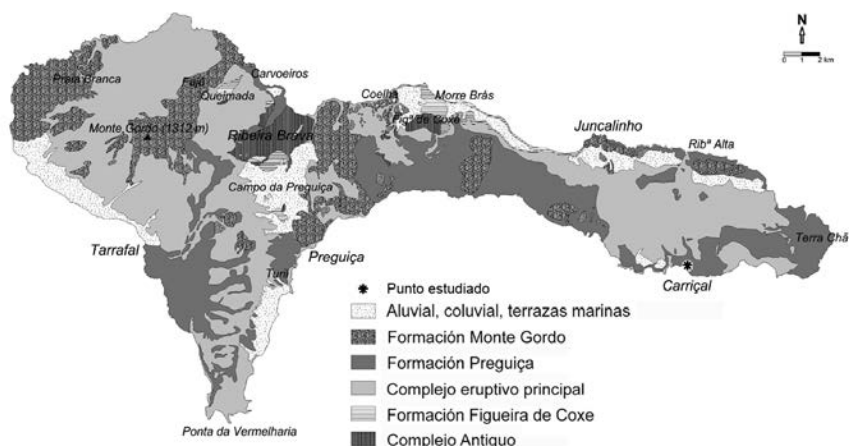


Figura 1. Mapa geológico de la isla de São Nicolau y situación del punto estudiado. (Modificado de MACEDO *et al.*, 1988).

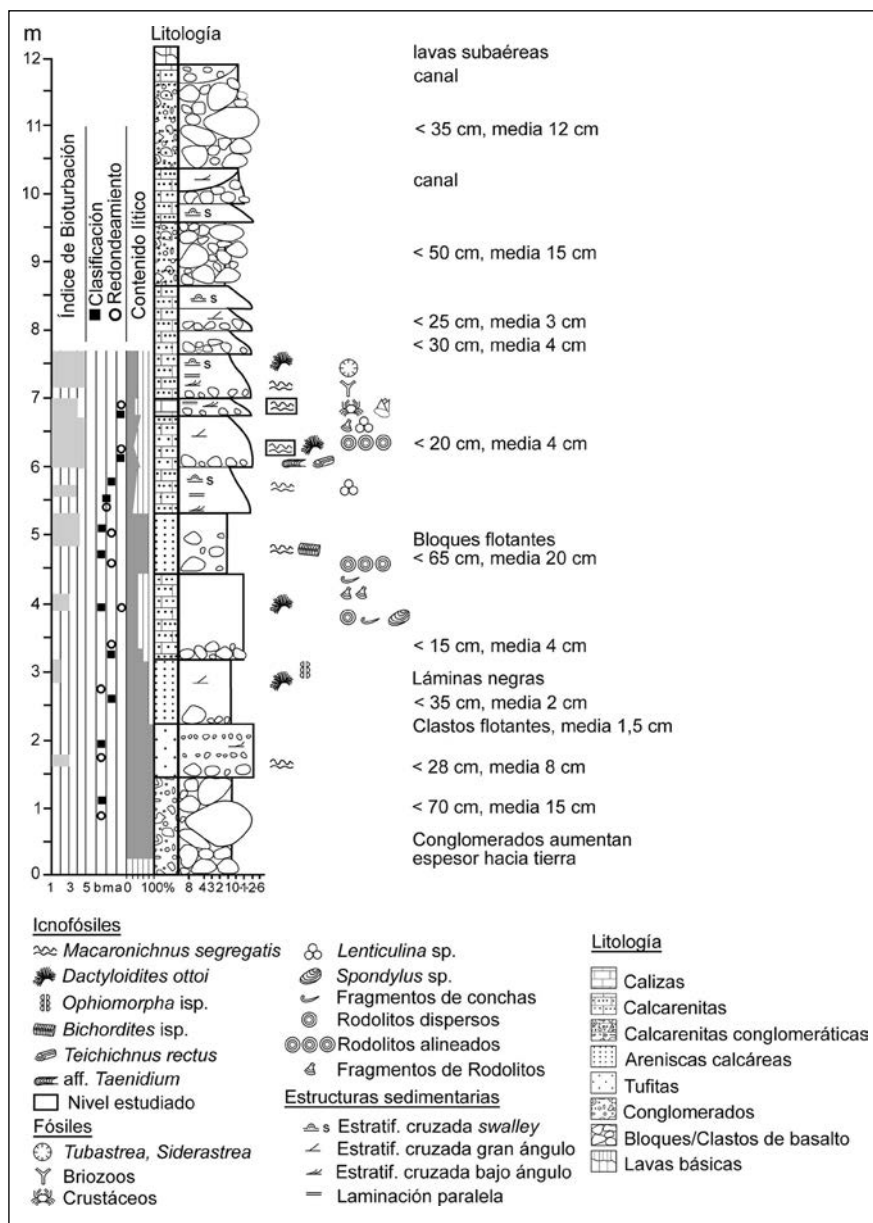


Figura 2. Perfil estratigráfico de la Ribeira do Palhal y localización de los niveles estudiados.

Situación geográfica y geológica

El archipiélago de Cabo Verde corresponde a un grupo de 10 islas volcánicas situadas a 500-600 km al oeste de la costa occidental de África y a 15-17 ° al norte del ecuador. El archipiélago es producto de una actividad magmática asociada a un hotspot que está activo desde hace unos 26 Ma (TORRES *et al.*, 2002).

La isla de São Nicolau se sitúa en la región central del archipiélago y corresponde a un edificio volcánico cuya actividad eruptiva se inició en el Mioceno Superior y llega hasta el Cuaternario (Fig. 1). La isla posee excelentes afloramientos de secuencias volcánicas submarinas y sedimentos marinos intercalados (RAMALHO *et al.*, 2010).

RAMALHO (2011) reconoce en el sector estudiado (arroyo de la Ribeira do Palhal) un depósito conglomerático de 8 m de espesor, situado entre la plataforma de abrasión marina desarrollada sobre las lavas submarinas del Complejo Principal y las lavas subaéreas de la Formación Preguiça. Este depósito es interpretado como una secuencia estuarina compuesta por conglomerados imbricados, intercalados con calcarenitas y areniscas con estratificación cruzada, ricas en bivalvos y gasterópodos.

Las principales características de esta sección se muestran en el perfil de la figura 2.

Morfología, orientación e interpretación etológica

Macaronichnus es una pista endógena representada por pequeños tubos cilíndricos, lisos, no ramificados, que presentan un diámetro de 0,8-5,0 mm (media: 2,7 mm), que son más o menos paralelos al plano de estratificación, con una trayectoria ligeramente sinuosa (longitud máxima: 57 mm).

Presenta, a su vez, una segregación mineralógica desde el núcleo del tubo al manto que lo rodea, compuesto por granos más oscuros, normalmente de augita y/u olivino.

Los ejemplares presentes en esta sección se corresponden con las formas de baja sinuosidad de *M. segregatis maeandriiformis* Bromley, Milàn, Uchman & Hansen, 2009, descritos en el Holoceno de Rodas (Grecia).

Pistas actuales semejantes a *M. segregatis* son producidas hoy en día por algunos poliquetos ofélidos como *Euzonus* (SEIKE, 2007) u *Ophelia* (CLIFTON & THOMPSON, 1978). Son organismos sedimentívoros que viven en medios intermareales y submareales someros.

KOYAMA (1983), y posteriormente SEIKE (2007), interpretaron que los ejes mayores de *M. segregatis* podrían indicar una orientación perpendicular a antiguas líneas de costa, conclusión esta que también fue puesta de manifiesto por BROMLEY *et al.* (2009) en material de sedimentos cuaternarios de Grecia.

En la localidad de Carriçal, *Macaronichnus* presenta una orientación media hacia el este (Fig. 3), lo que implicaría que la línea de costa local tendría una dirección aproximada N-S. Esta interpretación apoya hipótesis previas de RAMALHO (2011), donde reconoce la existencia de una ría según esta misma dirección.

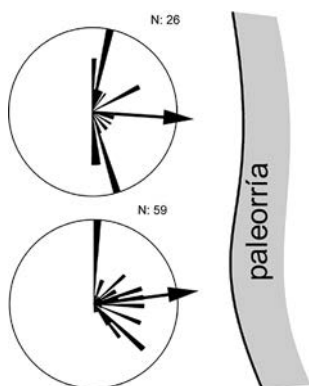


Figura 3. Diagramas de rosa de los vientos con la orientación de *Macaronichnus segregatis maeandriiformis* en relación con la posición del margen costero de la paleorria pleistocena. Localidad de Carriçal.

El comportamiento reotático estaría ligado a periodos de alta energía, donde el movimiento del agua es perpendicular a la línea de costa. En los intervalos de calma, las pistas se vuelven más sinuosas y aparecen dispersas y sin orientación definida, excavando completamente el sedimento, yuxtaponiéndose o cortando a otras pistas previas, como *Bichordites* isp. o *Dactyloidites otto* (GEINITZ, 1849).

Conclusiones

La secuencia sedimentaria pleistocena de la Formación Preguiça contiene algunos niveles con *Macaronichnus segregatis* que presentan una orientación preferente hacia el este. Ello indicaría que el margen costero tendría una orientación N-S, correspondiéndose con la posición de una antigua ría ubicada en esta misma dirección.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo dentro del Proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación CGL2010-15372-BTE y con la ayuda de la Junta de Andalucía al Grupo de Investigación RNM 276 («Geología Costera y Recursos Hídricos»).

References

- BROMLEY, R.G., MILAN, J., UCHMAN, A. & HANSEN, K.S. 2009. Rheotactic *Macaronichnus*, and human and cattle trackways in Holocene beachrock, Greece: Reconstruction of paleoshoreline orientation. *Ichnos*, **16** (1-2), 103-117.
- CLIFTON, H.E. & THOMPSON, J.K. 1978. *Macaronichnus segregatis*: A feeding structure of shallow marine polychaetes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**, 1293-1302.
- KOYAMA, S. 1983. A new method for reconstruction of palaeogeography using burrow orientation created by *Excirolana chiltoni* (Thielmann). *Journal of the Geological Society of Japan*, **89**, 117-123.
- MACEDO, J., SERRALHEIRO, A. & SILVA, L. 1988. Notícia explicativa da carta geológica da Ilha de S. Nicolau (Cabo Verde) na escala de 1:50000. *Garcia de Orta, Serviços Geológicos*, **11** (1-2), 1-32.
- RAMALHO, R.A. S. 2011. *Building the Cape Verde Islands*. Springer Theses. 206 pp.
- RAMALHO, R., HELFFRICH, G., SCHMIDT, D. & VANCE, D. 2010. Tracers of uplift and subsidence in the Cape Verde Archipelago. *Journal of the Geological Society*, **167** (3), 519-538.
- SEIKE, K. 2007. Palaeoenvironmental and palaeogeographical implications of modern *Macaronichnus segregatis*-like traces in foreshore sediments on the Pacific coast of central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **252**, 497-502.
- TORRES, P., SILVA, L., SERRALHEIRO, A., TASSINARI, C. & MUNHÁ, J. 2002. Enquadramento geocronológico pelo método K/Ar das principais sequências vulcano-estratigráficas da Ilha do Sal - Cabo Verde. *Garcia de Orta, Serviços Geológicos*, **18** (1-2), 9-13.

Huellas verdaderas y subhuellas de dinosaurios. Criterios de reconocimiento y problemas de nomenclatura

Piñuela, L.¹, García-Ramos, J. C.¹, Avanzini, M.² y Ruiz-Omeñaca, J.I.¹

1 Museo del Jurásico de Asturias. 33328, Colunga, España lpinuela.muja@gmail.com; jcgramos.muja@gmail.com; jigrui@gmail.com.

2 Museo Tridentino di Scienze Naturali. Via Calepina 14, I-38120 Trento, Italia. avanzini@mts.tn.it.

Key words: *Dinosaurs, true tracks, undertracks, parataxonomy*

Introducción

Es relativamente frecuente en el registro geológico la presencia de icnitas de dinosaurios cuya morfología está en mayor o menor medida condicionada por caracteres extramorfológicos relacionados con el grado de consistencia del sedimento. Estas anomalías se deben principalmente a: 1) el elevado contenido en agua del sustrato fangoso o arenoso sobre el que se desplaza el dinosaurio, y 2) el alto potencial de conservación de las subhuellas (especialmente las profundas) en el registro geológico.

HITCHCOCK (1858) fue el primero en observar que las capas inferiores a la superficie donde pisaron los dinosaurios se deformaban y las huellas aumentaban de tamaño con la profundidad. Además advirtió sobre la posibilidad de confundir impresiones de la misma huella, en niveles inferiores, con distintas especies.

Aquellas icnitas relativamente profundas, formadas en sustratos blandos y preservadas como huellas reales o como contramoldes, constituyen a menudo ejemplos excepcionales para comprender el movimiento del pie del reptil, así como el comportamiento del dinosaurio frente a diferentes tipos de sustratos o de consistencia dentro del mismo (AVANZINI *et al.*, 2012), pero tienen poca validez para obtener datos sobre la morfología del pie o mano del autor, pues los sedimentos semifluidos suelen dar lugar a formas caprichosas en las huellas, que no reflejan adecuadamente las morfologías de los autópodos.

Discusión

Gran parte de las icnitas del Jurásico de Asturias están preservadas en condiciones idóneas con litologías muy contrastadas: ej. alternancias de areniscas y margas de la Formación Lastres (en su mayor parte pertenecientes a facies de «*crevasse-splay*» en deltas de dominio fluvial). Frecuentemente las huellas asturianas constituyen contramoldes profundos en arenisca, a menudo asociados a las correspondientes subhuellas, por lo que resulta relativamente sencillo establecer el límite entre unos y otras. Un criterio de identificación en estos casos es la presencia de paredes verticales (huella real) que muestran las estrías producidas por las irregularidades de la piel del reptil al profundizar en el sustrato; estas terminan bruscamente contra la porción del estrato desplazado hacia abajo por la pisada, que correspondería a la subhuella. Cuando no es posible observar una

sección vertical de las mismas, puede resultar difícil discernir entre una huella verdadera de una subhuella. En este trabajo se proponen algunos criterios para su reconocimiento y eventual utilización en parataxonomía.

Contramoldes o huellas reales someras o profundas

Basándonos en los estudios realizados en las icnitas asturianas, una de las condiciones ideales para la conservación de los detalles anatómicos de los autópodos, tienen lugar cuando la huella se produce en un sustrato fangoso firme o semi-consolidado («*firm ground*») y el relleno de la misma es de arena (GARCÍA-RAMOS *et al.*, 2002). Bajo estas condiciones se preservan contramoldes de arenisca en los que se aprecian a menudo impresiones de los dedos, las uñas, las almohadillas digitales y plantares, las impresiones de la piel y las estrías que las escamas dejarían en las paredes de las huellas. En este caso las icnitas podrían ser utilizadas para crear un nuevo icnotaxón.

Contramoldes de subhuellas someras

Cuando las subhuellas se generan en capas de pocos milímetros de espesor, es posible poder reconocer aún los detalles, aunque menos evidentes, de la morfología del pie o mano del dinosaurio productor. En estos casos, sería aún factible utilizar dichas huellas en un estudio parataxonómico.

Contramoldes de subhuellas profundas

El criterio a seguir para su identificación cuando no están asociadas a las huellas reales es, en algunos casos, la presencia de pequeñas fallas radiales y/o concéntricas, y en otros, una superficie plantar relativamente plana y lisa o bien convexa. La ausencia además de caracteres anatómicos y de impresiones de la piel, sugieren la presencia de una subhuella, no utilizable con fines parataxonómicos. Si las capas desplazadas al pisar el reptil son relativamente espesas, puede ocurrir, como en el caso de numerosos ejemplos asturianos, que una huella de terópodo genere, en planos inferiores, una o varias subhuellas de aspecto ornitópodo (GARCÍA-RAMOS *et al.*, 2009). En este caso se estarían introduciendo errores a nivel de grandes grupos de dinosaurios. Esta cuestión ya fue planteada por LEONARDI (1997): «*es posible que muchas huellas atribuidas a ornitópodos sean en realidad subtrazas de terópodos*».

Sería conveniente que el nuevo icnotaxón formase parte de un rastro de al menos cuatro huellas consecutivas, en el caso de un dinosaurio bípedo, o de ocho, en el de un cuadrúpedo. Excepcionalmente podría crearse el nuevo icnotaxón con menor número de ejemplares, incluso con uno solo, siempre y cuando conserve con gran fidelidad la morfología del pie o mano del reptil y haya garantías de que no se trata de una subhuella.

Conclusiones

Teniendo en cuenta los datos aportados por los abundantes ejemplares en 3-D del Jurásico Superior de Asturias, sugerimos que para crear nuevos icnotaxones, las icnitas deben de reflejar con gran fidelidad los rasgos anatómicos de los autópodos de los dinosaurios que las crearon. Para ello, se recomienda que las huellas preserven una buena parte de las impresiones de los siguientes caracteres:

dedos, uñas, almohadillas digitales y/o plantares, tegumento y/o estructuras asociadas (estrías de desplazamiento).

En este sentido, podríamos decir que, de haberse utilizado estos criterios, el número de icnotaxones sería notablemente inferior al que existe en la actualidad, facilitando su estudio, y evitando previsiblemente muchos errores en las atribuciones a un grupo concreto de dinosaurios.

Agradecimientos

Protocolo CN-04-226 (Principado de Asturias-Universidad de Oviedo), Proyecto CGL2010-16447 (Ministerio de Ciencia e Innovación) y Museo Tridentino di Scienze Naturali.

Referencias

- AVANZINI, M., PIÑUELA, L. & GARCÍA-RAMOS, J.C. 2012. Late Jurassic footprints reveal walking kinematics of theropod dinosaurs. *Lethaia*, 45, 238-252.
- GARCÍA-RAMOS, J.C., PIÑUELA, L. & LIRES, J. 2002. Icnitas de dinosaurios, tipos de sedimento y consistencia del sustrato. In: Congreso Internacional sobre Dinosaurios y otros Reptiles Mesozoicos de España (Coord. Pérez-Lorente, F.). Universidad de La Rioja-X aniversario, 25.
- GARCÍA-RAMOS, J.C., PIÑUELA, L., AVANZINI, M. & RUIZ-OMEÑACA, J.I. 2009. Deep theropod undertracks look like ornithopod tracks. A conclusion from a three-dimensional study of dinosaur footprints. In: *Abstracts of the 10th International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems and Biota* (coords. BUSCALIONI, A & FREGENAL, M.). Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, 279-281.
- Hichtcock, E. 1858. *Ichnology of New England*. The Michigan Historical Reprint Series, University of Michigan. 220 pp.
- Leonardi, G. 1997. Problemática actual de las icnitas de dinosaurios. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10 (3-4), 341-353.

Protuberancias espinosas en el icnogénero *Rhizocorallium*: importancia taxonómica, significado paleoecológico e interpretación funcional

Rodríguez-Tovar, F.J.¹, Buatois, L.A.², Piñuela, L.³, Mángano, M.G.²
y García-Ramos, J.C.³

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. E-18002 Granada. España. <fjrtovar@ugr.es>

² Department of Geological Sciences. University of Saskatchewan. Saskatoon, SK. S7N 5E2. Canadá. <luis.buatois@usask.ca>, <gabriela.mangano@usask.ca>

³ Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). E-33328 Colunga. Asturias. España. <lpinuela.muja@gmail.com>, <muja@gmail.com>

Key words: Trace fossils, U-shaped burrows, Lower Jurassic, Asturias, N Spain

Rhizocorallium es un icnofósil en forma de «U», predominantemente horizontal, con conexiones («spreite»), frecuente entre las asociaciones de pistas registradas en facies marinas carbonatadas y siliciclásticas propias de los ambientes someros desarrollados en el Jurásico. Asignada, principalmente, a la actividad de crustáceos decápodos, estas estructuras también han sido relacionadas con otros organismos, como anélidos marinos o insectos (en ejemplares continentales). Tradicionalmente el género se distingue de otras pistas en forma de «U» como *Diplocraterion*, esta última con una orientación predominantemente vertical. Se diferencian tres icnoespecies: *R. jenense* Zenker, 1836, caracterizado por formas cortas y más o menos rectas, *R. irregulare* Mayer, 1954 para formas largas, sinuosas, bifurcadas o planiespiraladas, y *R. uliarense* Firtion, 1958 para formas trocoespiraladas (FÜRSICH, 1974a, b). Sin embargo, recientes estudios taxonómicos (SCHLURF, 2011) han puesto de manifiesto la necesidad de una reevaluación tanto a nivel de género como especialmente de icnoespecie. Cualquiera de las especies distinguidas se caracteriza por tubos externos lisos, salvo la presencia, más o menos frecuente, de marcas de arañazos («scratch marks»).

Recientes estudios icnológicos en sucesiones del Sinemuriense superior (Jurásico Inferior) de Asturias han puesto de manifiesto el primer registro de protuberancias con forma de espina curvada a lo largo de los tubos externos en ejemplares de *Rhizocorallium* (RODRÍGUEZ-TOVAR *et al.*, 2012). Se trata de ejemplares en forma de «U», con «spreite», horizontales o ligeramente oblicuos, más o menos cortos y rectos, con un grado de compactación variable, asignados a *R. jenense*. La característica más significativa es la presencia de protuberancias en forma de espina en los márgenes externos de los tubos. El número de protuberancias es variable (hasta ocho en un ejemplar), así como su tamaño y forma entre ejemplares y dentro de ellos, aunque siempre con morfologías cónicas más o menos puntiagudas y aplastadas. En el presente caso, la morfología apuntada y curva de las protuberancias, con terminaciones muy agudas en muchos casos, sugiere su atribución a la actividad de las pinzas o quelas situadas en los apéndices anteriores (quelípedos) de pequeños crustáceos decápodos. La presencia de protuberancias en ejemplares de *Rhizocorallium* resulta un rasgo de gran interés con implicaciones icnotaxonómicas, paleoecológicas y funcionales:

- Desde el punto de vista taxonómico, hasta el momento nunca habían sido definidas icnosubespecies en *Rhizocorallium*. En nuestro caso, un registro relativamente numeroso nos ha permitido la consideración de la primera subespecie *Rhizocorallium jenense spinosus*, claramente reconocible por la presencia de espinas.
- El diferente grado de compactación, desde formas aplastadas a subcilíndricas, estrechamente asociado a los distintos afloramientos estudiados, es interpretado como reflejo de la actividad del organismo productor en sustratos de consistencia variable, desde blandos a firmes (a menudo en relación con superficies transgresivas de erosión). Los ejemplares aplastados se asemejan a los subcilíndricos de *R. jenense* y *R. irregulare*, aunque reflejan el emplazamiento de *R. jenense spinosus* en sustratos comparativamente más blandos, bien por una colonización relativamente temprana, o por un emplazamiento más somero.
- La similar morfología y tamaño de las protuberancias espinosas, junto con su recurrente distribución, revela un modelo de comportamiento programado, desconocido hasta el momento en *Rhizocorallium*. Este programa podría estar influenciado por las condiciones ambientales, asociadas a los contextos de transgresión, que implican circulación de agua, resuspensión de partículas de pequeño tamaño, y la posterior disminución de la energía, depósito y concentración de las partículas orgánicas. Dentro de este contexto pueden considerarse varias estrategias: a) almacenamiento («*cache model*»), en el que el productor colecta material orgánico concentrado durante los momentos favorables, y lo almacena en el interior de las protuberancias para consumirlo posteriormente, b) cultivo («*gardening model*»), las protuberancias se usarían para el desarrollo y crecimiento de microorganismos (bacterias, hongos), favorecido por la circulación de agua a lo largo del tubo en U, y c) criadero («*brooding model*»), el incremento de la circulación favorecería la oxigenación intersticial en el interior de las protuberancias, y por lo tanto el aporte de oxígeno necesario para el crecimiento de embriones.

Agradecimientos

La investigación del Dr. Rodríguez-Tovar se ha financiado con los proyectos ministeriales GL2008-03007/CLI y RNM-3715, y el Grupo de Investigación RNM-178 de la Junta de Andalucía. La financiación de los doctores Mángano y Buatois se ha obtenido a través de dos Discovery Grants (311727-05/08 y 311726-05/08) del Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC). Los doctores Piñuela y García-Ramos han obtenido financiación del Principado de Asturias y de la Universidad de Oviedo (CN-04-226).

Bibliografía

- FÜRSICH, F. T. 1974a. Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Paläontologische Zeitschrift*, **48**, 16-28.
- FÜRSICH, F. T. 1974b. On *Diplocraterion* TORELL 1870 and the significance of morphological features in vertical spreiten-bearing, U-shaped trace fossils. *Journal of Paleontology*, **48**, 952-962.
- RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J., BUATOIS, L.B., PIÑUELA, L., MÁNGANO, M.G. & GARCÍA-RAMOS, J.C. 2012. Palaeoenvironmental and functional interpretation of *Rhizocorallium jenense spinosus* (ichnosubsp. nov.) from the Lower Jurassic of Asturias, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **339-341**, 114-120.
- SCHLURF, M. 2011. A new classification concept for U-shaped spreite trace fossils. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **260**, 33-54.

Tema libre.
Patrimonio

El yacimiento cámbrico de Murero (Zaragoza): 150 años de investigaciones y de proyección en la sociedad

Gozalo, R.¹, Gámez Vintaned, J.A.¹, Chirivella Martorell, J.B.¹,
Dies Álvarez, M.E.², Mayoral, E.³, Zhuravlev, A.Yu.^{4,5} y Liñán, E.⁵

¹ Depto. de Geología. Facultad de Biològiques. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <rodolfo.gozalo@uv.es>, <gamez@unizar.es>

² Depto. de Didáctica de las Ciencias Experimentales. Universidad de Zaragoza. E-22003 Huesca. España

³ Depto. de Geodinámica y Paleontología. Universidad de Huelva. E-21071 Huelva. España

⁴ Geological Institute. Russian Academy of Sciences. Pyzhevskiy pereulok, 7. 119017 Moscow. Russia

⁵ Área y Museo de Paleontología-IUCA. Depto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España

Key words: *History of Palaeontology, 150 anniversary, Primordial fauna, Murero Biota, Cambrian, Spain*

Introducción

Murero es un bello pueblo situado 8 km al oeste de Daroca (Zaragoza), famoso porque en la rambla de Valdemiedes –contigua al pueblo– contiene uno de los yacimientos paleontológicos más conocidos de Europa por su abundancia y variedad tanto de trilobites como de faunas cámbricas de cuerpo blando.



Figura 1. Vista general, hacia el sur, del yacimiento cámbrico de Murero en la rambla de Valdemiedes. Al fondo el pico de Santa Cruz.

Este yacimiento fue descubierto en 1862 por el geólogo francés Edouard de Verneuil quien halló la entonces llamada «fauna primordial», por lo que este año se celebra el 150 aniversario de su descubrimiento. Este hallazgo impulsó la realización de la tesis doctoral de Dereims en 1898, en la Universidad de Lille (Francia). Desde entonces, una decena de tesis doctorales, varios libros y más de un centenar de artículos en revistas científicas se han ocupado ininterrumpidamente del Cámbrico de Murero, donde ya se han catalogado por el momento más de cien especies, la mayoría de trilobites. Murero es por lo tanto considerado desde el s. XIX como uno de los yacimientos emblemáticos de España y también una localidad clásica de referencia internacional para el estudio del Periodo Cámbrico; también es crucial para el conocimiento de los numerosos fenómenos geológicos que concurrieron durante la transición entre el Cámbrico inferior y el Cámbrico medio a escala global en el planeta.

Geología y estratigrafía

Murero se localiza en la denominada Unidad de Badules (Cadena Ibérica Occidental). Las capas en Murero se disponen como una sucesión de estratos inclinados hacia el SO afectados por fallas normales de pequeño salto. Estas capas quedan expuestas a lo largo de la rambla de Valdemiedes (Fig. 1).

Desde un punto de vista estratigráfico, en el yacimiento de conservación excepcional (Lagerstätte) de Murero afloran materiales del Grupo Mesones (en orden estratigráfico, formaciones Valdemiedes [su parte superior], Mansilla y Murero) y de la base del Grupo Acón, con un espesor total de 195 m. La edad de estas capas abarca desde el Bilbiliense superior (Cámbrico inferior temprano) hasta el Languedociense inferior (Cámbrico medio tardío). Los estratos están compuestos por pizarras (lutitas y areniscas de grano muy fino) donde se intercalan nódulos de carbonatos y ocasionalmente niveles de dolomía. El color de las pizarras es grisáceo, con excepción de la Formación Mansilla, donde el color es rojo vináceo y predominan los niveles dolomíticos.

Los datos mineralógicos indican que las pizarras del Grupo Mesones experimentaron un incipiente anquimetamorfismo que se traduce en el recrecimiento de pequeños cristales de mica (clorita) que suelen formar parte de los tegumentos y esqueletos de los fósiles. En su conjunto, Murero representa un sistema de depósitos en un régimen transgresivo por el que aumenta progresivamente la profundidad hasta la Formación Mansilla, donde se produce una colmatación y el fondo marino queda con escasa profundidad (alto fondo) para luego volver a aumentar la profundidad durante la Formación Murero hasta que con el Grupo Acón se produce el inicio de una regresión marina con disminución progresiva de la profundidad y el aumento de areniscas procedentes del continente. Estas oscilaciones del nivel del mar se resumen en: un episodio transgresivo que coincide con la Formación Valdemiedes, otro regresivo situado en la Formación Mansilla, seguido por un nuevo episodio transgresivo (Formación Murero) y finalmente otro regresivo (base del Grupo Acón).

La cronología geológica indica que Murero tiene un registro continuo de unos 8 m. a. (desde ca. -511 m. a. hasta ca. -503 m. a.), tiempo que es subdividido en 14 biozonas. El límite Cámbrico inferior/medio se ha situado en la aparición de



Figura 2. Parte terminal de la sucesión del Cámbrico inferior y límite Cámbrico inferior-medio en la rambla de Valdemiedes, con la instalación de la «ruta Paradoxides».

la especie *Acadoparadoxides mureroensis*, un trilobites definido en Murero y luego reconocido en Tuvá (Rusia), Polonia, Cerdeña (Italia), Nueva York (EE. UU.), Marruecos y Turquía. Este límite coincide en Murero con una brusca caída hacia índices negativos de los valores del isótopo $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y está asociado al evento Valdemiedes (Figs. 2, 3).

Paleontología

Los estratos de Murero son muy fosilíferos, con especímenes bien conservados de grupos con esqueleto y de cuerpo blando. De entre los primeros, los trilobites son especialmente abundantes. Destacar que, gracias al registro continuo de paradoxídidos en una misma sección (RV1), se demostró la existencia de dimorfismo (probablemente sexual) en los trilobites durante el Cámbrico medio. Otros artrópodos encontrados son aracnomorfos y bradoríidos. El filo de los braquiópodos comprende seis especies y el de los equinodermos incluye eocrinoideos, edrioasteroideos y cintas, con un registro preliminar de quince taxones. Los hio-litos están también presentes.

La primera descripción de fósiles de cuerpo blando de tipo Burgess Shale en Murero fue publicada por investigadores anglosajones en 1986. Estudios posteriores sobre estos fósiles excepcionales han incrementado la relevancia de este yacimiento, habiéndose descrito algunas algas clorofíceas y feofíceas, esponjas, ecdisozoos (paleoescolécidos y xenúsidos lobópodos), así como veinte icnotaxones.

Murero como recurso educativo y de desarrollo rural

Murero fue desde el s. xx una localidad muy visitada por los aficionados a la Paleontología, que acudían a recolectar trilobites. Hacia mitad de siglo, diversas universidades alemanas, holandesas y francesas lo utilizaron para las excursiones paleontológicas con sus alumnos. Ya en los años setenta empezó a ser visitado por estudiantes de numerosas universidades españolas, colegios e institutos de enseñanza. El acceso al yacimiento y su entorno ha sido acondicionado por la Diputación Provincial de Zaragoza y el Ayuntamiento de Murero. Desde los años noventa, el Ministerio de Educación y Ciencia ha venido concediendo al



Figura 3. Visita del Comité Español del PICG al yacimiento de Murero el 3 de junio de 2009 (frente a los niveles que registran el evento Valdemiedes).



Figura 4. Ejemplo de panel explicativo instalado en el yacimiento de Murero.

«Grupo Murero» –formado por investigadores de las universidades de Zaragoza, Valencia y Huelva– las subvenciones necesarias para abordar la investigación y limpieza del yacimiento, que se ha venido realizando conjuntamente con numerosos voluntarios de la Asociación Paleontológica Aragonesa (APA) y de la Sociedad de Amigos del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza (SAMPUZ).

En consonancia con los novedosos hallazgos geológicos y paleontológicos que se venían produciendo desde 1976, y con el incremento de su importancia científica y social, Murero fue declarado Bien de Interés Cultural (BIC) –máxima figura de protección legal– por el Gobierno de Aragón, distinción que fue concedida entonces por primera vez a un yacimiento paleontológico. En la última década, la Dirección General de Patrimonio Cultural del Gobierno de Aragón, el Consejo Comarcal de Daroca y el Ayuntamiento de Murero han realizado sendas rutas turístico-educativas (Figs. 2, 3) con numerosos paneles explicativos (Fig. 4) que ayudan a un mejor uso didáctico del yacimiento. Finalmente, un documental divulgativo sobre la explosión de la vida animal en el Cámbrico y la aportación de Murero al mejor conocimiento de este enigma científico fue producido en inglés y en español con la ayuda

de un proyecto del MCIIN y la FECYT, de modo que se ha dado respuesta al interés internacional que viene despertando uno de los yacimientos españoles más citados en la literatura paleontológica mundial.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2011-24516 (Ministerio de Ciencia e Innovación), el Programa «Juan de la Cierva» (referencia JCI-2009-05319; Ministerio de Ciencia e Innovación), y del Grupo Consolidado E-17 (Gobierno de Aragón).

Los geotopos paleontológicos como puntos de interés paleontológico de carácter patrimonial, didáctico, museístico y geoturístico: elaboración de una ruta de geotopos paleontológicos en áreas señaladas de la cordillera Ibérica

Meléndez, G.¹, Barella, R.², Calonge, A.³, Fermeli, G.⁴ y Escorihuela, J.⁵

¹ Depto. de Geología. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <gmelen-de@unizar.es>

² IES «El Portillo», D^{pto.} de Ciencias. c/ Juan XXIII, n.º 3. E-50010 Zaragoza. España. <rosabarella@yahoo.es>

³ Universidad de Alcalá de Henares. Depto. de Geología. E-28871 Alcalá de Henares (Madrid). España. <a.calonge@uah.es>

⁴ Nat. Kapodistrian University of Athens. Dpt of Historical Geology and Palaeontology. Panepistimiopolis. 157 84 Athens. Greece. <gfermeli@geol.uoa.gr>

⁵ Parque Geológico de Aliaga. c/ Polígono El Quiñón, n.º 6. E-44150 Aliaga (Teruel). España. <jumidosiv@gmail.com>

Key words: *Geosites, palaeontological heritage, didactics and open-air museums, tourism, Iberian Mountains, Spain*

Introducción

Geotopos: se entiende los puntos o lugares de carácter local y dimensiones reducidas con una serie de caracteres que los hacen especialmente interesantes para su utilización como herramientas didácticas (FERMELI & MELÉNDEZ, 2011). Su definición y clasificación han resultado ser fundamentales en Didáctica de la Geología (STÜRM, 1994; WIEDENBEIN, 1994). Los geotopos deben presentar ciertos rasgos que permitan la interpretación sencilla de un determinado problema geológico, estratigráfico, paleontológico, geomorfológico, etc; además, pueden formar parte de, o coincidir con, otros rasgos geológicos de mayor orden, (ej. parque geológico), pero un geotopo es un elemento con diferente categoría dentro del patrimonio geológico. Los criterios de selección deben cubrir un amplio espectro, y pueden encontrarse en ambientes diversos; urbanos, suburbanos y, preferentemente, rurales.

Geotopos paleontológicos

Los geotopos paleontológicos son aquellos que exponen algún aspecto especialmente relevante, llamativo o excepcional del registro fósil y que se muestran accesibles para el público, sugiriendo y planteando con claridad algún problema relacionado con el mismo. Normalmente suelen ser yacimientos especialmente interesantes caracterizados por su riqueza fosilífera, la excepcionalidad de la conservación de los restos o por el potencial interpretativo y/o didáctico de los mismos. No obstante, se han definido también geotopos con potencial paleontológico dentro de ambientes urbanos, como es el caso de los materiales fosilíferos utilizados como piedra de construcción, que muestran secciones de fósiles y permiten plantear e interpretar problemas paleontológicos muy diversos.

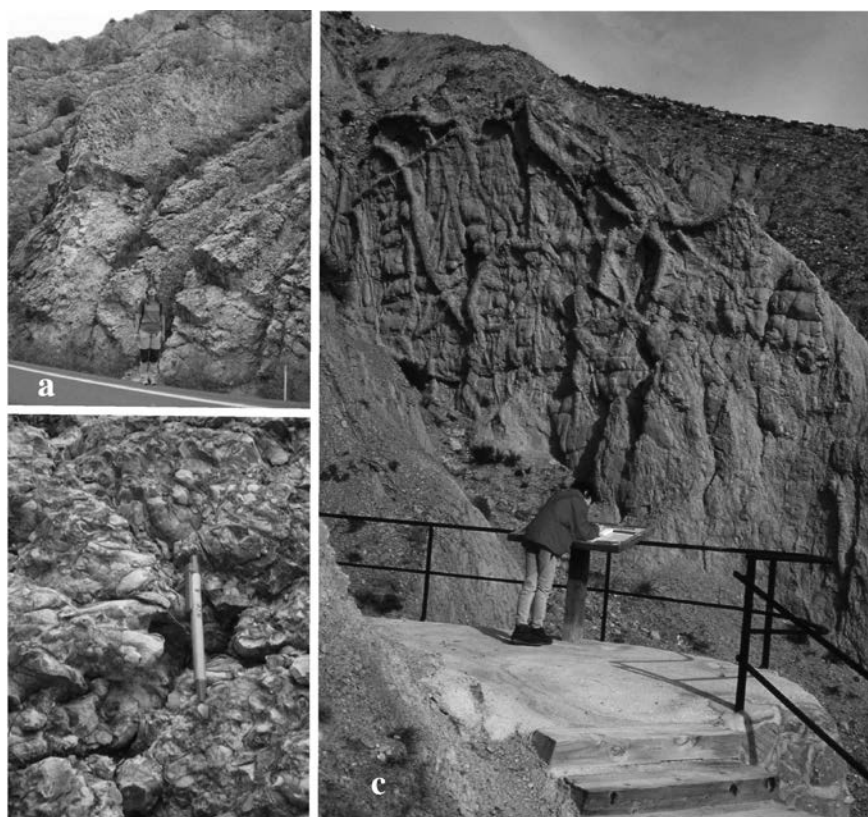


Figura 1. Ejemplo de geotopos paleontológicos. a. Niveles con concentración de ejemplares de *Toucasia* en Aliaga. b. Detalle del modo de conservación de los ejemplares. c. Bueña: yacimiento de pistas fósiles gigantes (*Megaplanolites ibericus*).

Estos juegan también un importante papel didáctico para mostrar las relaciones entre naturaleza, geología y actividad humana.

El presente trabajo se propone una primera aproximación a la definición de geotopos de carácter paleontológico con objeto de mostrar su utilidad y relevancia como instrumento didáctico y su potencial para la comprensión de la vida en el pasado. Esta primera selección recoge algunos geotopos especialmente interesantes a lo largo de una ruta por diversas áreas especialmente señaladas de la cordillera Ibérica dentro de la provincia de Teruel; concretamente en el Parque Geológico de Aliaga, el Parque Paleontológico: Galve, Bueña y la Sierra; y el Parque Cultural de Albarracín (Figs. 1a, b). A lo largo de esta ruta se ha realizado ya una primera aproximación a la definición y descripción de geotopos, no sólo paleontológicos, con motivo de un curso de Geología y Patrimonio organizado en el marco de la AEPECT (MELÉNDEZ *et al.*, 2011). En la tabla I se sintetiza un listado de los geotopos paleontológicos más relevantes indicando su principal valor, interés didáctico, problema planteado y discusión/interpretación.

Tabla 1. Listado de los principales geotopos paleontológicos del área analizada.
Abreviaturas empleadas en la casilla «Interés paleontológico»: Tx, Taxonomía; Tf, Tafonomía; PEcol, Paleoecología; Mus, Museística; Pat, Patrimonio; G/P, geológico-paleontológico; Gd, geodidáctica; Gt, Geoturismo; Picn, Paleocnología.

N.º	Geotopo	Descripción	Problema	Interés Paleontológico
1	Aliaga: Nivs. con <i>Toucasia</i> (bivalvo Aptiense)	Calizas con concentración de bivalvos dicerátidos	Causas y proceso de formación	Tx, Tf, PEcol, Gi Gt
2	Aliaga: Niveles con ostréidos (Albiense)	Calizas arenosas con ejemplares de ostréidos	Origen y significado. Modo conserv.	Tx, Tf, PEcol, Gi Gt
3	Aliaga: Nivs. con <i>Thalassinoides</i> (Cret. Sup.)	Discontinuidad: pistas fósiles; galerías	Interpretación Actividad. Org. productor	Picn, PEcol, Tf, Gd Gt
4	Galve: Yacto. de icnitas Las Cerradicas	Superficie con icnitas de dinosaurios	Exomuseo Descrip.-Interpr. interacción	Picn, PEcol, Ta, Mus, Gd, Gt
5	Galve: Ruta de yacimientos de dinosaurios	Yacimientos con restos óseos de dinosaurios	Descrip.-Interpr. Taxon., PEcol. Fossilización	Tx, Tf, PEcol, Mus, Gd, Gt
6	Galve: Museo Paleont. Colecc. J.M.ª Herrero	Exposición material fósil de los yacimientos	Ejemplo de Museística local	Mus , Gd, Gt Tx, PEcol,
7	Bueña: Yacto. pistas fósiles (<i>Megaplanolites</i>)	Nivel (Jur. Sup.) con pistas fósiles de gran talla	Exomuseo. Interpr. y signif. de las pistas	Picn, PEcol, Tf, Mus , Gd, Gt
8	Gea de Albarracín: Suc. <u>fosilífera</u> Callov.-Oxf.	Nivs. fosilíferos (invert.) esponj., amon., crinoid.	Límite Callov.-Oxf. Interp. Ambtes. Platf. Marina	Pat G/P, Tx, Tf , PEcol, Gd
9	Moscardón/Frías (S.ª de Albarracín) Suc. Callov.-Oxf.	Biohermos esponjas, <u>amon.</u> , crinoid.	Interpr. PEcol; Proc Tafonom Límite Callov.-Oxf.	Pat G/P, Tf , Tx, PEcol, Gd
10	Jabaloyas (S.ª de Albarracín) Jur. Sup. Form. recifales	Biohermos coralinos (Jur. Sup. Kimmeridg.)	Interpr. PGeogr.-PEcol. Evol. de la Plat. marina	Pat G/P, PEcol, Gd, Gt

El objetivo de los geotopos es claramente mostrar un problema geológico; en este caso, paleontológico, que aparezca claramente expuesto en el afloramiento o, en el caso de los geotopos urbanos, que permita reflexionar sobre el de la roca, de su contenido fosilífero y sus propiedades como material de construcción u ornamental, etc. Asimismo deben posibilitar una discusión sobre sus rasgos relevantes que, a su vez, deben poder ser presentados de forma accesible y clara. No se puede ignorar que la función primordial de un geotopo es la de servir de ejemplo. Por todo ello los (paleo) geotopos deben poder exponer un problema paleontológico de manera clara y obvia para un público que en la mayoría de los casos puede estar escasamente o nada familiarizado con los procesos

de fosilización, el contenido fosilífero de un cuerpo rocoso, la interpretación anatómica de un grupo o de una estructura fósil.

Observaciones finales

Por su relevancia y potencial didáctico, los geotopos paleontológicos tienen una gran importancia como instrumento de difusión del conocimiento y para la comprensión de la historia de la vida. Resulta esencial el reconocerlos por lo que significan para hacer accesible la paleontología al público, incluyendo también a alumnos de enseñanza primaria, secundaria y de universidad, profesores de Instituto y a profesionales de la Geología. No se puede ignorar que un buen ejemplo de un caso en la ciencia lo es para todos los casos y niveles de la profesión. Del mismo modo, también debe serlo para las autoridades políticas de los distintos niveles, desde el local hasta el autonómico y nacional. Es obvio que en la medida en que nosotros, y las autoridades sepamos conocer y valorar el interés de los puntos de mayor importancia, mejor sabremos transmitir este aprecio por nuestro patrimonio al resto de la población.

Agradecimientos

Proyectos: GEOSchools: 510508-LLP-1-2010-GR-COMENIUS-CMP y CGL BTE (MICIIN) UCM 2011-23947. A D. Castanera y E. Puértolas sus indicaciones sobre los yacimientos de Galve.

Referencias

- FERMELI, G. & MELÉNDEZ, G. 2011. Using Geotopes as a powerful educational tool for Earth Sciences: Some relevant cases in Greece and Spain. In: VIII Reunión Comisión Patrimonio Geológico (eds. MELÉNDEZ, G., RAMAJO, J. & POCOVÍ, A.). *Geotemas*, **12**, 51-54.
- MELÉNDEZ, G., BARELLA, R., MARTÍNEZ, J.A. & VERA, J. 2011. *La Geología como herramienta para desarrollar competencias básicas de interacción con el mundo físico y de conciencia ciudadana. Guía del Curso sobre Geología y Patrimonio. AEPECT-Aragón*. Servicio de Publicaciones, Universidad de Zaragoza. 72 pp.
- STÜRM, B. 1994. The geotope concept: geological nature conservation by town and country planning. In: *Geological and Landscape Conservation* (eds. O'HALLORAN, D., GREEN, C., HARLEY, M., STANLEY, M. & KNILL, J.). Geological Society, London, 27-31.
- WIEDENBIEN, F.W. 1994. Origin and use of the term «Geotope» in German-speaking countries. In: *Geological and Landscape Conservation* (eds. O'HALLORAN, D., GREEN, C., HARLEY, M., STANLEY, M. & KNILL, J.). Geological Society, London, 117-120.

Proyectos del
PICG
(n.º 587 y 596)

New small shelly fossils from the Precambrian-Cambrian succession of Codos (Cadenas Ibéricas, NE Spain)

Gámez Vintaned, J.A.¹, Liñán, E.², Navarro, D.³ and Zhuravlev, A.Yu.^{2,4}

¹ Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <gamez@unizar.es>

² Área y Museo de Paleontología-IUCA. Depto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, n.º 12. E-50009 Zaragoza. España. <linan@unizar.es>

³ Iberian Resources S.L. c/ Lagasca, n.º 88. E-28001 Madrid. España. <dnavarro4867@gmail.com>

⁴ Geological Institute. Russian Academy of Sciences. Pyzhevskiy pereulok, 7. 119017 Moscow. Russia. <ayzhur@mail.ru>

Key words: Small shelly fossils, Codos, Cadenas Ibéricas, Spain, Precambrian-Cambrian

Introduction and geological setting

During the last decades, in the Cadenas Ibéricas (north-eastern Spain) *Cloudina*-like microfossils, which are indicative for a late Ediacaran (Neoproterozoic) age, have been mentioned within an isolated outcrop of phosphatic dolostone, near Codos, Zaragoza Province, Aragón (LIÑÁN *et al.*, 1994; ÁLVARO & BLANC-VALLERON, 2002) (Fig. 1A, B). Field works on this locality and laboratory observations allow us to recognize a rich assemblage of about seven biomineralised skeletal genera.

On the southeastern outskirts of the village of Codos, a terminal Neoproterozoic-lower Cambrian succession is cut by the Grío River. This succession is traced immediately to the North of the Jarque Fault trending NW-SE and is further complicated by secondary faults of the NNE-SSW direction. The unnamed basal unit of this succession is subdivided into two lithosomes, a lower siliciclastic one, and an upper mixed one. The lower, siliciclastic lithosome (up to 58 m in thickness) is represented mostly by green, dark gray, and black parallel-laminated silicified lutite. Some simple trace fossils (such as *Cochlichnus* ichnosp.) are observed on lutite bedding planes. The upper, mixed lithosome is composed of a lower member of phosphatic dolostone (7 m thick) and an upper member of silicified lutite (13 m thick). This lithosome is informally named here the Codos formation (Fig. 1C). Skeletal fossils are restricted to phosphatic dolostone of the lower member which consists of black mudstone and wackestone to packstone.

The Codos formation is disconformably, with an erosional contact, overlain by pinkish-white conglomerate and quartzite of the Bámbola Formation (LIÑÁN *et al.*, 1994), the basal conglomerate layers of which contain angular pebbles of the underlying greenish-grey sandstone. Towards the northeast in the Cadenas Ibéricas, in the Borobia and Brea areas, the Bámbola Formation yields lower Corduban (lower Cambrian) arthropod trace fossils; the overlying Embid Formation additionally contains *Cruziana cantabrica* and *Astropolichnus hispanicus* (GÁMEZ VINTANED *et al.*, 2009).

LIÑÁN *et al.* (1994) correlated the Codos strata with the uppermost Neoproterozoic Paraquellous Group of the Cadenas Ibéricas, based on possible

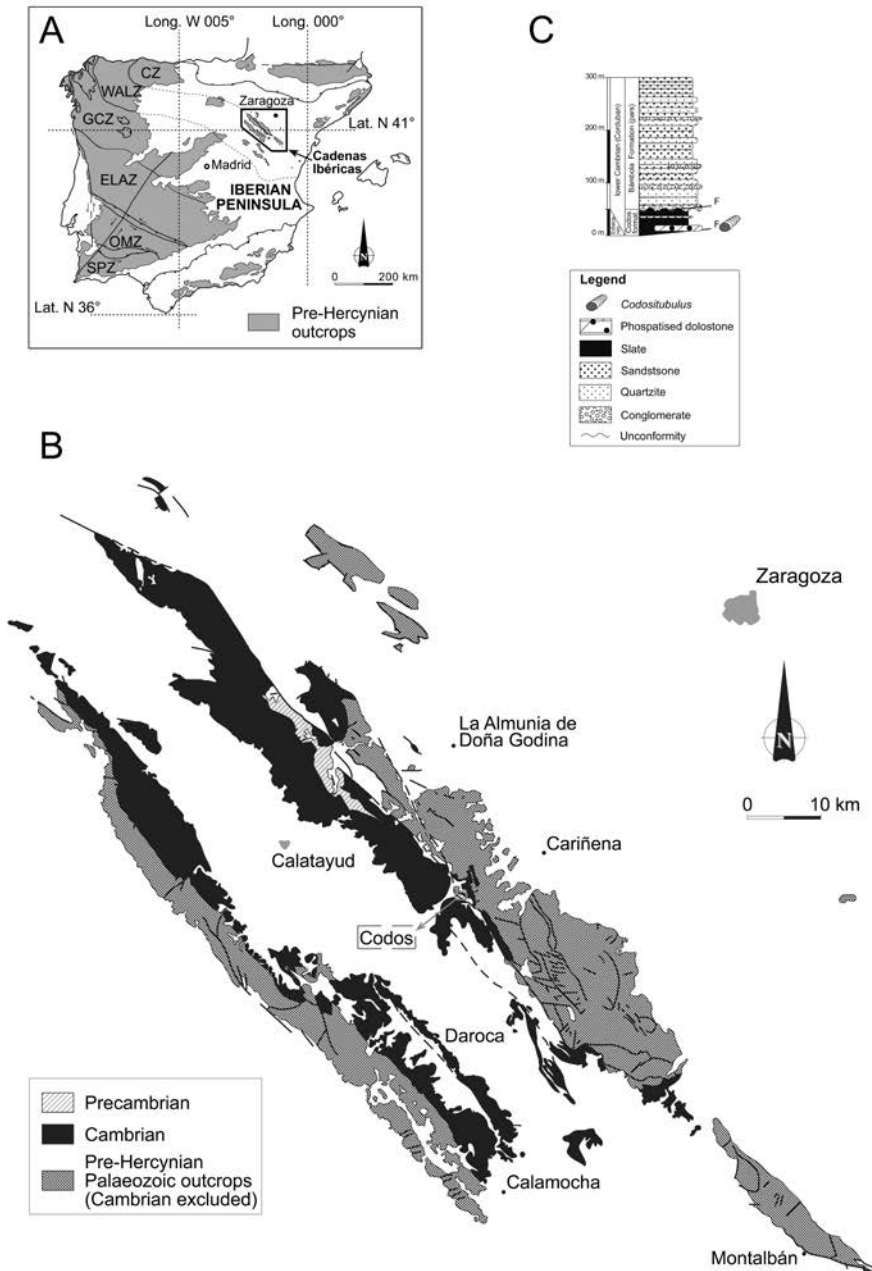


Figure 1. (A) Pre-Hercynian outcrops and tectonostratigraphic zones of the Iberian Peninsula. Cadenas Ibéricas are outlined. Zones: CZ to the Cantabrian, WALZ West Asturian-Leonese, GCZ Galician-Castilian, ELAZ East Lusitanian-Alcudian, OMZ Ossa-Morena, SPZ South Portuguese. (B) Geological sketch of the Cadenas Ibéricas (the locality of Codos is framed). (C) Lithostratigraphic column of the Codos section.

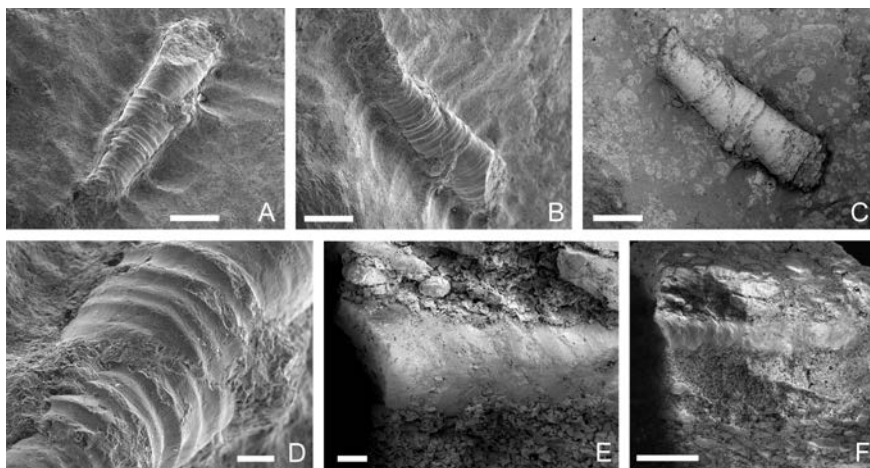


Figure 2. Small shelly fossils from Codos, Cadenas Ibéricas, northeastern Spain, upper Ediacaran-lower Cambrian; SEM. A-D. Tube 1, MPZ 2007/1894. A: longitudinal view; B: oblique view; C: backscattering regime; D: detail of (A) showing outer surface ornamentation. E-F. Tube 2, MPZ 2008/471. E: detail of (F) showing outer surface ornamentation; F: longitudinal view. Scale bar for A-C and F = 1 mm; scale for E = 200 μ m.

Cloudina finds. The Paracuellos Group itself is defined by LIÑÁN & TEJERO (1988) in the Jalón Valley, to the northwest of the Codos section, where the Bámbola Formation caps the Paracuellos Group with an erosive unconformity attributed to the Cadomian orogeny. However, *Cloudina* as well as other Ediacaran index fossils are not found here within a relatively rich small shelly fossil assemblage and, thus, a lowermost Cambrian age of the Codos formation cannot be ruled out.

Small shelly fossils

The Codos shelly fossils themselves are diverse and morphologically complicated (Fig. 2). The microfauna of this locality includes thick-walled tubicolous *Cupithec*a, cornute *Cobboldiella*, halkieriid sclerites and some new genera. *Cupithec*a is known from lower Cambrian strata of China, Australia, Kazakhstan, Siberia, and southern France. In Spain, it was described and figured as *Actinothec*a from the Pedroche Formation of the Ossa-Morena tectonostratigraphic zone (FERNÁNDEZ-REMOLAR, 2005) and the Pusa Formation of the Galician-Castilian zone (JENSEN *et al.*, 2010) where it occurs in trilobite-bearing strata. *Cobboldiella* is described from the lower Cambrian «*Heraultia*» Limestone of the Montagne Noir, southern France, only (KERBER, 1988); and a precise age of this unit is not known. Halkieriid sclerites are widespread globally from lower to lower middle Cambrian strata and a halkieriid sclerite *sensu lato* (*Eremactis*) was recorded in the Pedroche Formation (FERNÁNDEZ-REMOLAR, 2001). Any molluscs, hyoliths, and primarily phosphatic fossils, as well as trilobites and archaeocyths are completely absent from the Codos locality.

Conclusions

In summary, stratigraphic and palaeontological data suggest an uppermost Ediacaran-lowermost Cambrian age for the Codos fauna, an equivalent of the

Nemakit-Daldynian Stage of the Siberian Platform, the lower part of which contains Ediacaran skeletal fossils, with some genera transpassing the Ediacaran-Cambrian boundary, and the upper part of which is characterised by a lower Cambrian shelly fossil assemblage. Unfortunately, the bare stratotype section of the Precambrian-Cambrian boundary in Newfoundland and a misuse of trace fossil taxonomy, on which the Cambrian lower boundary Global Stratotype Section and Boundary Point is grounded, cannot help in resolving of this stratigraphical problem. The small shelly fossil assemblage, discovered in the Codos locality of the Cadenas Ibéricas is the richest fossil assemblage in the upper Ediacaran–pre-trilobite Cambrian strata of Spain. It includes seven genera, two of which only (*Cupithea* and *Cobboldiella*) were known before.

Acknowledgements

This paper is a contribution to the projects CGL2011-24516 (Ministerio de Ciencia e Innovación), IGCP 587 («Of Identity, Facies and Time: the Ediacaran [Vendian] Puzzle»), the «Juan de la Cierva» Programme (reference JCI-2009-05319; Ministerio de Ciencia e Innovación), and Grupo Consolidado E-17 (Gobierno de Aragón). Ms I. Pérez Urresti assisted with some of the drafting.

References

- ÁLVARO, J.J. & BLANC-VALLERON, M.-M. 2002. Stratigraphic and structural framework of the Neoproterozoic Paracuellos Group, Iberian Chains, NE Spain. *Bulletin de la Société géologique de France*, **173**, 219-227.
- FERNÁNDEZ-REMOLAR, D.C. 2001. Latest Neoproterozoic to Middle Cambrian body fossil record in Spain (exclusive of trilobites and archaeocyaths) and their stratigraphic significance. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **123**, 73-80.
- FERNÁNDEZ-REMOLAR, D. C. 2005. Primer registro de los géneros *Actinotheca* Xiao y Zou, 1984, y *Conotheca* Missarzhevsky, 1969, en el Cámbrico inferior de la Península Ibérica. In: *VIII Jornadas Aragonesas de Paleontología «La cooperación internacional en la Paleontología española»*, Homenaje al Prof. Peter Carls (eds., GÁMEZ VINTANED, J.A., LIÑÁN, E. & VALENZUELA-RÍOS, J.I.). Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 71-88.
- GÁMEZ VINTANED, J. A., SCHMITZ, U. & LIÑÁN, E. 2009. Upper Vendian-lowest Ordovician sequence of the western Gondwana margin, NE Spain. In: *Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa* (eds., CRAIG, J., THUROW, J., THUSU, B. WHITHAM, A. & ABUTARRUMA, Y.). Geological Society of London, Special Publications, 326, 231-244.
- JENSEN, S., PALACIOS, T. & MARTÍ MUS, M. 2010. Revised biochronology of the Lower Cambrian of the Central Iberian zone, southern Iberian massif, Spain. *Geological Magazine*, **147**, 690-703.
- KERBER, M. 1988. Mikrofossilien aus unterkambrischen Gesteinen der Montagne Noire, Frankreich. *Palaeontographica*, Abteilung A, **202**, 127-303.
- LIÑÁN, E., GRANT, S. & NAVARRO VÁZQUEZ, D. 1994. El Precámbrico de Codos (Zaragoza). Cadena Ibérica oriental. *XVI Reunión de Xeoloxía e Minería de N. O. Peninsular, «Evolución Cuaternaria do Macizo Hespérico Peninsular»*, O Castro, 23 ao 26 de Santos 1994, *Resúmenes*, 3.
- LIÑÁN, E., PALACIOS, T. & PEREJÓN, A. 1984. Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geological Magazine*, **121**, 221-228.
- LIÑÁN, E. & TEJERO, R. 1988. La formaciones precámbricas del antiforme de Paracuellos (Cadenas Ibéricas). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **84**, 39-49.

Biodiversidad y evolución de *Ancyrodelloides* (Lochkoviense, Devónico Inferior, Conodonta) en los Pirineos Centrales Españoles y sus múltiples aplicaciones

Valenzuela-Ríos, J.I.

Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España.
<jose.i.valenzuela@uv.es>

Key words: *Conodonta, Lochkovian, Spanish Central Pyrenees, biodiversity pattern, evolution*

Introducción

La mayor parte de los estratos del Lochkoviense medio a nivel mundial, contienen ejemplares del género *Ancyrodelloides*. Los rápidos cambios morfológicos que afectaron a los componentes de este grupo, permiten caracterizar eventos de radiación, evolución y extinción de este género, que sirven para establecer correlaciones globales muy precisas (VALENZUELA-RÍOS, 1994; VALENZUELA-RÍOS & LIAO, 2011). A escala mundial se reconocen 11 especies asignadas a este género, nueve de ellas se registran en la secuencia del Lochkoviense medio de los Pirineos Centrales Españoles. Los dos objetivos principales de este trabajo son: 1) describir en detalle esta secuencia pirenaica y 2) examinar su utilidad de cara a una subdivisión más detallada del Lochkoviense medio.

Material

Los ejemplares considerados aquí proceden de seis secciones pirenaicas situadas en los valles de los ríos Noguera Ribagorçana y Segre. Dos de ellas se sitúan al sur de Gerri de La Sal (Ge 1.1 y Ge 1.2), otra al sur de Baen (Baen) y tres al este de la localidad Seo de Urgel (Se 1, Se 2 y Se 4). Las descripciones litológicas detalladas y el registro paleontológico de estas secciones se encuentra en los siguientes trabajos: VALENZUELA-RÍOS (1994, 2002), VALENZUELA-RÍOS & MURPHY (1997), MURPHY & VALENZUELA-RÍOS (1999), VALENZUELA-RÍOS & LIAO (2011) y CALVO & VALENZUELA-RÍOS (2012).

Resultados

Dejando a un lado la discusión acerca de la correcta asignación del taxón *A. carlsi* al género *Ancyrodelloides*, el evento de radiación comenzaría con la entrada de *A. transitans* y sus numerosas variantes morfológicas. *A. transitans* se caracteriza por un elemento Pa robusto con dos lóbulos laterales ornamentados que se unen con la lámina libre formando un ángulo próximo a 90 °. La cavidad basal está casi completamente abierta debajo de los lóbulos laterales. El número de denticulos sobre los lóbulos laterales y el ángulo de unión de estos con la lámina libre es variable.

A. transitans da lugar a dos ramas diferentes de *Ancyrodelloides* que muestran una gran similitud morfológica. Una rama está constituida por los taxones

A. trigonicus, *A. kutscheri* y *A. sequeirosi* y la otra por *A. murphyi* y *A. cruzae*. La especie *A. asymmetricus* sería el único representante de una posible tercera rama.

Las características principales de la rama *trigonicus-kutscheri-sequeirosi* son: 1) La reducción de la cavidad basal a una fósula, acompañado por el desarrollo de quillas debajo de los lóbulos laterales; las terminaciones de la cavidad basal reducida o de la fósula son aguzadas; 2) los lóbulos laterales se dirigen hacia delante y disminuyen el ángulo de unión que forman con la lámina libre. Estas modificaciones conducen a *A. trigonicus*; el desarrollo de un lóbulo posterior bifurcado a partir del lóbulo externo da lugar a *A. kutscheri*. Esta rama se completa con la bifurcación del lóbulo interno, generándose un lóbulo posterior también en este lado (*A. sequeirosi*).

La aparición de estos hitos evolutivos es relativamente rápida, ya que la secuencia completa (*A. transitans*-*A. sequeirosi*) comprende un intervalo temporal inferior al millón de años.

Los componentes de la rama *cruzae-murphyi* se caracterizan por mantener la cavidad basal completamente abierta; esta es la característica diagnóstica más importante que permite diferenciar ejemplares de sendas ramas que tienen morfologías de la parte superior del elemento Pa muy parecidas. *A. cruzae* se originaría a partir de *A. transitans* mediante la proyección de los lóbulos laterales en direcciones diferentes; el interno se dirige anteriormente y el externo lo hace posteriormente. La posterior bifurcación de este lóbulo externo en dirección anterior dio lugar a *A. murphyi*.

Al igual que en la otra rama, la aparición de estos hitos es muy rápida, ya que tuvo lugar en un intervalo de tiempo incluso menor que en el caso anterior.

La utilidad de estos cambios evolutivos en bioestratigrafía y correlaciones intercontinentales es enorme; así la aparición secuencial de las distintas especies de *Ancyrodelloides* permite el establecimiento de un marco temporal referencial muy preciso para la comparación detallada entre secuencias muy alejadas y pertenecientes a cuencas distintas (ver especialmente VALENZUELA-RÍOS & MURPHY, 1997; MURPHY & VALENZUELA-RÍOS, 1999).

Conclusiones

El registro paleontológico de los materiales del Lochkoviense medio en los Pirineos Centrales Españoles muestra la mayor diversidad del género *Ancyrodelloides* a nivel mundial, estando representados nueve de los once taxones atribuidos a este género.

El registro, casi continuo, muestra la aparición secuencial de los distintos taxones que lo componen y permite reconstruir en detalle la historia evolutiva del género. Así se reconocen dos ramas principales, *trigonicus-kutscheri-sequeirosi* y *cruzae-murphyi* y una posible tercera rama lateral, *asymmetricus*. La primera de ellas permite una subdivisión muy fina del Lochkoviense medio, con intervalos temporales cuya extensión temporal no superaría los 300 Ka.

La presencia de los taxones principales en otras regiones del mundo permite correlaciones muy precisas con los registros europeos y norteamericanos; estableciendo puntos de anclaje fijos para análisis comparativos globales detallados

de la evolución de la vida y de la historia de la tierra durante el Lochkoviense medio.

Agradecimientos

Este trabajo representa una contribución a los proyectos IGCP-596 y CGL2011-24775 (MICINN). La Alexander von Humboldt-Stiftung financió parcialmente este trabajo en sus fases previas. Se agradece el apoyo técnico del SCSIE (Servicio Central de Soporte a la Investigación Experimental), Universitat de València.

Referencias

- CALVO, H. & VALENZUELA-RÍOS, J.I. 2012 (en este volumen). Conodontos del Lochkoviense medio y superior (Devónico Inferior) de la sección Segre 4 (Pirineos Centrales Españoles). In: *XXVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y Simposios de los Proyectos n.º 587 y 596 del PICG. Valencia y Sóller, 1-6 de octubre de 2012. Homenaje a Guillem Colom Casanovas (1900-1993). Libro de Resúmenes* (eds. LIAO, J.-C., GÁMEZ VINTANED, J.A., VALENZUELA-RÍOS, J.I. & GARCÍA-FORNER, A.). Universitat de València, Valencia; Sociedad Española de Paleontología, Madrid; 289-290.
- MURPHY, M.A. & VALENZUELA-RÍOS, J.I. 1999. *Lanea* new genus, lineage of Early Devonian conodonts. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **37** (2/3), 321-334.
- VALENZUELA-RÍOS, J.I. 1994. Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) del Pirineo Central español. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **5**, 1-178 pp.
- VALENZUELA-RÍOS, J.I. .2002. Lochkovian and Pragian Conodonts from Segre 1 (Central Spanish Pyrenees). In: *Palaeozoic conodonts from Northern Spain* (eds. GARCÍA-LÓPEZ, S. & BASTIDA, F.). Cuadernos del Museo Geominero, **1**, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 403-418.
- VALENZUELA-RÍOS, J.I. & LIAO, J.-C. 2011. Color change and Global Events, a hoax? A case study from the Lochkovian (Lower Devonian) in the Spanish Central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. [Published online] DOI: 10.1016/j.palaeo.2011.09.007.
- VALENZUELA-RÍOS, J.I. & MURPHY, M. A. 1997. A new zonation of middle Lochkovian (Lower Devonian) conodonts and evolution of *Flajsella* n. gen. (Conodonta). In: *Paleozoic Sequence Stratigraphy and Biogeography: Studies in Honor of J. Granville («Jess») Johnson* (eds. KLAPPER, G., MURPHY, M.A. & TALENT, J.A.). *Memoir of the Geological Society of America Special Paper*, **321**, 131-144.

Conodontos del Lochkoviense medio y superior (Devónico Inferior) de la sección Segre 4 (Pirineos Centrales Españoles)

Calvo, H. y Valenzuela-Ríos, J.I.

Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España.
<hecalsan@alumni.uv.es>, <jose.i.valenzuela@uv.es>

Key words: *Conodonta, biostratigraphy, Pyrenees, middle Lochkovian, upper Lochkovian*

Introducción

Los Pirineos Centrales Españoles (PCE) son una de las regiones de referencia mundial para los estudios bio y cronoestratigráficos del Devónico con conodontos. Así, por ejemplo, los registros del Lochkoviense junto con los de Nevada han permitido establecer una propuesta de subdivisión a escala global (VALENZUELA-RÍOS & MURPHY, 1997; MURPHY & VALENZUELA-RÍOS, 1999). Asimismo, la comparación de registros del Praguense en los Pirineos y en Bohemia ha facilitado el establecimiento de una subdivisión alternativa para los registros europeos (SLAVÍK *et al.*, 2007). Otro ejemplo de esta relevancia son los registros del Givetense, que confirman la intención de subdividir formalmente el Givetense en tres subpisos (LIAO & VALENZUELA-RÍOS, 2008).

Una vez establecida la importancia de los PCE para estudios globales, se está llevando a cabo una fase de intensificación de estudios detallados en determinados cortes e intervalos estratigráficos con el fin de ampliar y perfeccionar la base de datos. Una de estas secciones es la sección Segre 4 (Se 4). Por tanto, el objetivo de este trabajo es documentar la secuencia de conodontos registrada en esta sección, interpretar las implicaciones bioestratigráficas de la misma y evaluar su relevancia en un contexto internacional.

Material

Los conodontos estudiados aquí proceden exclusivamente de la sección Se 4, que se compone de 8 m de bancos de caliza gris e interestratos grises y negros de margas y lutitas. Estos materiales corresponden a la Formación Rueda.

La sección Se 4 se sitúa unos 10 km al E de Seo de Urgel, en el flanco O de un anticlinal de materiales devónicos.

Resultados

El registro estudiado de conodontos comprende 19 taxones de los géneros *Ancyrodelloides*, *Icriodus*, *Kimognathus*, *Lanea*, *Masaraella*, *Pedavis*, *Pelekysgnathus* y *Wurmiella*. La secuencia de entradas de las distintas especies de los géneros *Ancyrodelloides*, *Masaraella* y *Pedavis* permite identificar las especies índices de tres biozonas en el tránsito entre el Lochkoviense medio y superior.

La biozona más antigua identificada es la de *trigonicus-pandora* B, que comprende desde la capa 1a hasta la 27. Además del taxón índice (*A. trigonicus*) otras cuatro especies del género se registran, y limitan, a esta biozona: *A. transitans*, *A. asymme-*

tricus, *A. kutscheri* y *A. murphyi*. Destacan también, y permiten afinar las correlaciones detalladas, tres especies del género *Lanea*, *L. omoalpha*, *L. eoeleonorae* y *L. telleri*. También es remarcable el biohorizonte de apogeo de los taxones *A. transitans* e *I. angustoides alcoleae* en la capa 15; este hecho se reproduce también en otros cortes pirenaicos (VALENZUELA-RÍOS, 1994). Asimismo, son también importantes los registros de *K. limbacarinatus* (capa 14a) y *P. serratus guadarramensis* (capa 27).

El tránsito entre el Lochkoviense medio y superior coincide con el comienzo de la siguiente biozona, *pandora* β -*gilberti*. La especie índice se registra por primera vez en la capa 28. Es destacable en esta biozona (capas 28-31) el registro de cuatro taxones de *Pedavis*, (*Pd. brevirmus*, *Pd. pesavis*, *Pd. robertoi* morfotipos 1 y 2) incluyendo miembros del linaje filogenético *robertoi-gilberti*, que es relevante para la subdivisión del Lochkoviense superior.

La última biozona identificada es la de *gilberti-steinachensis* β , que comienza en la capa 32, con el registro del taxón índice. La sección concluye por un accidente tectónico en la capa 33, por lo que no podemos conocer la extensión, ni caracterizar esta biozona en el corte Se 4.

Conclusiones

El estudio detallado de la sección Se 4 ha proporcionado un rico registro de conodontos que permite datar estas rocas como Lochkoviense medio y superior e identificar tres de las biozonas que se reconocen globalmente: *trigonicus-pandora* β (capas 1-27); *pandora* β -*gilberti* (28-31) y comienzo de la *gilberti-steinachensis* β (32-33).

Este registro permite correlaciones directas detalladas con secuencias de conodontos y sucesiones estratigráficas en los principales cortes de Norteamérica y Europa Central.

Agradecimientos

Este trabajo representa una contribución a los proyectos IGCP-596 y CGL2011-24775. La Alexander von Humboldt-Stiftung (JIV-R) financió parcialmente este trabajo en sus fases previas. Se agradece el apoyo técnico del SCSIE (Servicio Central de Soporte a la Investigación Experimental), Universitat de València.

Referencias

- LIAO, J.-C. & VALENZUELA-RÍOS, J.I. 2008. Givetian and early Frasnian conodonts from the Compte Section (Middle-Upper Devonian, Spanish Central Pyrenees). *Geological Quarterly*, **52** (1), 37-54.
- MURPHY, M.A. & VALENZUELA-RÍOS, J.I. 1999. *Lanea* new genus, lineage of Early Devonian conodonts. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **37** (2/3), 321-334.
- SLAVÍK, L., VALENZUELA-RÍOS, J.I., HLADIL, J. & CARLS P. 2007. Early Pragian conodont-based correlations between the Barrandian area and the Spanish Central Pyrenees. *Geological Journal*, **42**, 499-512.
- VALENZUELA-RÍOS, J.I. 1994. Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) del Pirineo Central español. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **5**, 1-178 pp.
- VALENZUELA-RÍOS, J.I. & MURPHY, M. A. 1997. A new zonation of middle Lochkovian (Lower Devonian) conodonts and evolution of *Flajsella* n. gen. (Conodonta). In: Paleozoic Sequence Stratigraphy and Biogeography: Studies in Honor of J. Granville («Jess») Johnson (eds. KLAPPER, G., MURPHY, M.A. & TALENT, J.A.). *Memoir of the Geological Society of America Special Paper*, **321**, 131-144.

Espinas, escamas y huesos de *Machaeracanthus* (Acanthodii) del Devónico Inferior de la cordillera Ibérica (España)

Botella, H.¹, Martínez-Pérez, C.^{1,2} y Soler-Gijón, R.³

1 Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <hector.botella@uv.es>

2 School of Earth Sciences. University of Bristol. Wills Memorial Building. Queen's Rd. Bristol BS8 1RJ. United Kingdom. <carlos.martinez-perez@bristol.ac.uk>

3 Museum für Naturkunde. Humboldt Universität. Invalidenstrasse 43. D-10115 Berlín. (Alemania). <rodrigo.soler-gijon@mfn-berlin.de>

Key words: *Machaeracanthus*, *Acanthodii*, *Lower Devonian*, *sclerite*, *scleritome*

Introducción

La disolución de rocas carbonatadas del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) de la cordillera Ibérica ha permitido obtener un abundante y diverso registro de microictiolitos que han sido objeto de estudio durante las últimas décadas (ver p.e., MADER, 1986; WANG, 1993). Entre los restos aparecen abundantes elementos desarticulados (dientes, espinas y escamas, así como otros pequeños fragmentos óseos) de numerosos grupos de vertebrados primitivos, como condictios, acantodios, placodermos, telodontos, entre otros.

El estudio de este material, en ausencia de peces articulados o semiarticulados, se ha basado tradicionalmente en taxones descritos exclusivamente a partir de dientes, escamas o espinas (*sclerite taxa* sensu BENGTON, 1985). Sin embargo, en ocasiones, diferentes escleritos se pueden agrupar en taxones naturales en base a su comparación con restos articulados de otras localidades, a estudios histológicos o a la recurrente aparición estratigráfica de los mismos escleritos («*scleritome taxa*» sensu BENGTON, 1985). En este trabajo describimos un nuevo taxón de acantodio perteneciente al género *Machaeracanthus* en base al material desarticulado consistente en espinas, escamas y escapulocoracoides que aparecen juntas en numerosos niveles del Devónico Inferior de Celtiberia.

Material y métodos

Todo el material estudiado procede de distintos afloramientos de la Formación Noguera (Lochkoviense-Praguense, Devónico Inferior) de dos áreas de Celtiberia: la depresión axial del río Cámaras en Teruel (CARLS, 1988); y la depresión axial de Nigüella, en la provincia de Zaragoza (VALENZUELA-RÍOS, 1989). Para el estudio histológico de las espinas y escamas, diferentes elementos fueron incluidos en resinas y pulidos en planos transversales o longitudinales. Todos los restos han sido depositados en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza y en el Museo de Geología de la Universidad de Valencia.

Resultados

El estudio de los restos encontrados, más de 1.000 escamas, 50 espinas y cinco escapulocoracoides, han permitido erigir una nueva especie perteneciente al

género *Machaeracanthus* (BOTELLA *et al.*, en prensa). Los elementos más representativos de este grupo son sus espinas en forma de sable con el desarrollo de dos expansiones laterales que recorren longitudinalmente toda la espina. Nuestro material se han identificado dos morfotipos: M1 y M2. Ambos tienen un tamaño aproximado de 53 mm de longitud máximo, con unas expansiones laterales estrechas y de anchura similar, e histológicamente formadas por dentina trabecular y lamelar. El M1 está representado por espinas con su superficie lisa, aunque algunas estrías longitudinales son visibles en su tercio proximal. Este morfotipo muestra en sección transversal una borde superior triangular a subtriangular y un borde inferior más redondeado. Por otro lado, el M2 está representado por espinas con una fuerte ornamentación formada por crestas o estrías que recorren longitudinalmente el elemento. En sección transversal, muestran un borde superior con una morfología subcuadrada y un borde inferior redondeado y más ancho. Asociadas a estas típicas espinas de *Machaeracanthus* se han encontrado abundantes escamas de acantodios, que previamente habían sido identificadas como pertenecientes a *Machaeracanthus* (MADER, 1986; WANG, 1993). Estas escamas se caracterizan por presentar coronas planas ornamentadas por entre ocho a doce crestas que convergen desde la parte anterior al centro de la corona y divergen posteriormente. Histológicamente, estas escamas están compuestas por mesodentina en la corona y una base formada por hueso celular. Además, cinco escapulocoracoides han podido ser incluidos como pertenecientes a esta nueva especie.

Conclusiones

En el presente trabajo se describe el material desarticulado de una nueva especie de *Machaeracanthus* formado por espinas, escamas y escapulocoracoides. Basado en la co-ocurrencia estratigráfica de los diferentes restos en numerosos niveles del Devónico inferior de la Formación Nogueras (Celtiberia), unido a las características morfológicas e histológicas descritas, hemos podido incluir todos estos restos en una única asociación natural. Además, esta asociación es congruente con otras agrupaciones descritas para otras especies del género en otras localidades (BURROW *et al.*, 2010). Confirmando la presencia de dos espinas con morfologías diferentes soportando las aletas pectorales del animal.

Esta nueva especie de edad Lochkoviense-Praguense, una de las más antiguas junto a *M. stonehousensis* y *M. bohemicus*, sugiere que el grupo se originó en los mares que rodeaban la parte norte de Gondwana (incluida Ibero-Armórica y el Macizo de Bohemia) durante el Silúrico y se distribuyó posteriormente por América del Norte, África, Australia y la Antártida durante el Praguense-Emsiense.

Es importante destacar, que nuestros restos parecen estar formados en su mayoría por ejemplares juveniles, lo que unido a los ambientes poco profundos representados por los sedimentos de la Formación Nogueras, sugiere que esta región ofrecería una serie de ambiente marinos costeros protegidos que podrían haber sido un lugar perfecto para el desarrollo y crecimiento de los juveniles, pudiendo migrar a aguas más profundas en sus estados adultos como ocurre con algunas especies de peces actuales.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2011-24775 del MICINN y es una contribución al PICG-596. CMP es beneficiario de un contrato postdoctoral del MINECO.

Referencias

- BENGTSON, S. 1985. Taxonomy of disarticulated fossils. *Journal of Paleontology*, 59, 1350-1358.
- BOTELLA, H., MARTÍNEZ-PÉREZ, C. & SOLER-GUÓN, R. En prensa. *Machaeracanthus goujeti* n. sp. (Acanthodii) from the Lower Devonian of Spain and northwest France, with special reference to the histology of pectoral spines. *Geodiversitas*.
- BURROW, C.J., DESBIENS, S., EKRT, B. & SÜDKAMP, W.H. 2010. A new look at *Machaeracanthus*. In: *Morphology, Phylogeny and Paleobiogeography of Fossil Fishes* (eds. ELLIOTT, D.K., MAISEY, J.G., YU X. & MIAO, D.). Verlag Dr. F. Pfeil, München, 59-84.
- CARLS, P. 1988. The Devonian of Celtiberia (Spain) and Devonian paleogeography of SW Europe. In: *Devonian of the World. (Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System, Calgary 1987)* (eds. McMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J.). *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 14, 421-266.
- MADER, H. 1986. Schuppen und Zähne von Acanthodiern und Elasmobranchiern aus dem Unter-Devon Spaniens (Pisces). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, 28, 1-59.
- VALENZUELA-RÍOS, J.I. 1989. El Paleozoico de Nigüella (nota preliminar). *Azuara*, 1, 35-43.
- WANG, R.-H. 1993. Taxonomie, Palökologie und Biostratigraphie der Mikroichthyolithen aus dem Unterdevon Keltiberiens, Spanien. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 161, 1-205.

Prodúctidos (braquiópodos articulados) del Devónico de la cordillera Cantábrica (N España)

García-Alcalde, J.L.

Depto. de Geología (Área de Paleontología). Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. E-33005 Oviedo (Asturias). España. <jalcalde@geol.uniovi.es>

Key words: *Devonian Productida, Cantabrian Mountains, N Spain*

Introducción

El más abandonado, peor conocido y complejo grupo de braquiópodos articulados del Devónico cantábrico (ZC) es el orden Productida. Los trabajos clásicos del área (BARROIS, 1882; COMTE, 1959) limitaron su existencia casi a la única referencia comprensiva de *Productella subaculeata*, probablemente errónea la mayor parte de las veces, sin descripciones ni figuras. Y los autores más recientes, incluido el presente autor, aunque añadieron, en ocasiones, nuevos nombres a las listas (GARCÍA-ALCALDE, 1996) tampoco los describieron de manera formal.

Datos

Las razones del largo y profundo olvido de los prodúctidos devónicos en la ZC son:

- La gran plasticidad del grupo que complica mucho la discriminación taxonómica a todos los niveles (BRUNTON *et al.*, 1995).
- Su escasez relativa en el Devónico hasta fines del periodo.
- Su interés estratigráfico relativamente menor en sucesiones con faunas abundantes de espiriféridos, rinconélidos y terebratúlidos, de aplicación más directa a problemas de datación, paleogeográficos y paleoecológicos.
- Su ecología, ya que se trata de organismos cementados y/o anclados al sustrato por espinas ventrales. Esto implica una fuerte unión a la roca encajante con problemas obvios de extracción y limpieza y la escasez de conchas meteorizadas, propicias para un examen directo.
- Muy pocas valvas disociadas que permitan estudiar caracteres internos. Esto se debe al perfil fuertemente cóncavoconvexo de los prodúctidos y persistencia de estructuras cardinales dientes-cavidades glenoideas en los representantes más antiguos, dificultando la desarticulación *post mortem* de las conchas.

Por lo antedicho, el grupo se consideró tradicionalmente «poco apetecible» y condenó a muchas colecciones a una estéril permanencia en cajones olvidados de los centros de investigación.

El presente trabajo precede a la publicación de una monografía que intenta paliar este estado de cosas, con el rescate científico de las principales formas devónicas del área cantábrica.

El origen a escala mundial de los prodúctidos está en formas derivadas de los conétidos (Chonetida) del Devónico Inferior (Praguiense-Emsiense) (BRUNTON

et al., 1995). Sin embargo, en la cordillera Cantábrica, no aparecieron hasta el Givetiense. Sus dos grandes líneas de desarrollo, Strophalosiidina y Productidina, aparecen representadas por géneros y especies nuevas (*nomina nuda*) (Fig. 1). Los primeros, con *Eostrophalosia alejensis nom. nud.*, la forma decana de la región, del Givetiense de León, que precede a otra especie del mismo género, *E. villae nom. nud.*, del Frasnense de Asturias. *Eostrophalosia* representa el tronco principal de la subfamilia Donalosiinae, de la que se conoce también en la ZC, un único ejemplar del género *Devonalsia*, cementado a la concha de un braquiópodo pentamérico, del Givetiense Medio o Superior de Asturias. La subfamilia Rhytialosiinae derivó hacia la misma época de la anterior y comprende los nuevos géneros *Albertosia* y *Pulgaralosia (nomina nuda)*, presentes en Asturias y León, con *Albertosia lamellosa nom. nud.*, del Givetiense Medio o Superior, *Pulgaralosia cantabrica nom. nud.* del Givetiense superior y *P. villasi nom. nud.*, del Frasnense. Los anteriores géneros están comprometidos en la línea filética que condujo a la aparición del género *Rhytialosia*, con *R. aguasaliensis nom. nud.*, del Frasnense terminal o Fameniense inferior de León y, quizás, del conjunto de la subfamilia Araklosiinae.

Los Productidina, a su vez, ofrecen taxones de sus tres grandes líneas: Linoproductoidea, con *Devonoproductus leonensis nom. nud.*, del Givetiense superior al Frasnense de Asturias y León, Productoidea, con *Mesoplica? vadiniensis nom. nud.* y quizás *Productella subaculeata* (Murchison) y Echinoconchoidea, con *Praewaagenoconcha pardoii nom. nud.*

Curiosamente, *P. subaculeata*, el omnipresente taxón en las listas de autores previos, es dudoso en la ZC, con unos pocos ejemplares mal conservados del Givetiense y Frasnense de Asturias y León. *Mesoplica? vadiniensis* y *Praewaagenoconcha pardoii* poseen el interés añadido de pertenecer a géneros típicamente famenienses, incluso del Fameniense superior, aunque yacen en la Caliza de Crémenes (parte más alta de la Formación Nocedo) que suele asignarse al Frasnense terminal (LOEVEIJN *et al.*, 1986). Esta anomalía afecta a otros braquiópodos de la misma unidad, conocidos sólo en el Fameniense y no tiene, por el momento, fácil explicación.

Conclusiones

Las formas del orden Productida del Devónico de la ZC fueron largamente olvidadas, hasta el punto de que ni una sola de ellas se describió formalmente. Como paso previo a la publicación de una monografía sobre el grupo, se relacionan y comentan brevemente los taxones reconocidos por el autor, todos nuevos, propios de Asturias y León y se figuran ejemplares representativos que abarcan las principales líneas de desarrollo: Strophalosiidina (Strophalosioidea) y Productidina (Linoproductoidea, Productoidea y Echinoconchoidea).

Productella subaculeata, citada por casi todos los autores previos, es una forma dudosa en la región. *Mesoplica? vadiniensis* y *Praewaagenochoncha pardoii*, presentes en la Caliza de Crémenes del Frasnense más alto de León, pertenecen a géneros conocidos hasta ahora sólo en el Fameniense superior.

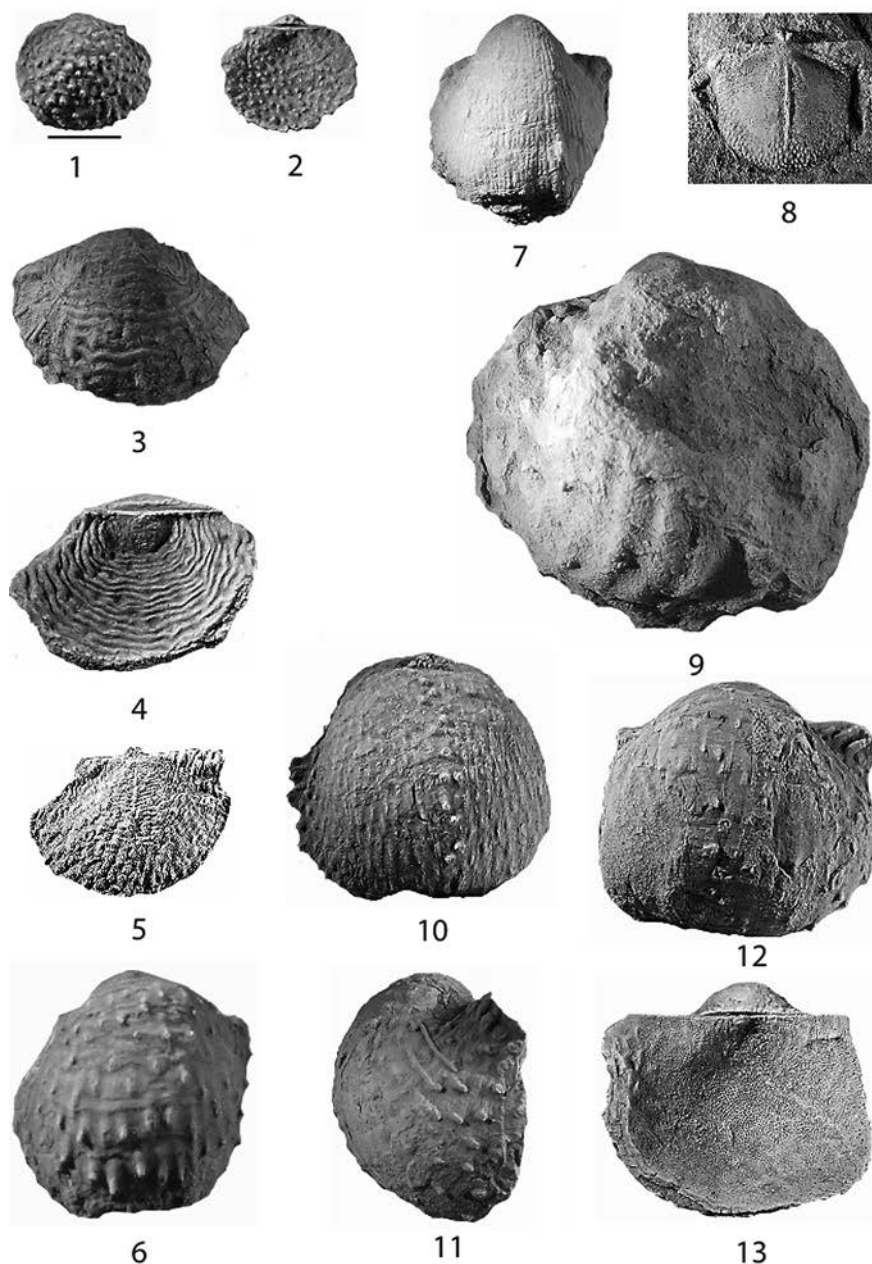


Figura 1. Ejemplares representativos de algunos de los productidos devónicos de la cordillera Cantábrica. 1, 2. *Albertosia lamellosa* nom. nud., DPO 4464, vistas ventral y dorsal. 3, 4. *Pulgaralosia cantabrica* nom. nud., DPO 4458, vistas ventral y dorsal. 5. *Pulgaralosia villasi* nom. nud., DPO 3297, interior dorsal. 6. *Eostrophalosia villae*, DPO 41088, vista ventral. 7, 8. *Devonoproductus leonensis* nom. nud., DPO 4277, vista ventral. DPO 4112, interior dorsal. 9. *Mesoplica? vadiniensis* nom. nud., DPO 41218, vista ventral. 10. *Praewaagenoconcha pardoi* nom. nud., DPO 41078. 11-13. *Rhytialosia agualiensis* nom. nud., DPO 41053, vistas lateral, ventral y dorsal. Barra de escala = 5 mm.

Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al PICG-596 «Climate change and biodiversity patterns in the Mid-Palaeozoic (Early Devonian to Late Carboniferous)» y al proyecto CGL2011-24775 de MINECO.

Referencias

- BARROIS, Ch. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, **2** (1), 1-630.
- BRUNTON, C.H.C., LAZAREV, S.S. & GRANT, R.E. 1995. A review and new classification of the Brachiopod Order Productida. *Palaeontology*, **38** (4), 915-936.
- COMTE, P. 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **60**, 1-440.
- GARCÍA-ALCALDE, J.L. 1996. El Devónico del Dominio Astur-Leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario, 58-71.
- LOEVEZIJN, G.B.S. VAN, RAVEN, J.G.M. & POL, W. VAN DER 1986. The Crémenes Limestone, a late Frasnian biostrome in the Cantabrian Mountains (northwestern Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1986** (10), 599-612.

Variación morfológica y valor bioestratigráfico de *Skeletognathus norrisi* (Conodonta, Devónico Medio y Superior)

Liao, J.-C.^{1,2} y Valenzuela-Ríos, J.I.²

¹ Depto. de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <jau.liao@uv.es>

² Depto. de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, n.º 50. E-46100 Burjassot (Valencia). España. <jose.i.valenzuela@uv.es>

Key words: *Conodonta, Givetian-Frasnian boundary, Spanish Central Pyrenees*

Introducción

Skeletognathus norrisi es un taxón con una morfología muy característica y cuya distribución estratigráfica se restringe a un intervalo muy estrecho entre el final del Givetense (Devónico Medio) y principio del Frasnense (Devónico Superior). Su aparición define la última biozona del Givetense, biozona *norrisi* y tiene un gran valor en correlaciones globales. Los registros en los Pirineos Centrales Españoles (PCE) y en la Montaña Negra (MN) muestran una variación morfológica con valor estratigráfico. El propósito de este trabajo es, por lo tanto, analizar esta variación morfológica y describir sus implicaciones bio y cronoestratigráficas.

Material

Los ejemplares estudiados aquí proceden de las siguientes secciones Compté (CP), La Guardia d'Arès-I (LGA-I), Renanué (Re) y Villech (Vi) en los PCE y Col du Puech de la Suque (CPS-E) en la MN. Además, se consideran los ejemplares que han sido publicados junto con la documentación detallada y fiable de su posición estratigráfica; en este sentido se contemplan las secciones de Alberta central (Canadá), Nueva York y Nevada (EE. UU.), Montañas Renanas (Alemania), Alpes Cárnicos (Italia), Random Lublin y Montañas de la Santa Cruz (Polonia), Tafilalt (Marruecos) y Guangxi (SE China).

Resultados

Skeletognathus norrisi es un taxón peculiar caracterizado por unas estructuras en forma de agujas, ordenadas en un patrón con forma de «chevron» sobre la plataforma tanto en los elementos Pa como en los Pb. Esta característica singular fue considerada por WEDDIGE (1990) como una morfología patológica. Sin embargo, la mayoría de autores que han trabajado sobre este taxón no consideran esta morfología como resultado de patologías. En nuestro material hemos observado tres formas (A-C) con una distribución estratigráfica ligeramente diferente.

Las formas tempranas (A) muestran la típica distribución de delgadas placas aciculares sobre una plataforma subromboidal. En las formas intermedias (B), se observa un engrosamiento de estas placas, que llegan a coalescer en los márgenes.

nes externos. Las formas tardías (C) presentan una plataforma muy desarrollada con una ornamentación irregular.

Las formas A se registran en los siguientes niveles: CP/58b, Re 56, LGA-I/1a, CPS-E39, CPS-42a. Las formas B se reconocen en los niveles CP/58b, LGA-I/1a, CPS-E 39 y CPS-E 42a y las formas C se encuentran en los niveles CP/59, LGA-I/6b y CPS-E 42a.

En los PCE las formas A y B aparecen asociadas dentro de la biozona de *norrisi*, Givetiense final y la forma C es exclusiva del Frasnense. LIAO *et al.*, (2001), GOUWY (2010), LIAO & VALENZUELA RÍOS (2008).

En la sección CPS-E de la MN (RODRÍGUEZ-ALFONSO, 2007) aparecen juntas las formas A y B en la capa 39 (Givetiense) y a la vez, las tres formas coexisten en la capa 42a (Frasnense); esto podría sugerir que la secuencia francesa está condensada, o que representa un nivel dentro del Frasnense de coexistencia de las tres morfologías.

Las tres formas coexisten en la misma capa en las secciones Martenberg y Blauer Bruch de las Montañas Renanas (SANDBERG *et al.*, 1989).

Las formas A y B se registran en el Givetiense de las secciones Górnó (Montañas de la Santa Cruz; RACKI & BULTYNCK, 1993) y Bakowa IG I (Radom Lublin; NARKIEWICZ & BULTYNCK, 2007).

En Tafilalt, las formas A y B se registran en el Givetiense de las secciones Bou Tchrafine II y III (NARKIEWICZ & BULTYNCK, 2010). La forma B se documenta en el Givetiense de Bine Jebilet y en el Frasnense de Ouidane Chebbi según los datos estratigráficos de ABOUSSALAM & BECKER (2007).

En Alberta central (UYENO & WENDTE, 2005) la forma A se registra en estratos del Frasnense.

En Guangxi, HOU *et al.* (1986) documentan formas B en el Givetiense de la sección Manshan; las formas A y B se registran en el Frasnense de las secciones Baqi, Dunjin y Juntian (BAI *et al.*, 1994).

Conclusiones

El estudio detallado de *Skeletognathus norrisi* en los PCE y en la MN permite reconocer tres formas características que aparecen secuencialmente, y por tanto aumenta el valor bioestratigráfico de este taxón. Las dos primeras aparecen en el Givetiense final y cruzan el límite Givetiense-Frasnense. La forma tardía es exclusivamente Frasnense.

Los registros en las principales regiones polacas, alemanas, africanas, canadienses y chinas son coherentes con los obtenidos en los Pirineos, y refuerzan el alto potencial de este taxón en correlaciones globales.

Agradecimientos

Es una contribución a los proyectos IGCP-596 y CGL2011-24775 (MICINN). El DAAD (J-CL) y la Alexander von Humboldt-Stiftung (JIV-R) financiaron parcialmente este trabajo en sus fases previas. Se agradece el apoyo técnico del SCSIE, UVEG.

Referencias

ABOUSSALAM, S. & BECKER, T. 2007. New Upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geological Quaterly*, **51**, 345-374.

- BAI, S.L., BAI, Z.Q., MA, X.P., WANG, D.R., SUN, Y.L. (eds.) 1994. *Conodont zonation and correlation, bio-event and chemo-event, Milankovitch cycle and nickel-episode. Devonian Events and Biostratigraphy of South China*. Peking University Press, Peking. 303 pp.
- GOUWY, G. 2010. *Middle Devonian Conodonts from the Northwestern margin of Gondwana*. Ph. D. thesis, University di Modena e Reggio Emilia, Italy, and University of Valencia, Spain. 199 pp.
- HOU H.-F., JI, Q., WANG, J.-X. & WANG, R.-G. 1986. *Middle-Upper Devonian boundary in Maansan of Xiangzhou, Guangxi*. Geological Publishing House, Beijing. 137pp.
- LIAO, J.-C & VALENZUELA RÍOS, J.I. 2008. Givetian and early Frasnian conodonts from the Compte section (Middle-Upper Devonian, Spanish Central Pyrenees). *Geological Quarterly*, **52**, 1-18.
- LIAO, J.-C, VALENZUELA RÍOS, J.I. & RODRÍGUEZ, S. 2001. Descripción de los conodontos del Givetense y Frasnense inferior (Devónico) de Renanué (Pirineos Aragoneses). *Coloquios de Paleontología*, **52**, 13-45.
- NARKIEWICZ, K. & BULTYNCK, P. 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geological Quaterly*, **51**, 419-442.
- NARKIEWICZ, K. & BULTYNCK, P. 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) *subterminus* conodont Zone in North America, Europe and North Africa. *Journal of Paleontology*, **84**, 588-625.
- RACKI, G. & BULTYNCK, P. 1993. Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **43**, 1-25.
- RODRÍGUEZ-ALFONSO, E. 2007. *Los Conodontos del Devónico Medio/Superior de la Montaña Negra*. 44 pp. (Trabajo inédito de DEA; en francés).
- SANDBERG, C.A., ZIEGLER, W. & BULTYNCK, P. 1989. New standard conodont zones and early *Ancyrodella* phylogeny across Middle-Devonian boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **110**, 195-230.
- UYENO, T.T. & WENDTE, J.C. 2005. Conodont Biostratigraphy and Physical Stratigraphy in two wells of the Beaverhill Lake Group, Upper Middle to Lower Upper Devonian. *American Paleontology, Bulletin*, **369**, 151-171.
- WEDDIGE, K. 1990. Pathological Conodonts. *Courier Forschungsinstitute Senckenberg*, **118**, 563-589.

Los corales rugosos del biostromo de *Lithostrotion* cf. *junceum* en el Djebel Ouarkiz, Carbonífero, Marruecos

Rodríguez, S.^{1,2}, Somerville, I.D.³, Said, I.¹ y Cózar, P.²

¹ Depto. de Paleontología. Fac. de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <sergrodr@geo.ucm.es>

² Depto. de Evolución del Sistema Tierra y Variabilidad Climática. IGEO. CSIC-UCM. c/José Antonio Novais, n.º 2. E-28040 Madrid. España. <pcozar@geo.ucm.es>

³ UCD School of Geological Sciences. University College Dublin. Belfield. Dublin 4. Irlanda. <Ian.Somerville@ucd.ie>

Key words: *Rugose, Tindouf Basin, Carboniferous, Morocco*

Introducción

La cuenca de Tindouf es un gran sinclinorio de unos 500 km de longitud que se encuentra mayoritariamente en la zona occidental de Argelia aunque abarca zonas de Marruecos y Mauritania. El borde norte de la cuenca de Tindouf presenta una sucesión marina del Mississippico, con niveles de areniscas, lutitas y calizas. Se reconocen allí las formaciones Djebel Tazout, Betaina, Djebel Ouarkiz (Viseense-Serpukhoviense) y Betana. Los corales rugosos son frecuentes solo en la Formación Djebel Ouarkiz, aunque algunos rugosos han sido citados en la Formación Betaina.

La Formación Djebel Ouarkiz está compuesta por dos miembros, constituidos por lutitas, calizas, areniscas y evaporitas. Los rugosos de la Formación Djebel Ouarkiz han sido mencionados por FABRE (1955), MAMET *et al.* (1966), SEMENOFF-TIAN-CHANSKY (1974, 1985), ARETZ (2011) y RODRÍGUEZ *et al.* (2011). El miembro superior presenta un predominio de evaporitas y calizas «mudstone» sin macrofauna. Sin embargo, el nivel calcáreo a su techo, situado inmediatamente por debajo del nivel guía de Titanaria (CONRAD & LEGRAND-BLAIN, 1971), presenta abundantes corales rugosos, con predominio de coloniales fasciculados y ha sido denominado «biostromo de *Lithostrotion* cf. *junceum*» (FABRE, 1955). SEMENOFF-TIAN-CHANSKY (1974) describe en este nivel los corales solitarios *Dibunophyllum bipartitum*, *Palaeosmilia munchisoni*, *Palaeosmilia ressoti* y *Axophyllum? coronatum*. Posteriormente, el mismo autor (SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, 1985) denomina al coral allí predominante como *Siphonodendron* sp. A, pero ni lo figura ni lo describe. También indica la presencia de *Lonsdaleia*, próxima a *L. saritschevae* y de *Axophyllum? coronatum*. Además, indica la presencia de asociaciones similares en las cuencas de Reggan y Ahnet situadas al sudeste.

El biostromo

El biostromo fue definido originalmente en la parte oriental del Djebel Ouarkiz, pero tiene una gran extensión lateral, ya que continúa hasta el extremo occidental de la cuenca, aunque hay zonas en las que no llega a aflorar. Nosotros hemos estudiado el nivel en la sección de Djebel Ouarkiz Oeste, 8 km al oeste de la carretera de Assa a Zag. Allí presenta un espesor de 4,5 metros, seguido por 1 m

de margas y por los 50 a 60 cm del nivel de Titanaria. El nivel con rugosos presenta una gran abundancia de invertebrados entre los que destacan braquiópodos, crinoides, chaetétidos y briozoos. Los corales rugosos son más abundantes hacia el techo, donde forman un autobioestromo (corales en posición de crecimiento). Sin embargo, hay varios niveles de parabioestromos, con concentraciones de corales removilizados. Las microfacies son «*bindstone*», «*rudstone*» y «*packstone*». Los componentes son los mismos observados en campo además de foraminíferos, algas, ostrácodos y fragmentos de moluscos.

Corales rugosos

La asociación de corales rugosos está dominada por coloniales fasciculados. También abundan los corales solitarios y, en menor medida, los corales masivos. El coral más abundante es una especie de *Siphonodendron*, denominada aquí *Siphonodendron* sp. 1, (*Lithostrotion* cf. *junceum* para FABRE [1955] y *Siphonodendron* sp. A para SEMENOFF-TIAN-CHANSKY [1985]). Esta especie forma grandes colonias, pero los coralitos son pequeños, con diámetros entre 3 y 5 mm y de 16 a 19 septos mayores. La columnilla es generalmente discontinua. Una forma similar, *Siphonodendron* sp. 2, es algo mayor (de 5 a 6 mm de diámetro) y tiene más septos mayores (de 25 a 28). El tercer coral fasciculado es *Diphyphyllum* sp., con diámetros entre 10 y 14 mm y de 35 a 39 septos mayores. Hay también dos especies masivas: *Actinocyathus saritschevae* forma colonias hemisféricas de 5 a 30 cm de diámetro, con 10 a 20 mm de diámetro y entre 25 y 28 septos mayores; y *Palaeosmia regia*, con coralitos de 25 a 30 mm de diámetro y de 40 a 52 septos mayores.

Los corales solitarios son abundantes pero poco diversos. La gran mayoría pertenece a la especie *Dibunophyllum bipartitum*. Menos abundantes son los ejemplares de *Axophyllum* ex gr. *kirsopianum*. También se han identificado raros ejemplares de la especie *Axophyllum?* *coronatum*, definida originalmente en la zona argelina de este mismo nivel. Elementos accesorios son *Clisiophyllum* sp., *Gangamophyllum boreale* y *Palaeosmia murchisoni*.

Conclusión

Se ha reconocido en el terreno y muestreado el nivel que fue denominado como «bioestromo de *Lithostrotion* cf. *junceum*», en un área al oeste de donde fue definido originalmente. Está constituido por niveles ricos en rugosos, (parabioestromos y autobioestromos). Se han identificado las siguientes especies: *Siphonodendron* sp. 1, *Siphonodendron* sp. 2, *Diphyphyllum* sp., *Actinocyathus* sp., *Palaeosmia regia*, *Dibunophyllum bipartitum*, *Clisiophyllum* sp., *Axophyllum* ex gr. *kirsopianum*, *Axophyllum?* *coronatum*, *Palaeosmia murchisoni* y Aulophyllidae indet.

Agradecimientos

Investigación subvencionada por los proyectos CGL2006-03085 and CGL2009-10340 del M.I. I. Este artículo es una contribución al IGCP 596. Los autores agradecen la cooperación del Departamento de Desarrollo de Minas del Ministère de l'Energie et des Mines de Marruecos. Las láminas delgadas han sido realizadas por Isabel Díaz Mejías.

Referencias

- ARETZ, M. 2011. Corals from the Carboniferous of the central Sahara (Algeria): the collection of «Marie Legrand-Blain». *Geodiversitas*, **33** (4), 581-624.
- CONRAD, J. & LEGRAND-BLAIN, M. 1971. *Titanaria africana* nov. sp., un nouveau Gigantoproductide du Namurien saharien. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle du Afrique du Nord*, **62**, 107-131.
- FABRE, J. 1955. Deux polypiers du Viséen supérieur de Tindouf (Sahara N. W.): *Caninophyllum archiaci* (M.E. et H) var. *densa* n. var. et *Carinophyllum coronatum* nov. sp. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **75**, 8-15.
- MAMET, B., CHUBERT, G. & HOTTINGER, L. 1966. Note sur le Carbonifère du Djebel Ouarkiz. Etude du passage Viséen au Namurien d'après les Foraminifères. *Notes et Memoires du Service Géologique du Maroc*, **198**, 27, 7-21.
- RODRÍGUEZ, S. SOMERVILLE, I., SAID, I. & CÓZAR, P. 2011. An upper Viséan (Asbian-Brigantian) coral succession at Djebel Ouarkiz (northern Tindouf Basin, Morocco). In: Abstracts, 11th Symposium on Fossil Cnidaria and Sponges (eds. ARETZ, M., DECULÉE, S., DENAYER, J. & POTY, E.). *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, **19**, 144-146.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. 1974. Recherches sur les Tétracoralliaires du Carbonifère du Sahara Occidental. *Editions du Centre Nationale de la Recherche Scientifique*, Série 6, Science de la Terre, **30**, 1-316.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. 1985. Corals. In: *The Carboniferous of the World, II, Australia, Indian subcontinent, South Africa, South America and North Africa*. (eds. WAGNER, R.H., WINKLER PRINS, C.F. & GRANADOS, L.F.). International Union of Geological Sciences, Publication 20, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 374-381.

Sobre *Asturtaphrus* Menéndez Álvarez, 1991 *nomen nudum*, un conodonto mississippico cantábrico

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. y Sánchez de Posada, L.C.

Depto. de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. E-33005 Oviedo. España.
<jasanz@geol.uniovi.es>, <silvia.blanco@geol.uniovi.es>, <lposada@geol.uniovi.es>

Key word: *Conodont, Mississippian, Cantabrian Zone, Spain*

Introducción

MENÉNDEZ ÁLVAREZ (1991, inédito) describió *Asturtaphrus* gen. nov. (*nomen nudum*), un nuevo género de conodonto en su trabajo sobre el Carbonífero de la Zona Cantábrica. Los ejemplares fueron asignados a dos especies distintas. El conocimiento de este conodonto puede ahora complementarse mediante el estudio de nuevos ejemplares procedentes de otras localidades, aunque aquí tan sólo se pretende fijar los criterios de identificación e ilustrar los ejemplares originales.

Material

MENÉNDEZ ÁLVAREZ (1991) describió *Asturtaphrus* gen. nov. mediante el estudio de varios elementos P1 procedentes de la muestra B-164, obtenida 7 m sobre la base de la Formación Alba en la sección levantada cerca de las Portillas (margen izquierdo del valle de río Nevandi; Fig. 1). La muestra fue atribuida al Viseense superior, Zona de *Lochriea nodosa*. El número de ejemplares del género era muy bajo: un elemento P1 de *A. falciformis* gen. nov., sp. nov. *nomen nudum* (Fig. 2AA-AC), otro asignado a *A. mendezei* sp. nov. *nomen nudum* (Fig. 2BA-BC), dos elementos de *Asturtaphrus* spp. (Fig. 2C y DA-DB) y algún fragmento.

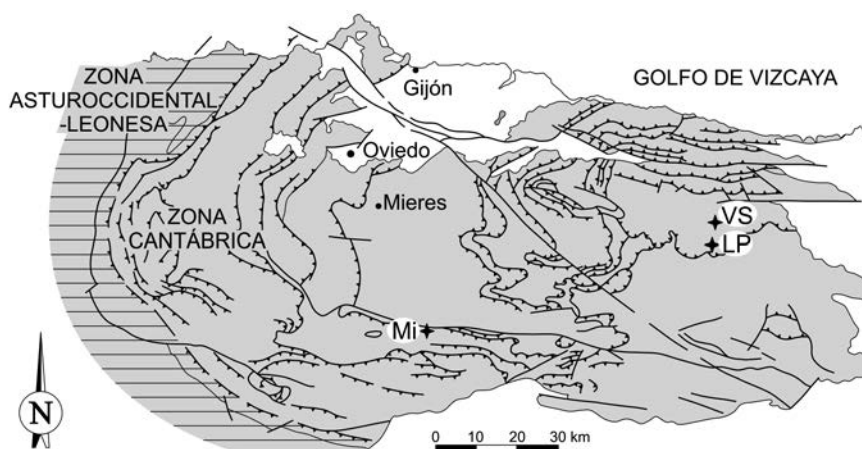


Figura 1. Esquema de la Zona Cantábrica con la localización de las secciones de las Portillas del río Nevandi (LP), Millaró de la Tercia (Mi) y las Vegas de Sotres (VS).

A lo largo de nuestro estudio de la Formación Alba tan sólo habíamos localizado un único elemento P1 de *Asturtaphrus* en la unidad 3 de esta formación en la sección de las Vegas de Sotres, descrita en BLANCO-FERRERA *et al.* (2008). Recientemente han aparecido 58 elementos P1 en tres muestras de la sección de Millaró de la Tercia (Fig. 1). Las capas contienen conodontos de la Zona de *Lochriea ziegleri*, en un tramo que corresponde al Viseense superior clásico, aunque la futura definición de la base del Serpukhoviense (RICHARDS & TASK GROUP, 2007) podría llevar a que dicho tramo se incluya en el Serpukhoviense inferior.

***Asturtaphrus* gen. nov. Menéndez Álvarez, 1991 nomen nudum**

El hecho más característico del elemento P1, a nivel genérico y en vista oral, es la disposición longitudinal dorso-ventral con trazado sinuoso, y muy semejante a una hoz. Otro hecho característico es la cavidad basal excavada a lo largo de toda su longitud y con expansiones laterales labiadas. Sin embargo, algunos elementos muestran inversiones de la cavidad en sus partes distales. La cúspide es un elemento prominente y claramente diferenciado. Su morfología es aquí utilizada en la orientación del elemento (no coincidente del todo con la sugerida por MENÉNDEZ ÁLVAREZ, 1991). El margen de la cúspide con la inclinación más suave corresponde al lado ventral, mientras que el dorsal tiene una caída abrupta, en coincidencia con la inclinación ventro-dorsal del eje axial de la cúspide. Además, la cúspide muestra una fuerte curvatura en vista oral, con el lado caudal cóncavo, y el rostral convexo.

La curva de la cúspide sigue hasta el primer denticulo proximal del cuerpo principal o ventral, a partir del cual el eje longitudinal del elemento se curva en sentido contrario y se gira transversalmente hacia el lado caudal. Un nuevo giro sigue en el siguiente denticulo, de manera que el resto del proceso ventral forma una curva muy abierta y en el mismo sentido que la presente en la cúspide. El proceso dorsal es corto y compuesto por pocos denticulos aplastados (3 a 4) que decrecen en altura hacia el margen dorsal. Un proceso lateral corto puede salir de la cara rostral de la cúspide, como una cresta a la que se pueden añadir uno o varios dientes. Bajo los procesos y particularmente del rostro-lateral, la cavidad basal puede tener sus partes distales invertidas. El proceso ventral puede estar formado por filas transversales muy altas y compuestas por tres denticulos o nódulos, que no se desarrollan en la primera y en la última posición, o se diferencian mal en los elementos de menor talla. Los nódulos de cada fila transversal están bien alineados y unidos por una cresta para dar lugar a un gran resalte. Los denticulos situados en la fila media están unidos por una cresta longitudinal fina y baja que se une a la cúspide. El desarrollo marcado de las filas transversales, junto a la presencia del proceso rostro-lateral fue utilizado por MENÉNDEZ ÁLVAREZ (1991) para diferenciar *A. mendezi* de *A. falciformis*. Estos dos taxones se hallan en las muestras que nosotros hemos obtenido, pero, en general, el taxón que MENÉNDEZ ÁLVAREZ (1991) denominó *A. falciformis* corresponde a formas de talla pequeña a media, mientras que las de talla media a grande son del taxón *A. mendezi*. Además, los elementos gerónticos tienen filas transversales fuertes compuestas por nódulos en los tres procesos. Dado que ambas formas están asociadas en todas las muestras y que existe un desarrollo de los caracteres aso-

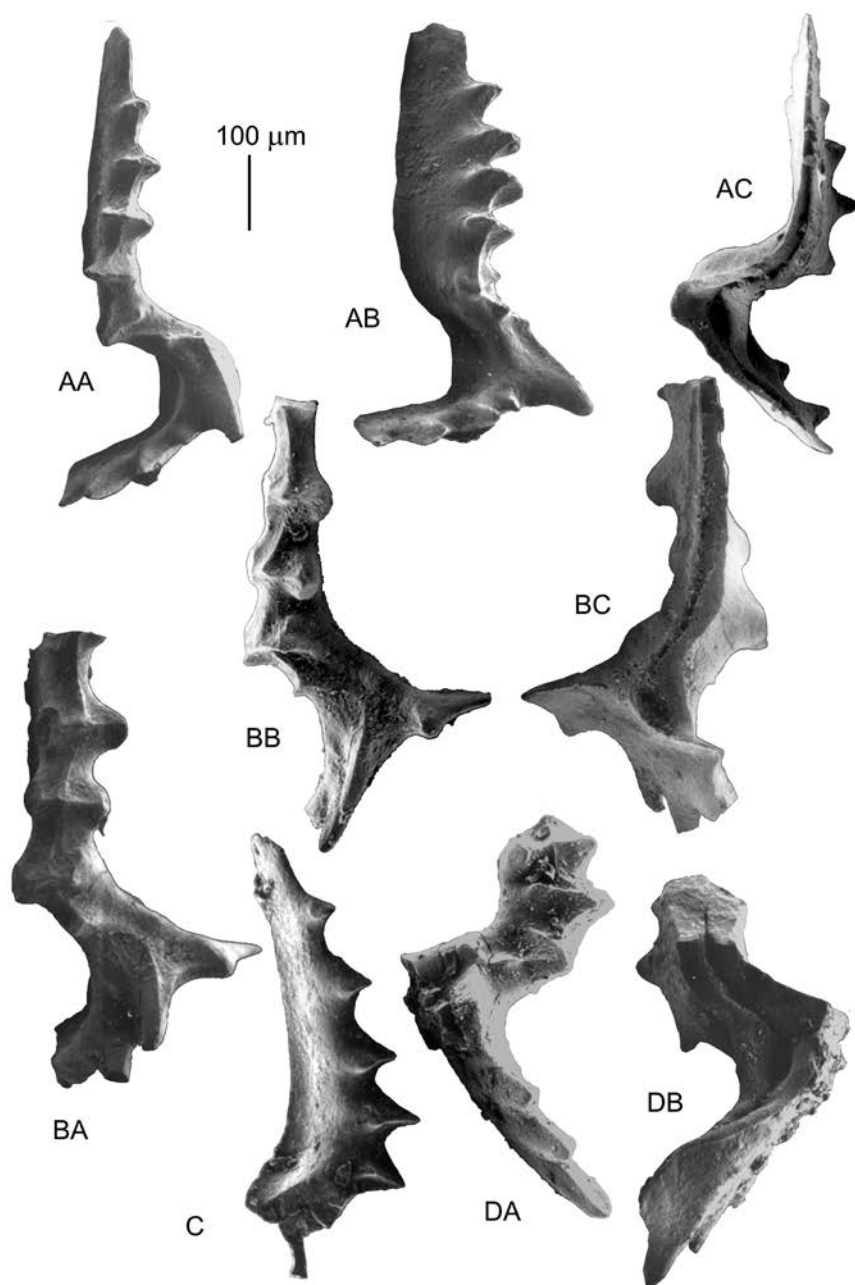


Figura 2. Reproducción de las figuras (lám. 6, figs. 1, 3-4, 6; lám. 7, figs. 1, 3-6) de *Asturtaphrus* Menéndez-Álvarez, 1991 nomen nudum: AA-AC, vistas oral, oro-caudal y aboral de *A. falciformis* nom. nud.; BA-BC, vistas oral, oro-rostral y aboral de *A. mendezei* nom. nud.; C, vista lateral de un fragmento de la plataforma ventral; DA-DB, vista oral y aboral de *Asturtaphrus* spp.

ciado al tamaño del elemento, parece lógico incluir toda la variabilidad en una sola especie.

MENÉNDEZ ÁLVAREZ (1991) relacionó *Asturtaphrus* con algunas formas de la familia Bactrognathidae como el género *Eotaphrus*. El aparato multielemental de *Asturtaphrus* está todavía por recomponer, aunque los escasos elementos P2 y S0 que en nuestra opinión pueden asociarse con los elementos P1 en las muestras de la sección Millaró de la Tercia tienen una morfología que concuerda con los bactrognátidos.

Conclusiones

Asturtaphrus gen. nov. *nomen nudum* tiene una morfología claramente diferenciada: plataforma excavada, silueta longitudinal en forma de hoz con una torsión longitudinal en la parte proximal de la plataforma ventral, desarrollo de filas transversales de hasta tres nódulos alineados. Dos morfotipos son conocidos hasta ahora en la Zona Cantábrica, aunque muestran una variación en los caracteres en relación a su tamaño que desaconseja su asignación a dos especies distintas.

Agradecimientos

Este trabajo se ha beneficiado del proyecto CGL-2009-09109 del MICINN y FEDER, y es una contribución al PICG 596 «Climate change and biodiversity patterns in the Mid-Palaeozoic».

References

- BLANCO-FERRERA, S., GIBSHMAN, N.B., SÁNCHEZ DE POSADA, L.C., SANZ-LÓPEZ, J. & VILLA, E. 2008. Bioestratigrafía de la Formación Alba en la sección de las Vegas de Sotres (Misisipiense, Zona Cantábrica). In: *Libro de Resúmenes. XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008* (eds. RUIZ-OMEÑACA, J.I., PIÑUELA L. & J. C. GARCÍA-RAMOS, J.C.). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 79-80.
- MENÉNDEZ ÁLVAREZ, J.R. 1991. *Conodontos del Carbonífero Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo. 283 pp. (Inédita).
- RICHARDS, B. C. & TASK GROUP. 2007. Report of the Task Group to establish a GSSP close to the existing Viséan-Serpukhovian boundary. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, **25**, 5-6.

Viséan ostracods from the Triollo section (Palencia, Cantabrian Zone)

Sánchez de Posada, L. C., Sanz-López, J. and Blanco-Ferrera, S.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. España.
<lposada@geol.uniovi.es>

Key words: *Ostracods, Thuringian Mega-Assemblage, Viséan, Cantabrian Zone, Spain*

Introduction

Viséan and Serpukhovian rocks are widespread in the Cantabrian Mountains and these strata are often represented by the well known, condensed sequence (usually no more than 20 m thick) Alba Formation (Genicera Formation) mostly consisting of red, pink nodular limestones, split in many sections by a chert interval of variable thickness. WAGNER & WINKLER Prins (in NEMYROVSKA, 2005) referred the «Carrión Unit», which replaces the Alba Formation in the thrust slices to the North of the Ruesga Fault (N Palencia Province). The «Carrión Unit», a mid-Viséan to lower Serpukhovian succession about 16 m thick composed of gray limestone with some nodular and chert intervals, crops out ca 1 km north of the village of Triollo (Fig. 1). NEMYROVSKA (2005) studied in detail the rich conodont fauna in three sections exposed in the Carrión Valley. According to Nemyrovska, these strata range in age from latest early Viséan (*Gnathodus praebilineatus* Zone) through lower Serpukhovian (*Lochriea zieglerei* Zone). Some samples of the Triollo section initially processed for conodonts yielded diverse silicified ostracod assemblages although an additional sampling of the strata with ostracods was carried out by Winkler Prins and Sánchez de Posada in order to obtain a good knowledge of the ostracod faunas. Specifically, studied samples come from the lower half of the «Carrión Unit», in

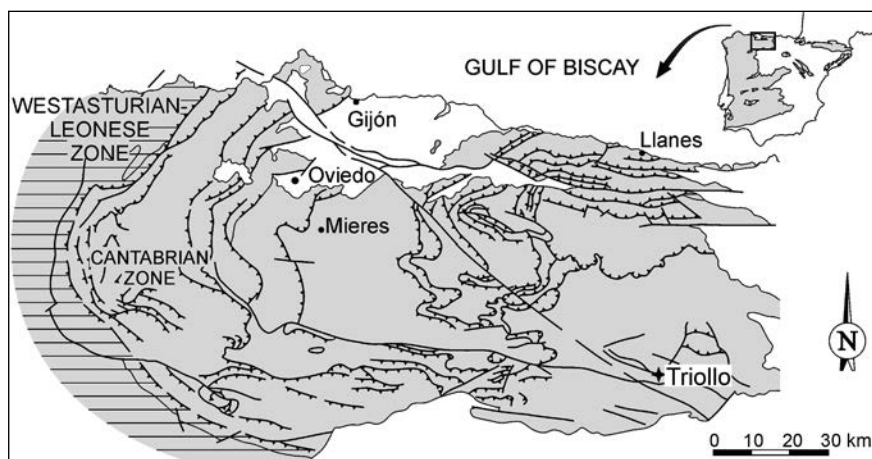


Figure 1. Scheme of the Cantabrian zone including to the Triollo locality.

rocks belonging to the *G. praebilineatus*, *G. bilineatus* and *L. nodosa* zones (Fig. 2), hence Viséan in age.

The ostracod fauna

The following species have been identified: *Pribylites* cf. *elongatus* Blumenstengel, *Tetrasacculus* n. sp., *Kirkbya* sp., *Coronakirkbya*? sp., *Fellerites*? sp., *Kirkbyella* sp., *Bairdia* cf. *filiumgibba* Becker, *Bairdia* spp., *Bairdiocypris* sp., *Acantoscapha wagneri* (Bate), *Acantoscapha* sp., *Processobairdia* sp., *Kirkbyellina*? sp., *Schornimichaila* sp., *Acratia* spp. *Bohlenatia* spp., *Monoceratina* sp., *Tricornina* (*Tricornella*?) sp., *Tricornina* (*Bohemina*) sp., *Paraberounella* aff. *thuringica* (Gruendel), *Paraberounella* aff. *saafeldensis* (Gruendel), *Paraberounella* n. sp., *Praebythoceratina* sp., *Ranicella* sp., *Spinoalacia* spp., *Hercynocythere*? sp., *Triplacera* cf. *triquetra* Gruendel, *Triplacera* sp., *Necrateria* aff. *trapezoidalis* (Gruendel), *Necrateria*? sp., *Orthonaria* spp., *Orthonaria* aff. *rectagona* Blumenstengel, *Rectonaria* aff. *inclinata* Gruendel, *Rectonaria* cf. *varica* Gruendel, *Rectonaria* aff. *muelleri* Gruendel, *Rectonaria*? n. sp., *Rectospinella* sp., *Healdianella*? cf. *kielcensis* Olempska, *Gerodia* sp., *Healdiopsis thuringensis* (Gruendel), *Timorhealdia* cf. *ratra* (Gruendel), *Timorhealdia* cf. *nitidula* (R. Richter), *Timorhealdia* n. sp., *Paragerodia*? n. sp., *Aurigerites* n. sp., *Gruendelella* sp., and *Anahuacia* sp.

The ostracod of Triollo were deposited in an open marine (perhaps basinal) environment of, quite probably, cold water well below the wave base, according to the conodont faunas and to the sedimentary study of the Triollo section (NEMYROVSKA, op. cit.). It is agreeing with the presence of most conspicuous ostracods of the «Thuringian Mega-Assemblage» of CASIER (2004) in the Triollo fauna. *Rectonaria*, *Orthonaria*, *Triplacera*, *Acantoscapha*, *Tricornina*, *Paraberounella* and *Praebythoceratina* are among the more characteristic genera of the «Thuringian Mega-Assemblage». Furthermore, faunas from Triollo show remarkable similarities with older Carboniferous faunas from the Thuringia, Harz, Guangxi (China) and Montagne Noire. Viséan and Serpukhovian ostracods belonging to the «Thuringian Mega-Assemblage» have been little studied. Most of the Carboniferous «thuringian type» ostracods were found in Tournaisian rocks, especially in Thuringia (and also in the E Rhenish Mountains). Of prime importance are the two pioneering papers by GRUENDEL (1961, 1962), who described the classical diversified faunas from the Gattendorfia Stufe of E Thuringia. In more recent years, several other papers dealing with «thuringian» ostracods of the Devonian-Carboniferous transitional boundary beds have been published (BECKER *et al.*, 1993; OLEMPKA, 1997). The «thuringian-type» ostracods closest in age to the fauna dealt with in this paper are those described by GRUENDEL (1972) from strata probably belonging to the *Scaliognathus anchoralis* Zone of the Harz (Germany), the ostracods of the German Cu Ily unit studied by LETHIERS & FEIST (1991) from Montagne Noire (France), and the late Tournaisian to early Namurian faunas from the western Pyrenees studied by CRASQUIN *et al.* (1989). The precise age of most of the species quoted by CRASQUIN *et al.* (1989) remains uncertain.

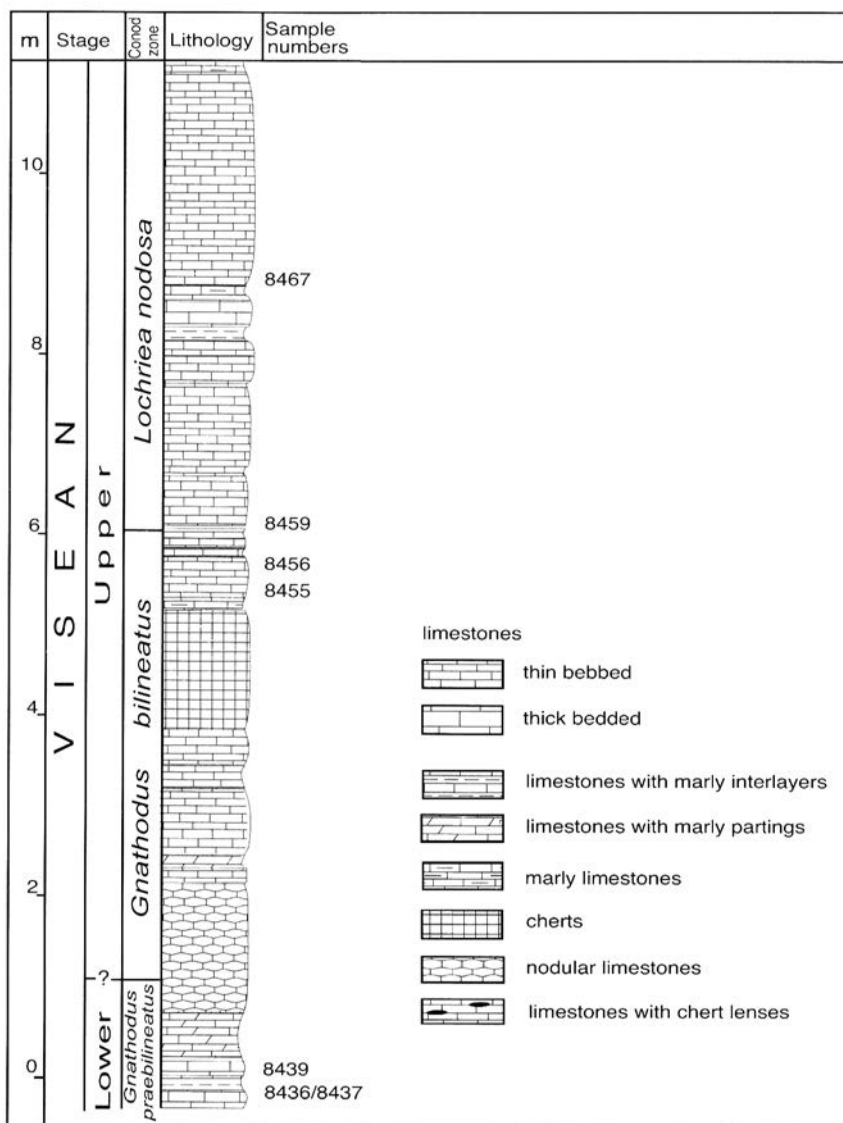


Figure 2. Triollo stratigraphic section 1 and conodont zones of the lower part of the «Carrión Unit» from NEMYROVSKA (2005) and position of ostracod samples studied.

Conclusions

The ostracods from Triollo represent a diverse Viséan fauna belonging to the «Thuringian Mega-Assemblage». The depositional environment indicated by these ostracods agrees with that inferred from the conodont and sedimentological studies. In contrast to the better known Upper Devonian and lowest

Mississippian associations, the ostracods from Triollo illustrate a poorly known time for the Thuringian Mega-Assemblages.

Acknowledgements

We acknowledge Dr. C. F. Winkler Prins' explanations and fieldwork during the sampling of rocks of the Triollo section. This work is a contribution to the Spanish project CGL-2009-09109 of the MICINN and FEDER, and to the ICGP 596 «Climate change and biodiversity patterns in the Mid-Palaeozoic».

References

- BECKER, G., CLAUSEN, C.D. & LEUTERITZ, K. 1993. Verkieselte Ostracoden von Thüringer Ökotype aus dem Grenzbereich Devon/Karbon der Steinbruchs Dreuer (Rheinisches Schiefergebirge). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **160**, 1-130.
- CASIER, J.G. 2004. The mode of life of entomozoacean ostracods and the Myodocopid Mega-Assemblage proxy for hypoxic events. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **74-Supplément**, 73-80.
- CRASQUIN, S., AGUIRRE, P. & PERRET, A.F. 1989. Premiers ostracodes profonds du Carbonifère inférieur français (Pyrénées occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **309**, II, 389-95.
- GRUENDEL, J. 1961. Zur Biostratigraphie und Fazies der Gattendorfia-Stufe im Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. *Freiberger Forschungshefte*, **C111**, 55-173.
- GRUENDEL, J. 1962. Zur Taxionomie der Ostracoden der Gattendorfia-Stufe Thüringens. *Freiberger Forschungshefte*, **C151**, 51-105.
- GRUENDEL, 1972. Ostracoden (Crustacea) aus dem Visé des Harzes (Kulm-Fazies). *Freiberger Forschungshefte*, **C276**, 19-30.
- LETHIERS, F. & FEIST, R. 1991. Ostracodes, stratigraphie et batymétrie du passage Dévonien-Carbonifère au Viséen inférieur en Montagne Noire (France). *Geobios*, **24**, 71-104.
- NEMYROVSKA, T.I. 2005. Late Viséan/early Serpukhovian conodont succession from the Triollo section, Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Scripta Geologica*, **129**, 13-89.
- OLEMPSKA, E. 1997. Changes in benthic ostracod assemblages across the Devonian-Carboniferous boundary in the Hoy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **42**, 291-332.

Braquiópodos productidos del Bashkiriense superior-Moscoviense inferior (Pensilvánico) de la cordillera Cantábrica (N de España)

Martínez Chacón, M.L.¹ y Winkler Prins, C.F.²

1 Depto. de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. E-33005 Oviedo. España. <mmchacon@geol.uniovi.es>

2 NCB Naturalis. P.O. Box 9517. 2300 RA Leiden. The Netherlands. <cor.winkler@ncbnaturalis.nl>

Key words: *Productides, Brachiopoda, Pennsylvanian, Cantabrian Mountains, Spain*

Introducción

En el Carbonífero de la Zona Cantábrica, las calizas del Bashkiriense superior-Moscoviense inferior contienen fósiles de organismos bentónicos en mayor abundancia y diversidad que los niveles anteriores. En Asturias y León, los yacimientos con mayor riqueza se sitúan en la parte alta de la Formación Valdeteja, en las Calizas del Cuera y en las calizas y margas de la Formación San Emiliano.

Los braquiópodos son los macrofósiles más abundantes, pero su extracción es bastante difícil en muchas ocasiones y, además, el interior frecuentemente está recristalizado.

Braquiópodos

Los autores venimos estudiando los braquiópodos bashkirienses-moscovienses desde finales de la década de los 60. La revisión emprendida en los últimos años nos ha permitido atribuir las especies descritas previamente a géneros de creación posterior, y describir nuevos taxones (MARTÍNEZ CHACÓN & WINKLER PRINS, 2009, 2010).

Los braquiópodos son característicos de las asociaciones de plataforma somera, en ocasiones con carácter arrecifal (MARTÍNEZ CHACÓN & WINKLER PRINS, 1993). Las condiciones de vida debieron de ser: aguas cálidas y bien oxigenadas y fondo con suficiente estabilidad.

El orden con mayor diversidad es el de los productidos, con 55 taxones distintos (orden Productida, subórdenes Productidina [49] y Strophalosiidina [6]) (Tab. I). Se encuentran numerosas especies que amplían los rangos de sus respectivos géneros o, incluso, familias; unas veces las formas cantábricas son las más jóvenes atribuidas al género (*Productina*, *Alitaria*, *Quasiavonia*, *Breileenia*, *Limbifera*, *Inflatia*, *Echinoconchella*, *Ovatia*, *Parmephrix*, *Retroplexus*) y otras, las más antiguas (*Hystriculina*, *Kutorginella*, *Tubaria*, *Alexenia*, *Chaoiella*, *Echinaria*, *Plicatiferina*). Además, *Incisiini* gen. et sp. nov. es el representante más antiguo de la tribu, conocida del Pérmico. Por otra parte, *Miroproductus posadai* es un primitivo Richthofenioidea, probablemente derivado de un Aulostegoidea como *Institina*, y corrobora el origen de la superfamilia, como propuso SUTHERLAND (1996).

Tabla 1. *Prodúctidos del Bashkiriense superior y Moscoviense inferior.*
Fm. Val.: Formación Valdeteja; C. Cuer.: Calizas del Cuera;
*Fm. S. Em.: Formación San Emiliano; *: nueva especie aún no descrita.*

Productidina y Strophalosiidina	Fm. Val.	C. Cuer.	Fm.S.Em.
<i>Productina pectinoides</i> (Phillips, 1836)	X		
<i>Alitaria frechi</i> (Paeckelmann, 1931)	X	X	X
<i>Alitaria nasuta</i> (Paeckelmann, 1931)			X
<i>Rugivestis?</i> sp.	X		
<i>Quasiavonia cf. aculeata</i> (Sowerby, 1814)	X		
<i>Krotovia spinulosa</i> (Sowerby, 1814)	X		
<i>Krotovia granulosa</i> (Phillips, 1836)			X
<i>Krotovia</i> sp.		X	
<i>Breileenia?</i> sp.	X		
<i>Hystriulina</i> sp.	X		
* <i>Incisiini</i> gen. et sp. nov.			X
<i>Maemia archboldi</i> Martínez Chacón & Winkler Prins, 2008	X		
<i>Limbifera bruntoni</i> Martínez Chacón & Winkler Prins, 2010	X	X	
<i>Productus carbonarius</i> de Koninck, 1842	X		
<i>Productus concinnus</i> Sowerby, 1821	X		
<i>Kozlowskia bediae</i> Martínez Chacón, 1979			X
<i>Kozlowskia barroisi</i> Martínez Chacón, 1982			X
<i>Kozlowskia cf. pulchra</i> (Rotai, 1952)		X	
<i>Kozlowskia</i> sp. 1		X	
<i>Kozlowskia</i> sp. 2		X	
<i>Kozlowskia</i> sp. 3		X	
<i>Eomarginifera praecursor</i> (Muir-Wood, 1928)	X		
<i>Eomarginifera setosa</i> (Phillips, 1836)			X
<i>Kutorginella?</i> cf. <i>stepanovi</i> (Lapina, 1957)		X	
<i>Tubaria genuina</i> (Kutorga, 1844)	X		
* <i>Alexenia?</i> sp.	X		
* <i>Chaoiella?</i> sp.	X		
* <i>Inflatia</i> sp.	X		
* <i>Duarte</i> sp.	X		
<i>Latispinifera cf. chaykensis</i> Lazarev, 2000	X		X
<i>Latispinifera cf. tenuirugata</i> (Sarytcheva, 1977)	X		
<i>Latispinifera</i> sp.	X	X	X
<i>Admoskovia cf. aljutovensis</i> Lazarev, 2000	X	X	
<i>Admoskovia?</i> sp.	X		
<i>Bicartheria</i> sp.	X		
<i>Kochiproductus?</i> sp.	X		
<i>Echinaria cf. knighti</i> (Dunbar & Condra, 1932)	X	X	
<i>Karavankina wagneri</i> Winkler Prins, 1968			X
<i>Echinoconchella elegans</i> (M'Coy, 1844)	X		
<i>Echinoconchella?</i> <i>venusta</i> (Thomas, 1914)	X		
<i>Pustula</i> sp.	X		
<i>Fluctuaria undata</i> (Defrance, 1826)	X		
<i>Fluctuaria</i> sp.	X	X	
<i>Marginovatia?</i> sp.	X		
<i>Liraria?</i> sp.	X		
" <i>Cancrinella</i> " <i>craigmarkensis</i> (Muir-Wood in Currie et al., 1937)			X
" <i>Cancrinella</i> " <i>retiformis</i> (Muir-Wood in Currie et al., 1937)			X
<i>Ovatia cf. laevicosta</i> (White, 1861)	X		
<i>Balakhonia?</i> <i>continentalis</i> (Tornquist, 1895)	X		
<i>Parmephrix candemuelensis</i> Martínez Chacón & Winkler Prins, 2010			X
<i>Plicatiferina sinecosta</i> (Martínez Chacón, 1979)	X	X	X
<i>Retroplexus?</i> sp.	X		
<i>Rugicostella?</i> sp.		X	
<i>Ovetina truyolsi</i> Martínez Chacón & Winkler Prins, 2009	X		
<i>Miroproductus posadai</i> Martínez Chacón & Winkler Prins, 2009	X		

Los géneros que tienen su representante más moderno en la cordillera Cantábrica, son conocidos sobre todo del Viseense del NO de Europa (p.e., BRUNTON & MUNDY, 1988), pero esto podría deberse a que las especies se hayan atribuido a géneros viseenses por mostrar las mismas adaptaciones a un medio arrecifal, pero que, estudios posteriores permitan atribuirlos a nuevos géneros.

La relación más próxima es con los braquiópodos de la Formación Hare Fiord, Isla Ellesmere (Ártico de Canadá) (CARTER & POLETAEV, 1998). Ambos conjuntos tienen la misma edad, corresponden a un mismo ambiente arrecifal y atestiguan que debía de existir una importante conexión entre las dos áreas durante esta época. La conexión se produciría probablemente a través de los Urales, ya que también hay afinidad, aunque menor, con las faunas de la misma edad de la cuenca del Donets (Ucrania).

Nuevos taxones pendientes de descripción

Dentro de la familia Productidae se han identificado cinco nuevas especies, todavía sin describir, y que en la tabla I se han marcado con un asterisco.

Incisiini gen. et sp. nov. El nuevo género se distingue de *Incisius* por la falta de espinas en la valva dorsal y el interior dorsal menos desarrollado.

Alexenia? sp. El campo muscular dorsal está ligeramente elevado sobre el fondo y se sitúa lateralmente a un par de crestas paralelas bajas. Podría tratarse del primer representante de *Alexenia* (género conocido del Moscoviense superior al Kasimoviense de Eurasia) que no hubiera desarrollado todavía las plataformas musculares elevadas, o bien de un nuevo género en la base de la tribu *Spyridiophorini*.

Chaoiella? sp. *Alpavlia* Lazarev, 2011 es muy parecido a *Chaoiella*. Su autor los diferencia porque *Chaoiella* tiene la ornamentación concéntrica más débil e irregular, con lamelas en vez de arrugas, y porque la fila de espinas cardinales forma con la charnela un ángulo un poco mayor. Lazarev incluye en *Chaoiella* solo la especie tipo y considera que el género (pérmico), derivó de *Alpavlia* (que se origina en el Moscoviense superior). Las diferencias no parecen suficientes para la separación de ambos géneros y por eso incluimos la especie en *Chaoiella*, aunque con alguna duda. Sería también la especie más antigua atribuida al género.

Inflatia sp. Al contrario que en los dos casos anteriores, la especie es probablemente la más joven atribuida al género, que es fundamentalmente mississippico. Se diferencia de la mayoría de las especies del género por su contorno transversal, ornamentación menos pronunciada, menor número de espinas dispersas sobre la valva ventral, y mayor talla.

Duarte sp. Es uno de los primeros representantes del género, junto con *Duarte martianovi* (Serapikhsky in LAPINA, 1957) conocida de la misma edad. La especie cantábrica se diferencia por su ornamentación menos marcada, flancos que se doblan en ángulo recto con el resto de la concha, perfil lateral en espiral, con la cola muy larga, orejetas muy pequeñas, lo que origina que la anchura de la concha sea ligeramente mayor que la anchura de la charnela.

Agradecimientos

Es una contribución al PICG-596 «Climate change and biodiversity patterns in the Mid-Palaeozoic (Early Devonian to Late Carboniferous)».

Referencias

- BRUNTON, C.H.C. & MUNDY, D.J.C. 1988. Strophalosiacean and aulostegacean productoids (Brachiopoda) from the Craven Reef Belt (late Viséan) of North Yorkshire. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **47**, 55-88.
- CARTER, J.L. & POLETAEV, V.I. 1998. Atokan (Late Bashkirian or Early Moscovian) brachiopods from the Hare Fiord Formation of Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. *Annals of the Carnegie Museum*, **67**, 105-180.
- LAPINA, N.N. 1957. Brachiopody kamennougol'nykh otlozhenii Permskogo Priural'ya. [Braquiópodos carboníferos de la región de Perm Ural]. *Trudy Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-Issledovatel'skogo Geologorazvedochnogo Instituta*, **108**, 1-183. [En ruso].
- LAZAREV, S.S. 2011. Brachiopods of the subfamily Chaoiellinae subfam. nov.: Phylogeny and position in the productidin systematics. *Paleontological Journal*, **45**, 23-34.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M.L. & WINKLER PRINS, C.F. 1993. Carboniferous brachiopods and the palaeogeographic position of the Iberian Peninsula. *Comptes Rendus du XII Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère et Permien*, Buenos Aires, 1991, **1**, 573-580.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M.L. & WINKLER PRINS, C.F. 2009. Brachiopods from the Valdeteja Formation (Pennsylvanian ; Cantabrian Mountains, NW Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **252**, 1-21.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M.L. & WINKLER PRINS, C.F. 2010. Adaptations to hard substrates in Pennsylvanian productides (Brachiopoda) from the Cantabrian Mountains (North-West Spain). *Special Papers on Palaeontology*, **84**, 225-241.
- SUTHERLAND, P.K. 1996. *Ardmosteges orchamus* new genus, new species, in the Early Pennsylvanian of Oklahoma – possible ancestor to the richthofenioid brachiopods. *Paleontological Society Memoirs*, **46**, 1-25.

Índice Onomástico

- Aguado* 191
Agustí 225
Ahmad 203
Alberola 9, 45, 71, 115
Albrich 13
Anderson 63
Araujo 253
Arenillas 19, 87, 91
Arriaga 15
Arz 19, 23, 87, 91
Avanzini 263
Baarli 259
Baeza 139
Baeza-Carratalá 149
Barella 275
Bejjaji 99
Benadla 27
Bernaus 13
Bill 191
Blanco-Ferrera 307, 311
Boiset 75
Botella 83, 213, 217, 291
Briguglio 31, 57
Brito 115
Buatois 267
Cachão 259
Calonge 41, 275
Calvo 289
Canales 33
Canudo 123, 241
Castillo Ruiz 135
Caus 13, 15, 41, 111, 119
Ceballo-Melendres 19
Chakiri 99
Chirivella Martorell 271
Civis 37
Colmenar Lallena 153
Comas-Rengifo 157, 187
Consorti 41
Corbi 79
Corbí 45, 67, 149
Cotton 49
Cózar 303
Cruzado-Caballero 241
Cuenca-Bescós 249
Da Silva 259
Delgado Huertas 63
Delvene 175
Dies Álvarez 271
Domènech 171, 207
Donoghue 83
Duarte 157, 183
Escorihuela 275
Escudero 217
Farriol 207
Feldman 203
Fenero 49, 53
Fermeli 275
Ferrández 221
Ferrández Cañadell 31
Ferrández-Cañadell 57
Ferrón 213
Figueirido 229, 233
Francés 59
Freudenthal 225
Gallemí 143
Gámez Vintaned 123, 271, 281
García Joral 157
García-Alcalde 295
García-Alix 63, 225
García-Forner 127
García-Joral 149
García-Ramos 67, 175, 245, 263, 267
Gasca 241
Giannetti 149
Gibert 221
Giner-Baixauli 71
Glinskikh 103
González-Delgado 37
González-Pardos 127
González-Regalado 7
Goy 157, 179, 187
Gozalo 271
Grajales-Nishimura 19
Guillem 9, 71, 75, 115
Gutiérrez Arnillas 59
Henriques 33
Hohenegger 31, 57
Jiménez Espejo 63
Jiménez-Moreno 37, 63
Johnson 259
Jones 83
Kolar-Jurkovšek 83
Laplana 253
Ledesma-Vázquez 259
Legoinha 79
Liao 299
Liñán 123, 271, 281
López 253
Mahbobi 107
Mancini 161
Mángano 267

- Manzanares* 213
Marigó 237
Marok 27
Márquez-Aliaga 95, 127, 217
Martín González 131
Martín Serra 229, 233
Martín-González 135
Martín-Suárez 225
Martinell 171, 207
Martínez 163, 195
Martínez Chacón 315
Martínez-Pérez 83, 213, 291
Mayoral 259, 271
Meléndez 19, 167, 275
Mena 59
Menéndez 139
Menéndez-Peñate 19
Minwer-Barakat 225, 237
Molina 49
Molinu 171
Monechi 49
Moreno-Azanza 241
Moyà-Solà 237
Munt 175
Nadjafi 107
Navarro 281
Nikitenko 103
O'Dogherty 191, 199
Palmqvist 229, 233
Parrilla-Bel 241
Pérez Claros 229, 233
Pérez-Asensio 37
Pérez-Cruz 53
Pérez-Rodríguez 23, 87, 91
Pérez-Valera 179
Pina 67
Piñuela 175, 245, 263, 267
Pla 213, 217
Plasencia 83, 95
Puértolas 241
Rabal-Garcés 249
Ramalho 259
Reolid 27, 99, 103, 183
Ribot 221
Rivandi 107
Rivas 37, 191
Robles 111
Rodríguez 303
Rodríguez-Luengo 187
Rodríguez-Tovar 267
Rojas-Consuegra 19
Rosales-Domínguez 19
Ruiz Muñoz 37
Ruiz-Omeñaca 245, 263
Said 303
Sánchez de Posada 307, 311
Sandoval 163, 191, 195, 199
Santos, 259
Sanz-López 307, 311
Sauqué 249
Schemm-Gregory 203
Sebane 27
Serra-Kiel 119
Sevilla, 253
Sha 83, 95
Shafiee Ardestani 23
Soler-Gijón 291
Somerville 303
Soria 45, 67
Tent-Manclús 149
Torres 207
Ureta 163, 195
Usera 6, 9, 45, 71, 75, 115
Vahidinia 107
Valenzuela-Ríos 285, 289, 299
Valle 37
Vicedo 111, 119, 143
Wilson 203
Winkler Prins 315
Wöger 31, 57
Wolfgring 31, 57
Young 241
Zhuravlev 271, 281

Contenido

Prefacio	5
Usera Mata, J.M.	
<i>Tema monográfico. Micropaleontología</i>	
Aportación al conocimiento de los foraminíferos de la Albufera d'es Grau (Menorca, Islas Baleares)	9
Alberola, C., Usera, J. y Guillem J.	
Evolución del género <i>Orbitoides</i> durante el intervalo Santoniense superior-Campaniense inferior	13
Albrich, S., Bernaus, J.M. y Caus, E.	
Recuperación de la fauna de foraminíferos de aguas poco profundas después de la extinción en masa del límite Cenomaniense-Turonense (plataforma Apenínica, S de Italia)	15
Arriaga, M.E. y Caus, E.	
Resultados preliminares sobre la edad y emplazamiento de una unidad clástica relacionada con el impacto de Chicxulub, en Fomento (Cuba central)	19
Arz, J.A., Arenillas, I., Menéndez-Peñate, L., Rojas-Consuegra, R., Meléndez, A., Grajales-Nishimura, J.M., Rosales-Domínguez, M.C. y Ceballo-Melendres, O.	
Una escala bioestratigráfica complementaria con foraminíferos planctónicos heterohelícidos para el Cretácico Superior (Turonense medio-Maastrichtiense)	23
Arz, J.A., Pérez-Rodríguez, I. y Shafiee Ardestani, M.	
Preliminary data of foraminiferal assemblages of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Saharan Atlas, Algeria	27
Benadla, M., Marok, A., Reolid, M. and Sebane, A.	
Application of X-ray computed microtomography (microCT) to the study of larger foraminifera	31
Briguglio, A., Wolfgring, E., Ferrández Cañadell, C., Wöger, J. and Hohenegger, J.	
Composición de las asociaciones de foraminíferos registradas en los materiales del estratotipo (GSSP) del Bajociense (Jurásico Medio) en Murteira (cabo Mondego, cuenca Lusitánica, Portugal)	33
Canales, M.L. y Henriques, M.H.	
El registro de los últimos episodios marinos en el Neógeno superior del O de la cuenca del Guadalquivir. Sondeo de Montemayor (Moguer-Huelva)	37
Civis, J., González-Delgado, J.A., Rivas, R., Pérez-Asensio, J.N., Valle, M., Jiménez-Moreno, G., Ruiz Muñoz, F. y González-Regalado, M.L.	
Revisión de <i>Hensonina (Trocholina) lenticularis</i> (Henson, 1948), un involutínido del Albiense superior-Cenomaniense inferior de la península Ibérica	41
Consorti, L., Caus, E. y Calonge, A.	
Problemática taxonómica de la especie <i>Globigerina globorotaloidea</i> Colom, 1954	45
Corbí H., Usera, J., Alberola, C. y Soria, J.M.	

Evidencias micropaleontológicas en un evento global de glaciación identificado en la sección de Zarabanda (sur de España)	49
Fenero, R., Molina, E., Cotton, L. y Monechi, S.	
Resultados preliminares sobre las asociaciones de los foraminíferos bentónicos en la cuenca de Pescadero (Baja California)	53
Fenero, R. y Pérez-Cruz, L.	
Conjoined foraminifera: Test fusion in adult <i>Nummulites</i> individuals	57
Ferrández-Cañadell, C., Briguglio, A., Wöger, J., Wolfgring, E. and Hohenegger, J.	
Evolución de la contornita de Ceuta (mar de Alborán) durante los últimos 25 ka a partir de foraminíferos planctónicos y otros marcadores paleoceanográficos	59
Francés, G., Gutiérrez Arnillas, E. y Mena, A.	
Evidencias de <i>blooms</i> de productividad algales en las lagunas de alta montaña de Sierra Nevada (sur de la península Ibérica) hace 7.000 cal years BP	63
García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., Jiménez Espejo, F.J. y Delgado Huertas, A.	
Bioestratigrafía de alta resolución basada en foraminíferos planctónicos para el Plioceno Inferior del arco de Águilas (cordillera Bética oriental)	67
García-Ramos, D.A., Corbí, H., Pina, J.A. y Soria, J.M.	
Foraminíferos del Cuaternario reciente del mar de Alborán III: sector sur de Motril (Granada)	71
Giner-Baixauli, A., Usera, J., Guillem, J. y Alberola, C.	
Foraminíferos bentónicos asociados a fanerógamas marinas en plataformas arrecifales de Bali (Indonesia)	75
Guillem, J., Boiset, E. y Usera, J.	
Benthic foraminifera and palaeodepth assessment of the Late Burdigalian, Langhian-Serravallian and Early Tortonian transgressions in the Lower Tagus Basin (Portugal)	79
Legoinha P. and Corbi H.	
Implicaciones funcionales de la evolución de la plataforma en conodontos: <i>Pseudofurnishius murcianus</i> como caso de estudio (Triásico Medio)	83
Martínez-Pérez, C., Plasencia, P., Jones, D., Kolar-Jurkovšek, T., Sha, J., Botella, H. y Donoghue, P.C.J.	
Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Santiense-Campaniense en el barranco de Assila (Túnez)	87
Pérez-Rodríguez, I., Arz, J.A. y Arenillas, I.	
Reconstrucción paleoambiental con foraminíferos planctónicos del Santiense-Campaniense en el barranco de Assila (Túnez)	91
Pérez-Rodríguez, I., Arz, J.A. y Arenillas, I.	
Triassic conodonts: a database	95
Plasencia, P., Márquez-Aliaga, A. and Sha, J.	
Changes in foraminiferal assemblages and adaptive strategies of the Toarcian benthic foraminifera of the Middle Atlas (Morocco) to restricted oxygen conditions	99
Reolid, M., Chakiri, S. and Bejjaji, Z.	

Palaeoecology of benthic foraminifera for interpreting Arctic record of Early Toarcian biotic crisis (Northern Siberia, Russia)	103
Reolid, M., Nikitenko, B.L. and Glinskikh, L.	
Shallow benthic foraminifera from the Early Paleogene carbonate platform, northeastern Iran	107
Rivandi, B., Vahidinia, M., Nadjafi, M. and Mahbobi, A.	
Distribución paleoambiental de los macroforaminíferos del Cretácico Superior (Campaniense superior-Maastrichtiense inferior): relación entre la morfología y el hábitat	111
Robles, R., Vicedo, V. y Caus, E.	
Foraminíferos de la albufera cuaternaria de Xeraco (Valencia)	115
Usera, J., Alberola, C., Guillem, J. y Brito, J.M.	
Arquitectura, edad y paleobiogeografía del género <i>Taberina</i> (Foraminifera)	119
Vicedo, V., Serra-Kiel, J. y Caus, E.	
 <i>Tema monográfico. Conservación y Museística</i>	
La Tipoteca del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza	123
Gámez Vintaned, J.A., Liñán, E. y Canudo, J.I.	
La «colección del Triásico» del MGUV en plataforma Wiki	127
Márquez-Aliaga, A., García-Fórner, A. y González-Pardos, M.	
La colección de fósiles del Museo de Ciencias Naturales de Tenerife: un excepcional patrimonio paleontológico de la región macaronésica	131
Martín González, E.	
Implementación del turismo cultural: un nuevo módulo expositivo sobre el registro fósil de Canarias en el Museo de la Naturaleza y el Hombre de Tenerife	135
Martín-González, E. y Castillo Ruiz, C.	
Los fósiles del Museo Geominero: la gestión de una colección paleontológica histórica	139
Menéndez, S. y Baeza, E.	
Gestión documental de las colecciones de micropaleontología: informatización y acceso online	143
Vicedo, V. y Gallemí, J.	
 <i>Tema libre. Invertebrados</i>	
Análisis tafonómico y paleoecológico de las concentraciones de braquiópodos del Jurásico Inferior en el Subbético Oriental (Alicante)	149
Baeza-Carratalá, J.F., Giannetti, A., García-Joral, F., Tent-Manclús, J.E. y Corbí, H.	
El género <i>Hedstroemina</i> (Brachiopoda, Articulata) en el Ordovícico Superior de la provincia Mediterránea: sistemática y morfología funcional	153
Colmenar Lallena, J.	
El registro de braquiópodos de la cuenca Lusitánica (Portugal) en relación con el evento de extinción del Toarciense inferior (Jurásico)	157
Comas-Rengifo, M.J., Duarte, L.V., García Joral, F. y Goy, A.	

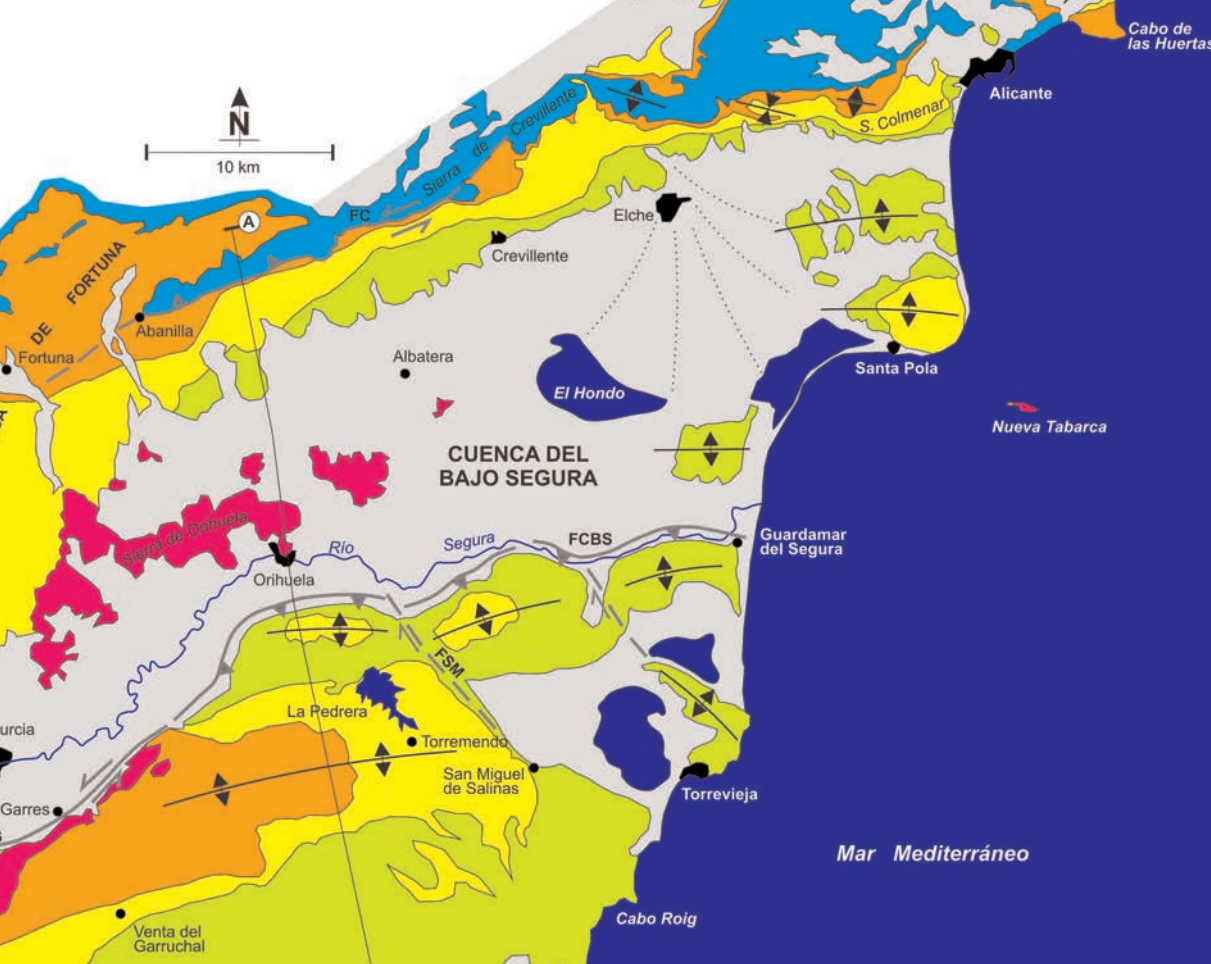
Palaeoenvironmental analysis of Eocene coral reefs, San Martí Xic Formation, Orís (SE Ebro basin, Spain)	161
Mancini, A.	
Discusión sobre el género <i>Geczyceras</i> Martínez, 1992 (Ammonitina, Hammatoceratinae). Consideraciones taxonómicas, filogenéticas y distribución paleogeográfica	163
Martínez, G., Ureta, S. y Sandoval, J.	
El Jurásico Superior (Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior) de la región de Sot de Chera-Loriguilla (sector levantino de la cordillera Ibérica)	167
Meléndez, G.	
Microbioerosión en moluscos pleistocenos de la plataforma marina catalana (sectores Blanes, Palamós-cap de Creus y delta del Ebro)	171
Molinu, A.R., Domènech, R. y Martinell, J.	
Fresh and brackish-water gastropods from the Tereñes Formation (Upper Jurassic, Asturias)	175
Munt, M., Delvene, G., Piñuela, L. and García-Ramos, J.C.	
Amonoideos del Triásico Medio (Ladiniense) de la isla de Mallorca	179
Pérez-Valera, J. A. y Goy, A.	
Sponge-microbialite buildups from the Toarcian of the Coimbra Region (Northern Lusitanian Basin, Portugal)	183
Reolid, M. and Duarte, L.V.	
Caracterización de <i>Matteiceras</i> Wiedenmayer, 1980 (Ammonoidea, Hildoceratidae) en el Pliensbachense superior de la cordillera Cantábrica	187
Rodríguez-Luengo, E., Comas-Rengifo, M.J. y Goy, A.	
Discrepancias de correlación cronoestratigráfica para el evento Anóxico Oceánico del Toarciense: amonoideos y nanofósiles calcáreos vs. isótopos del carbono	191
Sandoval, J., Aguado, R., Bill, M., M., O'Dogherty, L. y Rivas, P.	
Erycitinae (Ammonitina, Jurásico) en el Tethys occidental: taxonomía y biogeografía	195
Sandoval, J., Martínez, G. y Ureta, S.	
El Bajociense del área del pantano de Cuber, Serra de Tramuntana, Mallorca	199
Sandoval, J. y O'Dogherty, L.	
Vistas interiores de la fauna de <i>Daghanirhynchia</i> (Rinconélidos, Braquiópodos) del Jurásico Medio de Jordania	203
Schemm-Gregory, M., Feldman, H.R., Ahmad, F. y Wilson, M.A.	
Estudio bioestratinómico de las concentraciones esqueléticas de moluscos actuales de Ses Illetes (N de Formentera, Baleares): resultados preliminares	207
Torres, E., Farriol, S., Domènech, R. y Martinell, J.	

Tema libre. Vertebrados

Sobre el origen evolutivo de la dentición en vertebrados; últimos avances y estado actual	213
Botella, H., Ferrón, H.G., Pla, C., Manzanares, E. y Martínez-Pérez, C.	
Situación estratigráfica de tiburones del Triásico Medio de la cordillera Ibérica	217
Escudero, M. J., Pla, C., Botella, H. y Márquez-Aliaga, A.	

New <i>Theropithecus</i> remains from the early Pleistocene site of Cueva Victoria (Cartagena, south-eastern Spain)	221
Ferrández, C., Ribot, F. and Gibert, L.	
Resultados preliminares de los muestreos en materiales continentales del Tortoniense inferior del área de Guadix-Baza	225
García-Alix, A., Martín-Suárez, E., Minwer-Barakat, R., Agustí, J. y Freudenthal, M.	
Evolución morfológica apendicular en carnívoros fisípedos I: estructura filogenética y señal funcional de la extremidad anterior	229
Martín Serra, A., Figueirido, B., Pérez Claros, J.A. y Palmqvist, P.	
Evolución morfológica apendicular en carnívoros fisípedos II: estructura filogenética y señal funcional de la extremidad posterior	233
Martín Serra, A., Figueirido, B., Pérez Claros, J.A. y Palmqvist, P.	
Nuevos restos de Adapiformes y Omomyiformes (Primates) del yacimiento de Sossís (Eoceno Superior, Lleida, España)	237
Minwer-Barakat, R., Marigó, J. y Moyà-Solà, S.	
Descripción de un resto craneal de reptil marino de la Formación Blesa (Barremiense, Cretácico Inferior) en Josa (Teruel)	241
Parrilla-Bel, J., Young, M., Puértolas, E., Canudo, J.I., Cruzado-Caballero, P., Gasca, J.M. y Moreno-Azanza, M.	
Sauropod remains from the Late Jurassic of Asturias (North Spain)	245
Ruiz-Omeñaca, J.I., Piñuela, L. and García-Ramos, J.C.	
La cornisa cantábrica, el último refugio de la macrofauna del Pleistoceno en Europa	249
Sauqué, V., Rabal-Garcés, R. y Cuenca-Bescós, G.	
Reconstructing early Mousterian environments in Spain: the contribution of the late middle Pleistocene small mammal assemblage of Las Grajas Cave (Málaga, Spain)	253
Sevilla, P., Laplana, C., Araujo, C. and López, N.	
 <i>Tema libre. Icnología</i>	
<i>Macaronichnus segregatis</i> Clifton & Thompson, 1978 como marcador paleogeográfico y paleoambiental en el Pleistoceno de la Formación Preguiça (isla de São Nicolau, Cabo Verde)	259
Mayoral, E., Santos, A., Ramalho, R., Baarli, G., Johnson, M., Da Silva, C., Cachão, M. y Ledesma-Vázquez, J.	
Huellas verdaderas y subhuellas de dinosaurios. Criterios de reconocimiento y problemas de nomenclatura	263
Piñuela, L., García-Ramos, J. C., Avanzini, M. y Ruiz-Omeñaca, J.I.	
Protuberancias espinosas en el icnogénero <i>Rhizocorallium</i>: importancia taxonómica, significado paleoecológico e interpretación funcional	267
Rodríguez-Tovar, F.J., Buatois, L.A., Piñuela, L., Mángano, M.G. y García-Ramos, J.C.	
 <i>Tema libre. Patrimonio</i>	
El yacimiento cámbrico de Murero (Zaragoza): 150 años de investigaciones y de proyección en la sociedad	271

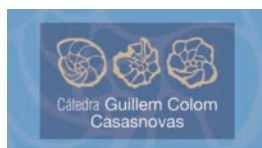
Gozalo, R., Gámez Vintaned, J.A., Chirivella Martorell, J.B., Dies Álvarez, M.E., Mayoral, E., Zhuravlev, A.Yu. y Liñán, E.	
Los geotopos paleontológicos como puntos de interés paleontológico de carácter patrimonial, didáctico, museístico y geoturístico: elaboración de una ruta de geotopos paleontológicos en áreas señaladas de la cordillera Ibérica	275
Meléndez, G., Barella, R., Calonge, A., Fermeli, G. y Escorihuela, J.	
<i>Proyectos del PICG (n.º 587 y 596)</i>	
New small shelly fossils from the Precambrian-Cambrian succession of Codos (Cadenas Ibéricas, NE Spain)	281
Gámez Vintaned, J.A., Liñán, E., Navarro, D. and Zhuravlev, A.Yu.	
Biodiversidad y evolución de <i>Ancyrodelloides</i> (Lochkoviense, Devónico Inferior, Conodonta) en los Pirineos Centrales Españoles y sus múltiples aplicaciones	285
Valenzuela-Ríos, J.I.	
Conodontos del Lochkoviense medio y superior (Devónico Inferior) de la sección Segre 4 (Pirineos Centrales Españoles)	289
Calvo, H. y Valenzuela-Ríos, J.I.	
Espinas, escamas y huesos de <i>Machaeracanthus</i> (Acanthodii) del Devónico Inferior de la cordillera Ibérica (España)	291
Botella, H., Martínez-Pérez, C. y Soler-Gijón, R.	
Prodúctidos (braquiópodos articulados) del Devónico de la cordillera Cantábrica (N España)	295
García-Alcalde, J.L.	
Variación morfológica y valor bioestratigráfico de <i>Skeletognathus norrisi</i> (Conodonta, Devónico Medio y Superior)	299
Liao, J.-C.I. y Valenzuela-Ríos, J.I.	
Los corales rugosos del biostromo de <i>Lithostrotion cf. junceum</i> en el Djebel Ouarkiz, Carbonífero, Marruecos	303
Rodríguez, S., Somerville, I.D., Said, I. y Cózar, P.	
Sobre <i>Asturtaphrus</i> Menéndez Álvarez, 1991 <i>nomen nudum</i>, un conodonto mississippico cantábrico	307
Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. y Sánchez de Posada, L.C.	
Viséan ostracods from the Triollo section (Palencia, Cantabrian Zone)	311
Sánchez de Posada, L. C., Sanz-López, J. and Blanco-Ferrera, S.	
Braquiópodos prodúctidos del Bashkiriense superior-Moscoviense inferior (Pensilvánico) de la cordillera Cantábrica (N de España)	315
Martínez Chacón, M.L. y Winkler Prins, C.F.	
<i>Índice onomástico</i>	321
<i>Contenido</i>	325



Organizan:



Universitat de les Illes Balears



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Colaboran:



Ajuntament de Sóller



VNIVERSITAT DE VALÈNCIA Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biologia Evolutiva

