

PUBLICACIONES DEL SEMINARIO DE PALEONTOLOGÍA DE ZARAGOZA

LOS FÓSILES Y LA PALEOGEOGRAFÍA

PINTURA: «CASA DE ALBARRACÍN, SOBRE EL JURÁSICO», POR CRISTINA GIL IMAZ

XVII Jornadas
de la Sociedad Española
de Paleontología

TEMA MONOGRÁFICO:

**Los fósiles
y la paleogeografía**

Albarracín • Teruel • España

Del 18 al 20 de octubre de 2001



VOLUMEN 5.1
— 2001 —

EDITORES

Guillermo Meléndez
Zarela Herrera
Graciela Delvene
Beatriz Azanza

AYUNTAMIENTO DE ALBARRACÍN • FUNDACIÓN CONJUNTO PALEONTOLÓGICO DE TERUEL
INSTITUTO DE ESTUDIOS TUROLENSES • UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

XVII JORNADAS DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA
DE PALEONTOLOGÍA

LOS FÓSILES Y LA PALEOGEOGRAFÍA
Y SIMPOSIOS DE LOS PROYECTOS DEL PROGRAMA
INTERNACIONAL DE CORRELACIÓN GEOLÓGICA (UNESCO/IUGS)
Nº 410 Y Nº 421

COMITÉ DE HONOR

Excelentísimo Sr. D. Marcelino Iglesias Ricou
Presidente del Gobierno de Aragón
Excelentísimo Sr. D. José Angel Biel Rivera
Vicepresidente del Gobierno de Aragón
Excelentísimo Sr. D. Felipe Pétriz Calvo
Rector Magnífico de la Universidad de Zaragoza
Excelentísimo Sr. D. Javier Callizo Soneiro
Consejero de Cultura y Turismo del Gobierno de Aragón
Excelentísimo Sr. D. Miguel Ferrer Górriz
Presidente de la Diputación Provincial de Teruel
Ilustrísima Sra. Dña. Gloria García de Miguel
Alcaldesa de Albarracín
Ilustrísimo Sr. D. Pascual Rivas Carrera
Presidente de la Sociedad Española de Paleontología
Ilustrísimo Sr. D. Joaquín de Guerrero Peyrona
Presidente de la Sociedad de Amigos del Museo Paleontológico

COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Jordi Agustí (Museo Paleontológico de Sabadell)
Prof. Dra. María Teresa Alberdi (Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid)
Prof. Dr. Juan Carlos Braga (Universidad de Granada)
Prof. Dra. Esmeralda Caus (Universidad de Barcelona)
Prof. Dr. Jorge Civis (Universidad de Salamanca)
Prof. Dr. Jenaro L. García-Alcalde (Universidad de Oviedo)
Dra. Eulalia Gili Foch (Universidad Autónoma de Barcelona)
Prof. Dr. José María González-Donoso (Universidad de Málaga)
Prof. Dr. Antonio Goy (Universidad Complutense de Madrid)
Prof. Dr. Marcos Lamolda (Universidad del País Vasco)
Prof. Dra. Nieves López (Universidad Complutense de Madrid)
Prof. Dr. Jordi Martinell (Universidad de Barcelona)
Dra. Isabel Rábano (Museo Geominero, Madrid)
Prof. Dr. Miquel de Renzi (Universidad de Valencia)
Prof. Dr. Luis Carlos Sánchez de Posada (Universidad de Oviedo)
Prof. Dr. José Luis Sanz (Universidad Autónoma de Madrid)
Prof. Dr. Leandro Sequeiros (Universidad de Granada)
Dr. Roberto Wagner (Jardín Botánico de Córdoba)

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente
Prof. Dr. Eladio Liñán
Secretaría
Dra. Gloria Cuenca
Secretaría Técnica
Lic. María Eugenia Dies
Secretaría Informática
Dra. Concepción Gonzalvo
Vocales
Miembros del Área de Paleontología
Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza

COMITÉ EDITORIAL

Dr. Guillermo Meléndez
Dra. Zarela Herrera
Dra. Graciela Delvene
Dra. Beatriz Azanza

ENTIDADES CIENTÍFICAS PATROCINADORAS:

Sociedad Española de Paleontología
Area y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza

INSTITUCIONES COLABORADORAS:

Universidad de Zaragoza
Comisión Nacional de Cooperación con la UNESCO
Consejería de Cultura del Gobierno de Aragón
Diputación Provincial de Teruel
Instituto de Estudios Turolenses
Ayuntamiento de Albarracín
Fundación Santa María de Albarracín
Instituto Aragonés de Fomento
Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel
Ibercaja
CAI

LISTA DE REVISORES DE ESTE VOLUMEN

G. Albanesi (Argentina)	C. Herrero (Madrid)
M ^a T. Alberdi (Madrid)	M. Hormigón (Zaragoza)
L. Alcalá (Teruel)	M. Lamolda (Bilbao)
J. Álvaro (Lille)	C. Laplana (Zaragoza)
J. A. Andrés (Zaragoza)	M ^a D. Lardiés (Zaragoza)
M. Arbizu (Oviedo)	E. Liñán (Zaragoza)
C. Arenas (Zaragoza)	N. Malchus (Barcelona)
I. Arenillas (Zaragoza)	C. Martín Closas (Barcelona)
A. Arribas (Madrid)	E. Mayoral (Huelva)
J. A. Arz (Zaragoza)	G. Meléndez (Zaragoza)
M. Aurell (Zaragoza)	I. Méndez-Bedia (Oviedo)
B. Azanza (Zaragoza)	E. Molina (Zaragoza)
M. L. Bagnoli (Pisa, Italia)	P. Montoya (Valencia)
E. Barrón (Madrid)	J. Morales (Madrid)
S. Calzada (Barcelona)	S. Moyá (Sabadell)
M ^a L. Canales (Madrid)	G. Ortega (Argentina)
J. I. Canudo (Zaragoza)	T. Palacios (Badajoz)
J. Caracuel (Alicante)	P. Palmqvist (Málaga)
A. Checa (Granada)	M. Pardo-Alonso (Valencia)
M ^a J. Comas (Madrid)	P. Peláez-Campomanes
G. Cuenca (Zaragoza)	J. Pereda (Bilbao)
G. Delvene (Zaragoza)	I. Pérez-Urresti (Zaragoza)
C. Diéguez (Madrid)	J. M. Piçarra (Portugal)
B. Díez-Ferrer (Vigo)	J. M. Pons (Barcelona)
R. Domenech (Barcelona)	F. Poyato-Ariza (Madrid)
L.V. Duarte (Coimbra)	I. Rábano (Madrid)
S. Fernández-López (Madrid)	A. Sánchez-Marco (Madrid)
M ^a T. Fernández Marrón (Madrid)	J. Sans-López (La Coruña)
J. Ferrer (Zaragoza)	A. Santos (Algarve)
J. Gallemi (Barcelona)	L. Santos (La Coruña)
J. A. Gámez (Badajoz)	J.L. Sanz (Madrid)
J. García-Alcalde (Oviedo)	J. Serra-Kiel (Barcelona)
S. García-López (Oviedo)	R. Royo (Teruel)
J. C. García-Ramos (Oviedo)	S. Rodríguez (Madrid)
J. M. García-Ruiz (Granada)	P. Ruiz Ortiz (Jaén)
M. Gayet (Lyon)	M ^a A. Sacristán (Madrid)
C. Gonzalvo (Zaragoza)	M. Soria Verde (Zaragoza)
R. Gozalo (Valencia)	F. Soto (Oviedo)
J.C. Gutiérrez-Marco (Madrid)	J. Usera (Valencia)
Z. Herrera (Zaragoza)	J. A. Vera (Granada)
	E. Villas (Zaragoza)

XVII JORNADAS DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

LOS FÓSILES Y LA PALEOGEOGRAFÍA Y SIMPOSIOS DE LOS PROYECTOS DEL PROGRAMA INTERNACIONAL DE CORRELACIÓN GEOLÓGICA (UNESCO/TUGS) Nº 410 Y Nº 421

VOLUMEN I

Ayuntamiento de Albarracín
Fundación conjunto paleontológico de Teruel
Instituto de Estudios Turolenses
Universidad de Zaragoza

Albarracín • Teruel (España), 2001

Publicaciones del Seminario
de Paleontología de Zaragoza (SEPAZ)
Vol. 5 Dpto. Ciencias de la Tierra
Area de Paleontología. Universidad de Zaragoza
C/ Pedro Cerbuna 12, 5009 ZARAGOZA
Tel.: 976 76 10 76/Fax: 976 76 10 88
gmelende@posta.unizar.es

Depósito Legal: Z-2.771-01
Preimpresión: Ebrolibro S. L.
Impresión: Imprenta Félix Arilla, S. L.

ISBN-84-95480-40-9

PRINTED IN SPAIN

Índice

VOLUMEN I

CONFERENCIA INAUGURAL

- De José de Acosta (1540-1600) a Athanasius Kircher (1601-1680): Dos momentos en los albores de la Biogeografía.* L. SEQUEIROS..... 3

TEMA MONOGRÁFICO: LOS FÓSILES Y LA PALEOGEOGRAFÍA

- Identificación de las especies coralinas eocenas de la Formación Belsué-Atarés (Cuenca de Jaca, Pirineos).* G. ÁLVAREZ-PÉREZ, A. ALTUNA-PRADOS, P. BUSQUETS-BUEZO, y V. ETAYO-GARRALDA 31
- Paleobiogeografía de los bivalvos durante el Paleozoico Inferior y el Devónico.* C. BABIN y T. M. SÁNCHEZ..... 38
- Dataciones con palinomorfos en los materiales del tránsito Triásico-Jurásico de Poza de la Sal (Burgos).* E. BARRÓN, J. J. GÓMEZ y A. GOY.. 46
- Repartición biostratigráfica de los foraminíferos en la plataforma «urgoniense» de la Cuenca de Organyà (Pirineos).* J. M. BERNAUS, E. CAUS y A. ARNAUD-VANNEAU 56
- Paleogeografía del SE de España en el Mioceno Superior y Plioceno.* J. C. BRAGA, J. M. MARTÍN y J. AGUIRRE..... 63
- Ostrácodos do Jurássico Superior de Valverde (Bacia Lusitânica, Portugal): estudio preliminar.* M^a C. CABRAL, A. C. AZERÊDO e M. M. RAMALHO..... 68
- Middle-upper Oxfordian from west Sicily (section of Erice Difali): Ammonite biostratigraphy and palaeogeography.* C. D'ARPA AND G. MELÉNDEZ..... 74

IX

Índice

<i>Macroforaminíferos porcelanados del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior del Dhofar (Sultanato de Omán). A. GALLARDO, J. SERRA-KIEL, PH. FERRÁNDEZ-CANADELL, J. RAZIN, J. ROGER, C. BOIX Y E. CAUS</i>	83
<i>Siluriformes (peces): registro fósil y paleobiogeografía. M. GAYET Y F. J. MEUNIER</i>	90
<i>Caracterización climática de la transición Pleistoceno superior-Holoceno en el Sistema Ibérico. M^a J. GIL, M. B. RUIZ, M. DORADO, A. VAL-DEOLMILLOS Y A. PÉREZ-GONZÁLEZ</i>	100
<i>Interpretación del registro holoceno en la plataforma continental gallega a partir de foraminíferos planctónicos. R. GONZÁLEZ, G. FRANCÉS Y F. VILAS</i>	107
<i>Clypeorbinæ (Foraminifera) del Cretácico Superior del Tetis. L. HOTTINGER Y E. CAUS</i>	114
<i>Palaeobiogeography of pycnodontiform fishes (Actinopterygii, Neopterygii). J. KRIWET</i>	121
<i>Importancia paleobiogeográfica de la presencia de Sergipia (Inoceramidae) en Cassis (S de Francia). G. LÓPEZ Y J. PHILIP</i>	131
<i>Paleobiogeografía del género Genota Adams y Adams (Turridae, Gastropoda) en el Plioceno del Mediterráneo occidental y región Lusitánica. M^a C. LOZANO-FRANCISCO Y J. L. VERA-PELÁEZ</i>	137
<i>Bivalvos del Ladinense inferior en la región de Riópar (Albacete, España). A. MÁRQUEZ-ALIAGA, J. J. GÓMEZ Y A. GOY</i>	144
<i>El nivel límite Jurásico Medio-Superior (Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío) en Moneva (Zaragoza): Tafonomía y análisis de facies. G. MELÉNDEZ Y J. RAMAJO</i>	153
<i>Aalenian calcareous nannofossil biohorizons of some sections, from Lusitanian Basin and Basque-Cantabrian Area. N. PERILLI, M. H. HENRIQUES AND M. URETA</i>	162
<i>Microflora criptogâmica da Bacia Bauru (Cretáceo Superior), Minas Gerais, Brasil. M^a C. E. SENRA, M. R. LISBÔA E L. H. S. SILVA</i>	167
<i>Análise tafonômica das associações fossilíferas e interpretação paleoambiental da Bacia Bauru (Cretáceo Superior), sudeste do Brasil. M^a C. E. SENRA E L. H. S. SILVA</i>	173
<i>Ocorrência de construções estromatolíticas holocénicas na porção marginal Lagoa Salgada, Rio de Janeiro, Brasil. L. H. S. SILVA E M^a C. E. SENRA</i>	177

Índice

<i>Novo registro de estromatólitos recentes no estado do Rio de Janeiro (Brasil): exemplo da Lagoa Pernambuco. L. H. S. SILVA E M^a C. E. SENRA</i>	183
<i>Paleobiogeografía y paleoecología de la subfamilia Clavatulinae (Turridae, Gastropoda) en el Plioceno del Mediterráneo occidental y región Lusitánica. J. L. VERA-PELÁEZ Y M. C. LOZANO-FRANCISCO</i>	189
TEMA LIBRE	
<i>Primer registro de fragmentos de cáscara de huevo de ave en el Terciario de la Cuenca del Ebro. O. AMO Y C. LAPLANA</i>	199
<i>Cuantificación del evento evolutivo del límite Cretácico/Terciario en El Kef (Túnicia) basado en foraminíferos planctónicos. I. ARENILLAS, J. A. ARZ Y E. MOLINA</i>	206
<i>Hyaenids as collecting agents of bones in the Plio-Pleistocene record of Spain. A. ARRIBAS AND P. PALMQVIST</i>	211
<i>Remarks on the archaeological and palaeontological record from Orce (Lower Pleistocene, Guadix-Baza basin, southeastern Spain). A. ARRIBAS AND P. PALMQVIST</i>	219
<i>New evidence on the interaction between humans and megafauna in South America. A. ARRIBAS, P. PALMQVIST, J. A. PÉREZ-CLAROS, R. CASTILLA, S. F. VIZCAÍNO AND R. A. FARIÑA</i>	228
<i>Primeros dientes de terópodo (Dinosauria, Saurischia) en la Formación Villar del Arzobispo (Tithónico-Berriasiense): yacimientos Cuesta Lonsal y Las Cerradicas-2 (Galve, Teruel). J. L. BARCO Y J. I. RUIZ-OMENACA</i>	239
<i>Primeros restos postcraneales de terópodo (Dinosauria, Saurischia) en la Formación Villar del Arzobispo (Tithónico-Berriasiense): Un centro vertebral caudal del yacimiento Carretera (Galve, Teruel). J. L. BARCO Y J. I. RUIZ-OMENACA</i>	247
<i>Descripción de un fragmento proximal de fémur de Titanosauridae (Dinosauria, Sauropoda) del Maastrichtiense superior de Serraduy (Huesca). J. I. CANUDO</i>	255
<i>Precisiones sobre la posición taxonómica de Aragosaurus ischiaticus (Dinosauria, Sauropoda). J. I. CANUDO, J. L. BARCO, R. ROYO-TORRES Y J. I. RUIZ-OMENACA</i>	263

Índice

<i>Datos preliminares del Jurásico del perfil de Malvariche en Sierra Espuña (Complejo Maláguide: Zonas Internas Béticas).</i> J. E. CARACUEL, J. SANDOVAL, M. MARTÍN-MARTÍN, A. ESTÉVEZ Y I. MARTÍN-ROJAS.	271
<i>Análisis de la variación morfológica del parietal en el lagarto gigante de El Hierro (Gallotia simonyi Steindachner, 1889), El Hierro, Islas Canarias.</i> C. CASTILLO, J. J. COELLO Y E. MARTÍN	278
<i>Funciones de la ornamentación oblicua durante la evolución de bivalvos.</i> A. CHECA Y A. JIMÉNEZ	287
<i>Nuevos hallazgos de artiodáctilos en el yacimiento de Caenes (Salamanca, Eoceno Medio).</i> M. A. CUESTA RUIZ-COLMENARES	294
<i>Protolenus (Hupeolenus) Geyer 1990 (Trilobita) en el Bilbiliense (Cámbrico Inferior) de Jarque (Zaragoza, Cadenas Ibéricas).</i> M ^a E. DIES, R. GOZALO Y E. LIÑAN	301
<i>El paisaje vegetal de la Llanura Manchega durante el tardiglacial.</i> M. DORADO, A. VALDEOLMILLOS, M ^a B. RUIZ Y M ^a J. GIL	310
<i>Análisis preliminar de la ictiofauna del yacimiento medieval de Área (Viveiro, Lugo).</i> M ^a C. FERRÉ Y J. M. REY	318
<i>The Lower Toarcian (Lower Jurassic) extinction event of SW-Europe: palaeoecological data.</i> M. GAHR	323
<i>Nuevo ejemplar de euriptérico (Arthropoda, Chelicerata) en el Carbonífero ibérico.</i> J. C. GUTIÉRREZ-MARCO E I. RÁBANO	326
<i>Variación de la longitud del primer molar inferior en arvicolinos rizodontos (Arvicolinae, Rodentia, Mammalia).</i> C. LAPLANA Y G. CUENCA-BESCÓS	334
<i>Nuevos datos y reinterpretación del yacimiento jurásico de icnitas de dinosaurio de la playa de La Griega (Colunga, Asturias).</i> J. LIRES, L. PIÑUELA Y J. C. GARCÍA-RAMOS	342
<i>Impresiones tegumentarias de icnitas de dinosaurios saurópodos del Jurásico de Asturias (España).</i> J. LIRES, L. PIÑUELA Y J. C. GARCÍA-RAMOS	348
<i>Foraminíferos del Triásico Medio del sector central de la Cordillera Bética (España).</i> L. MÁRQUEZ Y A. PÉREZ-LÓPEZ	354

CONFERENCIA INAUGURAL

De José de Acosta (1540-1600) a Athanasius Kircher (1601-1680): Dos momentos en los albores de la Biogeografía

L. SEQUEIROS¹

Abstract The present Palaeontological Meeting is devoted to Fossils and Biogeographical problems. But in the XVI and XVII centuries, two different authors, José de Acosta (1540-1600) and Athanasius Kircher can be considered as praecursors of biogeographical ideas. In the present paper their lives, works and biogeographical thinking proposals are shown.

Key words: Biogeography, José de Acosta, Athanasius Kircher, history of Biological Sciences, evolution, ecology.

Palabras clave: Biogeografía, José de Acosta, Athanasius Kircher, historia de las Ciencias Biológicas, evolución, ecología.

Introducción

La Biogeografía (Simpson, 1985: 95ss) se desarrolla como ciencia autónoma en el siglo XIX. Su objetivo era cartografiar y caracterizar las regiones principales de la Tierra en función de sus faunas. Gracias en especial a la labor de dos zoólogos británicos, Philip Lutley Sclater y Wi-

¹ Área de Filosofía. Facultad de Teología. Apartado 2002. 18080 Granada. lsequeiros@probesi.org.

William Lutley Sclater, padre e hijo, las faunas vivas se adscribieron a seis regiones. Pronto surgieron las preguntas sobre las migraciones de las faunas y los «corredores» o «pasillos» entre regiones.

Pero en los inicios de la disciplina que estudia la distribución geográfica de los ecosistemas del presente y los del pasado encontramos dos figuras que recordamos en esta conferencia: las figuras de José de Acosta y de Athanasius Kircher. Posiblemente haya otras figuras históricas de más entidad que éstas. Pero las razones para elegirlos son muy simples y a la vez arbitrarias: entre ellas, el que Acosta, fue conmemorado el año pasado con ocasión de los 400 años de su fallecimiento; y que Kircher es recordado este año 2001 en el 400 aniversario de su nacimiento.

A José de Acosta se le ha denominado «Plinio del Nuevo Mundo» y «fundador de la Biogeografía». Por su parte, Athanasius Kircher presenta una imagen global de la Tierra que enriquece e ilumina las diversas teorías de la Tierra que fundamentan muchos problemas biogeográficos (Sierra, 1981; Sequeiros, 2001). Precisamente, en estos meses se ha reactivado el debate sobre la dinámica interna de la Tierra y la configuración de la geografía superficial (Gurnis, 2001).

1. José de Acosta, «fundador de la Biogeografía»

José de Acosta fue un misionero en América Hispánica en el siglo XVI y que mereció ser llamado por el gran científico y viajero alemán Alexander von Humboldt «el Plinio del Nuevo Mundo». Como reconocía hace ya un siglo uno de sus biógrafos, José Rodríguez Carracido (1899), «en la historia de la ciencia española descuellan, como figuras cuya magnitud no fue superada por las más eminentes de sus contemporáneos extranjeros, las de los tratadistas que se ocuparon de los asuntos de América; y de este aserto son testimonio irrecusable la universal notoriedad, y su persistencia al través de los siglos, de las obras de Fernández de Oviedo y del P. José de Acosta, de Álvaro Alonso Barba y del P. Bernabé Cobo, entre otros muchos».

Se compara aquí la obra de Acosta con la de otros tres grandes geógrafos y naturalistas: Fernández de Oviedo, Alonso Barba y Bernabé Cobo. Gonzalo Fernández de Oviedo y Cortés (1478-1557) fue autor de la monumental *Historia general y natural de las Indias* (Sevilla. Salamanca, 1535-1537); Álvaro Alonso Barba (1569-1662), «andaluz de Lepe», fue

EL P. JOSÉ DE ACOSTA

Y SU IMPORTANCIA

EN LA

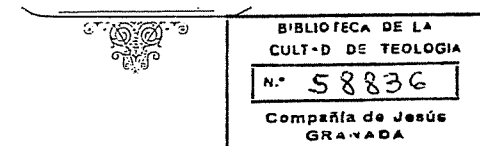
Literatura Científica Española

por

D. JOSÉ R. CARRACIDO

OBRA PREMIADA

EN PÚBLICO CERTAMEN POR LA REAL ACADEMIA ESPAÑOLA
É IMPRESA Á SUS EXPENSAS



MADRID
EST. TIPOGRÁFICO «SUCESESORES DE RIVADENEYRA»
IMPRESORES DE LA REAL CASA
Paseo de San Vicente, núm. 20
1899

Figura 1. Portada del libro de José Rodríguez Carracido (1899): *El P. José de Acosta y su importancia en la Literatura Científica Española*. Esta obra fue presentada a un concurso convocado por la Real Academia de Ciencias, obteniendo el premio correspondiente.

autor de *El Arte de los Metales* (publicado en 1640); Bernabé Cobo (1572-1657) publicó la *Historia del Nuevo Mundo* en Lima en 1553 (Vernet, 1975).

De las obras del P. Acosta, este trabajo hará referencia preferente a la *Historia Natural y Moral de las Indias*², por su importancia y, sobre todo, por contener una interpretación transida de modernidad. En ella se plantea la interacción entre naturaleza y sociedad en la América del siglo XVI, postulando la posibilidad de una interpretación tímida pero evolutiva de la realidad animal, vegetal y cultural.

José de Acosta nació en 1540 en la ciudad castellana de Medina del Campo (Alcina Franch, 1987; Moreyra, 1940; O'Gorman, 1962). Muy joven entró en la Compañía de Jesús y en 1571, cuando contaba 31 años de edad, Acosta es destinado a las misiones de los Andes (Lopetegui, 1940, 1942). Un año más tarde, el 28 de abril de 1572, llegaba por fin a Lima (del Pino, 1978, 1982).

Siendo provincial de los jesuitas en el Perú, realizó al menos tres largos viajes por el interior del país visitando las misiones allí establecidas, lo que le permitió un conocimiento real y exacto de la naturaleza y de la vida social de los indígenas. Enfermo y cansado por los viajes y los enfrentamientos con los poderes políticos españoles, pide volver a la metrópoli. A principios de julio de 1586, José de Acosta llega a Nueva España, residiendo en la capital, México. Allí, su hermano Bernardino, también jesuita, era Rector del Colegio de Oaxaca. Durante su estancia en México, Acosta procuró documentarse lo más posible para la redacción de la *Historia Natural y Moral de las Indias* que había iniciando años antes. Después de haber pasado casi un año en México, el P. Acosta embarcó el 18 de marzo de 1587 camino de España.

² J. de Acosta, *Historia Natural y Moral de las Indias, en que se tratan las cosas notables del Cielo, elementos, metales, plantas y animales dellas; y los ritos, ceremonias, leyes y gobierno y guerras de los indios. Compuesta por el Padre Joseph de Acosta, Religioso de la Compañía de Jesús, dirigida a la Serenísima Infanta Doña Isabel Clara Eugenia de Austria*. Impreso en Sevilla, en Casa de Juan León, año de 1590. Ediciones: (2ª) Barcelona, 1591; (?) Sevilla, 1591; (3ª) Madrid, 1608; (?) Madrid, 1610; (?) 1752; (4ª) Madrid, 1792; (5ª) Madrid, 1894; (6ª) México, 1940; (7ª) Madrid, 1954; (8ª) FCE, México, 1962; (9ª) Valencia, 1973; (10ª) Madrid, 1987. Traducciones antiguas: italiana: Venecia, 1596. Francesa: París, 1598, 1605, 1606, 1616, 1661. Alemanas: Colonia 1598, 1600, 1615; Ursel, 1605; Francfort, 1617. Inglesas: Londres, 1598, 1604, 1684, 1880. Holandesa: Enchuysen, 1598, 1624. Latina: Francfort, 1590. 1634.

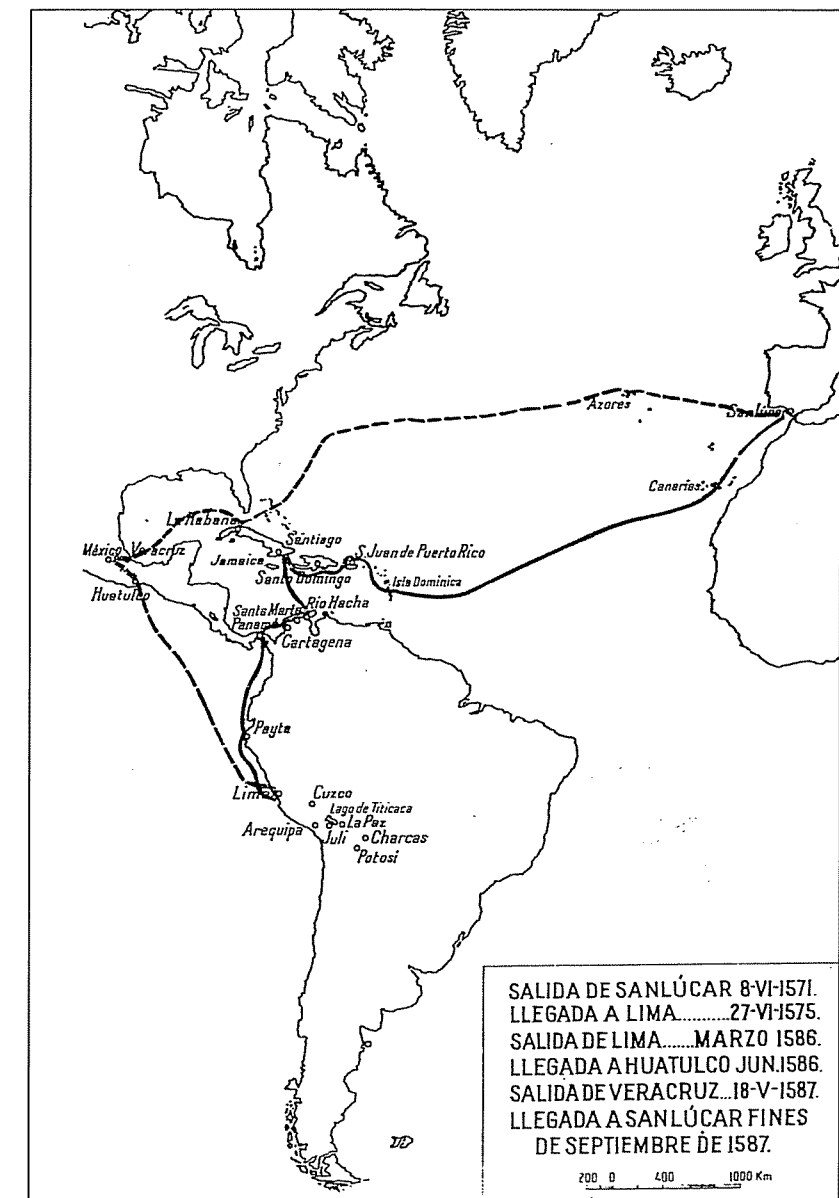


Figura 2. Esquema de los viajes transoceánicos realizados por José de Acosta entre 1571 y 1587.

En septiembre de ese año llegaban a Sanlúcar, al puerto del que partió diecisiete años antes. En España y en esta época (1588-1592) la actividad editora del P. Acosta fue muy intensa. En 1588 salía editado en Salamanca su primer libro, que reunía el *De Procuranda Indorum Salute* precedido del tratado *De Natura Novi Orbis*. En 1590, salía de las prensas de Sevilla el libro más famoso de cuantos escribió: la *Historia Natural y Moral de las Indias*.

Han sido muchos los investigadores que han comentado la obra más conocida de Acosta (Beddall, 1977). Este no pretendió hacer en su *Historia* una revisión exhaustiva de los fenómenos y seres naturales de América, sino razonar sobre su significado apoyándose en una selección de ellos (Templado, 1974).

Las ideas biogeográficas de Acosta

José de Acosta se pregunta en su *Historia Natural y Moral de las Indias*, publicada por vez primera en Sevilla en 1590, «Cómo sea posible haber en las Indias animales que no hay en otra parte del mundo». El profesor Emiliano Aguirre, hace ya más de cuarenta años publicó un documentado trabajo sobre este problema (Aguirre, 1957). Muchos capítulos de la *Historia* de Acosta se dedican a la descripción de los animales y plantas americanos. Cómo llegaron hasta allí parece poder tener una solución fácil para Acosta, aunque revolucionaria para su época:

«Halláronse, pues, animales de la misma especie que en Europa, sin haber sido llevadas de españoles. Hay leones, tigres, osos, jabalíes, zorras y otras fieras y animales silvestres, de los cuales hicimos en el primer libro argumento fuerte, que no siendo verosímil que por mar pasasen en Indias, pues pasar a nado el océano es imposible, y embarcarlos consigo hombres es locura, síguese que por alguna parte donde el orbe de continú y avecina al otro, hayan penetrado, y poco a poco poblado aquel mundo nuevo. Pues conforme a la Divina Escritura, todos estos animales se salvaron en el Arca de Noé, y de allí se han propagado en el mundo» (J. de Acosta, *opus. cit.*, Libro IV, capítulo XXXIV).

Pero el problema más difícil de resolver es cómo explicar la existencia en América de animales y plantas diferentes a los de Europa. Acosta lo formula así en este texto, muy citado por los ecólogos actuales:

«Mayor dificultad hace averiguar qué principio tuvieron diversos animales que se hallan en las Indias y no se hallan en el mundo de acá.

13

LIBRO PRIMERO DE LA HISTORIA NATURAL Y MORAL DE LAS INDIAS.

CAP. I. De la opinión que algunos autores tuvieron
que el cielo no se extendía al nuevo mundo.

NUNCA VIERON TAN LEXOS
los antiguos de pensar que viese gentes en
el nuevo mundo, que muchos dellos no qui-
sieron creer que aia tierra de esta parte, y lo
que es más de maravillar, no faltó quien también negasse
aver aca de lo que vemos. Porque aunque es ver-
dad que los antiguos y los mejores de los Philosophos tui-
eron que el cielo era todo redondo, como en efecto lo es,
y que así rodeaba por todas partes la tierra y la encerra-
ua en sí: con todo esto algunos y no pocos, ni de los de me-
nos autoridad entre los sagrados Doctores, tuvieron dife-
rente opinión, imaginando la fábrica de este mundo a ma-
nera de vna casa, en la qual el techo que la cubre solo la
rodea por lo alto, y no la cerca por todas partes. Dando
por razón de esto, que de otra suerte estuviera la tierra en
medio colgada del ayre, que parece cosa ignea de toda
razón. Y también que en todos los edificios vemos que
el cimiento está de vna parte, y el techo de otra contraria:
B y así

Figura 3. Primera página de la edición original (Sevilla, 1590) de la *Historia Natural y Moral de las Indias* de José de Acosta.

Porque si allá los produjo el Criador, no hay que recurrir al Arca de Noé, ni aún hubiera para qué salvar entonces todas las especies de aves y animales si habían de criarse de nuevo; ni tampoco parece que con la creación de los seis días dejara Dios el mundo acabado y perfecto, si restaban nuevas especies de animales por formar, mayormente animales perfectos, y de no menor excelencia que esotros conocidos» (J. de Acosta, *opus cit.*, Libro IV, cap. XXXVI).

Biogeografía y «evolución» en José de Acosta

Acosta propone tres soluciones posibles a estos problemas biogeográficos observados. En ellas intervienen argumentos naturalistas y filosóficos. De estas soluciones, una se resuelve en el campo de la Teología, pero no despeja la incógnita. Otra de las posibles soluciones tiene un presupuesto teológico, y combina factores biológicos, geográficos y religiosos. Esta es la solución preferida por él. La tercera solución al problema, que no la evade, es sorprendentemente evolucionista, aunque le deja perplejo.

1. Primera solución: «Allá los produjo el Creador»: la solución teológica

El P. José de Acosta formula de dos modos diferentes y complementarios la solución teológica: «Allá los produjo el Creador» e «hizo Dios nueva formación de animales». Esta es la solución que exige la creencia en una nueva creación diferente a la original.

Sin embargo, Acosta no está muy de acuerdo con esta solución. Aduce para ello dos razones: la primera, que esto equivale a suponer que no había quedado perfecto el mundo con la creación relatada en el primer capítulo del Génesis; y la segunda razón, es ésta: si se acepta una creación postdiluviana, no habría hecho falta salvar las especies en el arca de Noé. Evidentemente, estos argumentos se entienden perfectamente dentro del paradigma diluvista imperante en el siglo XVI y que se prolonga hasta el siglo XIX (Pelayo, 1995; Capel, 1985; Young, 1998).

2. Segunda solución: «Se conservaron en el Arca de Noé...y se fueron a distintas regiones»: la solución teológico-geográfica

Textualmente dice Acosta: «Se conservaron en el Arca de Noé», y «por instinto natural y Providencia de cielo, diversos géneros se fueron

a diversas regiones, y en algunas de ellas se hallaron tan bien, que no quisieron salir de ellas, o si salieron no se conservaron...».

Esta es la solución aceptada por Acosta. Tiene un carácter teológico-creacionista, pero que se enriquece con la primera formulación histórica de la teoría de la dispersión geográfica y la adaptación biológica de las especies a medios ambientes diversos. Con toda razón se considera a Acosta fundador de la Paleobiogeografía histórica.

Los argumentos del Padre Acosta se fundamentan en la hipótesis creacionista y diluvista como paradigma explicativo de la diversidad biológica del planeta. Está persuadido de la creación por Dios de todos los seres vivos al inicio de los tiempos y de la existencia de un Diluvio exterminador para hombres pecadores y animales impuros. De este acontecimiento divino solo se salvan los humanos y los animales protegidos por el Arca de Noé.

El autor de la *Historia Natural y Moral de las Indias* se pregunta sobre lo que ocurrió después del Diluvio. La opinión del P. Acosta puede ser considerada revolucionaria para su época:

«... Por instinto natural y Providencial del Cielo, diversos géneros se fueron a diversas regiones, y en algunas de ellas se hallaron tan bien, que no quisieron salir de ellas, o si salieron no se conservaron, o por tiempo vinieron a fenecer, como sucede en muchas cosas. Y si bien se mira, esto no es caso propio de Indias, sino general de otras muchas regiones y provincias de Asia, Europa y África: de las cuales se lee haber en ellas castas de animales que no se hallan en otras; y si se hallan, se sabe haber sido llevadas de allí. Pues como estos animales salieron del Arca: *verbi gratia*, elefantes, que solo se hallan en la India oriental, y de allá se han comunicado a otras partes, del mismo modo diremos de estos animales del Perú, y de los demás de Indias, que no se hallan en otras partes del mundo» (J. de Acosta, *Historia natural y moral de las Indias*, Libro IV, cap. XXXVI).

Esta hipótesis excluye toda posibilidad de evolución o cambio biológico: la migración y adaptación de los animales a nuevos nichos ecológicos implica sólo para Acosta supervivencia pero no cambio biológico. Por ello, los animales de América tuvieron en otro tiempo una distribución más amplia y de han extinguido quedando solo confinados al Nuevo Mundo. No es necesario acudir a otras hipótesis como las de las creaciones diferentes en cada continente.

Por lo demás, Acosta sabe que la adaptación y confinamiento en lo que hoy los ecólogos llaman un nicho ecológico no es un caso único de América. Tiene la intuición de extender el paradigma paleobiogeográfico a otras regiones convirtiéndolo en una *ley general biológica*: «y si bien se mira, esto no es un caso propio de Indias, sino general de otras regiones y provincias de Asia, Europa y África». Pero Acosta va más allá en su interpretación. No solo registra el *factum* —la evidencia naturalística y el mecanismo inmediato— sino que aborda la cuestión de los factores profundos, cualitativos: sin dudar, proporciona una respuesta doble, biológica y a la vez religiosa: «por instinto natural y Providencia del Cielo».

Por otra parte, se ha de destacar que Acosta, a finales del siglo XVI, al hablar del hombre americano afirma que pudo pasar «caminando por tierra». De este modo, intuye la existencia del estrecho de Behring, que no fue descubierto hasta 1741.

3. Tercera solución: «Reducirlos a los de Europa»: la solución evolucionista

La hipótesis evolucionista entra en el pensamiento de Acosta con toda espontaneidad, con plena franqueza y honradez no mediatizada ni forzada por solución preconcebida. Para nuestro autor, todos los animales de América no serían otra cosa que una modificación de los originales de Europa. Ello supondría aceptar un cierto «transformismo»: la diferencia en distintos caracteres de los animales pudo ser causada por diversos accidentes. Es decir: por un cambio accidental de sus caracteres y que éstos luego pasan modificados a los descendientes. El capítulo XXXVI (Libro IV) de su *Historia* ha sido citado en muchas ocasiones, pese a su brevedad, como uno de los textos más lúcidos y que intuyeron (aunque sin aceptarla) la posibilidad evolutiva que Darwin (1859) describe y acepta dos siglos más tarde. El texto siguiente considera abiertamente esta posibilidad:

«También es de considerar, si los tales animales difieren específica y esencialmente de todos los otros, o si su diferencia accidental, que pudo ser causada de diversos accidentes, como en el linaje de los hombres, ser unos blancos y otros negros, unos gigantes y otros enanos. Así, *verbi gratia*, en el linaje de los simios ser unos sin cola y otros con cola, y en el linaje de los carneros ser unos rasos y otros lanudos: unos grandes y recios, y de cuello muy largo, como los del Perú; otros pequeños y de pocas fuerzas, y de cuellos cortos, como los de Castilla» (J. de Acosta, *Historia natural y moral de las Indias*, Libro IV, cap. XXXVI).

Pero las ideas biológicas de su época así como el peso indudable de la Teología escolástica, impiden dar el paso definitivo. El mérito de Acosta es haber intuido la posibilidad de un cambio morfológico que se prolonga en la descendencia biológica. Sin embargo, sus naturales y comprensibles prejuicios heredados de la filosofía escolástica, le impiden aceptar el hecho de la evolución. El principio «nadie da lo que no posee», obliga a Acosta a aceptar la fijeza de las especies biológicas. Las «especies» en filosofía difieren por algo *esencial* y son, por tanto, irreductibles: de una especie no puede salir aquello que constituye diferencialmente la otra especie (Álvarez López, 1943). Su contexto cultural e intelectual le impiden avanzar más: las diferencias no le permiten aceptar la *descendencia*, por la que se define la evolución orgánica:

«Quien por esta vía de poner sólo diferencias accidentales pretendiere salvar la propagación de los animales de Indias, y reducirlos a las de Europa, tomará carga, que mal podrá salir con ella. Porque si hemos de juzgar a las especies de los animales por sus propiedades, son tan diversas que quererlas reducir a especies conocidas de Europa, será llamar al huevo, castaña» (J. de Acosta, *opus cit.*, Libro IV, cap. XXXVI).

El P. Acosta zanja la cuestión con este comentario irónico, que ha de interpretarse —según Aguirre (1957)— como expresión de la perplejidad de Acosta ante una solución que le era muy difícil de aceptar. Pero será necesario avanzar casi un siglo para encontrarnos un pensamiento similar sobre los aspectos de la Biogeografía: el pensamiento de Athanasius Kircher.

2. El Geocosmos, el Arca de Noé y la Biogeografía en Athanasius Kircher (1601-1680)

José de Acosta, ya lo hemos visto, aportó interesantes contribuciones a la interpretación de la diversidad de animales y plantas en América respecto a las que se encuentran en Europa. De este modo, se inicia —según los autores— el desarrollo de la Biogeografía.

Pero un siglo más tarde se encuentra otro autor, menos conocido que Acosta, y que tiene también interesantes aportaciones a algunos aspectos biogeográficos. Se trata de Athanasius Kircher, del que este año 2001 se conmemora el cuarto centenario de su nacimiento.

Athanasius Kircher, nacido casi un año después del fallecimiento de Acosta, presenta una visión que podemos llamar complementaria a la del autor de la *Historia Natural y Moral de las Indias*. Por los pasajes de dos de sus obras, *Mundus Subterraneus* (1665)³ y *El Arca de Noé* (1675)⁴ sabemos que Kircher conocía la obra de Acosta puesto que lo cita en diversos pasajes.

Athanasius Kircher nació en Geisa (Ghysen), cerca de Fulda (provincia de Hesse-Nassau, en Sajonia-Weimar) un 2 de mayo de 1601 (Sommervogel, 1893). El 2 de octubre de 1618 ingresa como novicio en la Compañía de Jesús, y estudia Humanidades clásicas, Filosofía Escolástica, Ciencias Naturales y Matemáticas hasta 1622. Estos estudios los completó un año más en Múnster y Colonia (Sequeiros, 2001). Fue profesor en Würzburg y en Avignon. Desde 1633, cuando cuenta 32 años de edad, es profesor de Matemáticas, Astronomía y Ciencias de la Naturaleza en el Colegio Romano. Los últimos 47 años de su vida, desde 1633 hasta 1680, fecha de su fallecimiento, Kircher permanece en la ciudad eterna.

La obra escrita de Kircher es muy extensa y aborda los temas más variados. Desgraciadamente, una gran parte de su obra permanece aún inédita. La obra impresa de Kircher es de 44 títulos de muy diversos temas⁵.

³ El libro más paradigmático de Kircher, *Mundus Subterraneus*, tuvo una primera edición en 1665, pero la que alcanzó más difusión fue la segunda, de 1678 (muy poco antes del fallecimiento de su autor). El título original es: *Athanasii Kircheri e Soc. Iesu. Mundus Subterraneus, in XII Libros digestus; quo Divinum Subterrestris Mundi Opificium, mira Ergasteriorum Naturae in eo distributio, verbo pantamorfon Protei Regnum, Universae denique Naturae Majestas et divitiae summa rerum varietate exponuntur*....Amsterdam, 1665, 2 vol., 346 y 487 pág. La portada, grabada en Roma, está fechada en 1664. De ella se hizo una crónica en *Journal de Savants*, 1666, pág. 299-305 y 347-352. La segunda edición se editó también en Amsterdam trece años después (1678). Tiene dos tomos y aporta nuevas observaciones, con lo que el número de páginas es superior: 2 vol., 366 y 507 páginas. La traducción de los textos que se presentan están tomados de Sierra (1981).

⁴ A. Kircher: *Athanasii Kircheri e Sos. Iesu Arca Noë in tres libros digesta*... Amsterdam, 1675, 240 páginas. El permiso para imprimirlo es de 1669, y la dedicatoria al Rey de España, de 1673. Hay una edición española: *El Arca de Noé. El mito, la naturaleza y el siglo XVIII*. Ediciones Octo, Madrid (1989), Edición de Atilano Martínez Tomé, 319 páginas.

⁵ La relación más completa de las obras, tanto publicadas como inéditas de Kircher puede encontrarse en: C. Sommervogel (1893): *Bibliothèque de la Compagnie de Jésus*. Bruselas-París, parte I, vol. 9, columnas 1070-1077. De igual modo, los manuscritos y su correspondencia son muy amplios. Recientemente (2000), se acaba de publicar un catálogo del fondo kircheriano. Consta de 2.587 documentos en 20 lenguas, con cartas que proceden de 336 ciudades en 42 países.



Figura 4. Athanasius Kircher (1601-1680) según un retrato existente en el Colegio Romano.

El Geocosmos de Kircher

Kircher acuña un concepto nuevo que ha pasado al vocabulario científico: es el concepto de *Geocosmos* que se introduce para interpretar dentro de él los fenómenos naturales globales del planeta Tierra. Pero, ¿cómo surge la idea del *Geocosmos* en la mente de Kircher? El año 1638 hay que considerarlo, según sus biógrafos, fundamental para la obra geográfica y geológica del padre Athanasius Kircher. Según él mismo escribe en el capítulo I del llamado *Prefatio a Mundus Subterraneus* (su obra más brillante), tuvo la ocasión de ponerse en contacto directo con la naturaleza geológica:

«Estaba yo agitado por la gran fuerza de mis pensamientos (sobre el interior de la Tierra) y sucedió que en aquel tiempo y por mandato de mis superiores me incorporé en concepto de confesor al séquito del excelentísimo príncipe Federico, landgrave de Hesse, luego dignísimo cardenal, en el viaje que emprendía a Sicilia y Malta. Interpreté esta ocasión como suministrada por la providencia de Dios y maravillosamente oportuna para ejecutar mi empresa. Y no me equivocaba» (A. Kircher, *Mundus Subterraneus*, escrita en 1660, publicada en 1665. *Prefacio*, cap. I).

Kircher, tal como él mismo describe minuciosamente, recorrió en ese viaje las islas de Malta y de Sicilia, ascendió al volcán Etna, estudió las corrientes marinas del estrecho de Messina. De vuelta hacia Roma tuvo la «suerte» (para él) de experimentar directamente el terremoto de Calabria y ascendió para estudiarlo al cráter del Vesubio en Nápoles. Estas experiencias son las que le movieron a escribir, primero el *Iter Extaticum* en 1654, luego el *Prefatio* de 1660 a *Mundus Subterraneus* (que no llegó a publicarse hasta 1665) y al fin de sus días (1675) *El Arca de Noé*. De igual modo, en 1660 tenía escrito un resumen de su obra a la que llamó *Synopsis* y que fue publicada en la segunda edición del *Iter Extaticum*.

Las escenas maravillosamente descritas en el *Prefatio* a su *Mundus Subterraneus* muestran la viveza de una experiencia muy intensa, como escribe el profesor Eduardo Sierra (1981). En su mente poderosa se fueron fraguando las ideas que le llevaron a sus estudios de la Tierra o *Geocosmos* (como acostumbra a denominarla). Es entonces cuando concibió el proyecto de publicar una gran obra sobre la Tierra. A su regreso a Roma inicia inmediatamente la redacción de su gran cosmovisión científica, filosófica y teológica sobre el *Geocosmos*.

Basándose en el organicismo (Capel, 1980, 1985; Sequeiros, 2001), Kircher concibe en su poderosa mente una gran obra de síntesis. El pri-

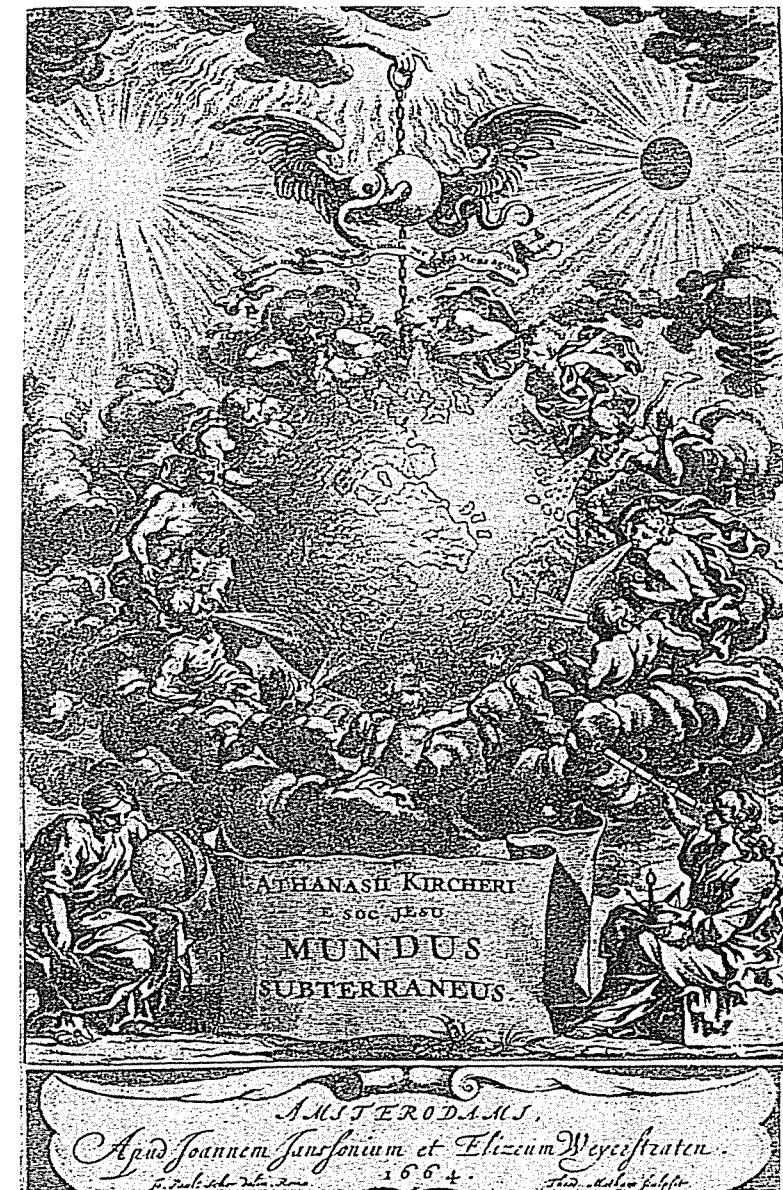


Figura 5. Figura alegórica en la portada de la primera edición de *Mundus Subterraneus* de Athanasius Kircher (Amsterdam, 1665). En ella, Dios Padre sostiene con una cadena desde el cielo la esfera terrestre, mientras doce vientos actúan sobre ella.

mer ensayo general de su obra se publica en 1654, añadido a la primera edición de su *Iter Extaticum*. El *Iter Exstaticum coeleste et terrestre*⁶, contiene ya un desarrollo embrionario completo de las ideas de Kircher. Este texto resume algunas de las ideas:

«Así es, benévolo lector: Este órgano puede llamarse con toda razón el argumento de esta obra que titulamos *El mundo subterráneo*. Un órgano verdaderamente armónico en número, peso y medida, por plan de Dios trino y providentísimo así dispuesto y adaptado, que aunque en los más íntimos escondrijos y lugares ocultos tenga instrumentos recónditos para su operación, sin embargo, por conductos subterráneos y por una inmensa multitud de tubos y fístulas hace oír la modulación de sus sonidos y tanta variedad de las más diversas voces que es evidente que no hay nada en todo el mundo sublunar que no esté imbuido por su armonía simpática y por su número, peso y medida. Tratamos este órgano en doce libros...» (A. KIRCHER, *Prefatio a Mundus Subterraneus*. Cap. I: Sobre la ocasión de esta obra y sobre los viajes del autor. Escrito en 1660 y publicado en 1665; traducción de E. Sierra, *opus cit.*, p. 21)

Durante muchos siglos, los viajeros y primeros geólogos (hasta la época de Hutton, al final del siglo XVIII) creían en la existencia del «fuego central de la Tierra» y que éste impulsaba la lava hacia el exterior, expulsándola violentamente por las bocas de los volcanes. La idea central de la concepción del *Geocosmos* de Kircher es la de que la Tierra es como un vasto organismo (el *Macrocosmos*), con una osamenta pétrea constituida por las cordilleras montañosas, con un núcleo central formado de fuego, y con grandes cavidades subterráneas por las que circula el fuego (los *pirofilacios*), otras por las que fluye el agua (los *hidrofilacios*), y otras por las que el viento sopla (los *aerofilacios*) (Sequeiros, 2001).

⁶ El título del libro es (C. Sommervogel, *opus cit.*, tomo 4, pp. 1056 ss): *Athanasii Kircheri e Soc. Iesu Itinerarium extaticum quo mundi opificium id est Coelestis expansi, siderumque tam errantium quam fixorum natura, vires, proprietates, singulorumque compositio et structura, ab infimo Telluris globo, usque ad ultima Mundi confinia, perfecti raptus integumentarum explorata, nova hypothesis exponitur ad veritatem Interlocutoribus Cosmiele et Theodidacto....* Romae, typis Hypolitis Maseardi, (1656), 464 pág. La segunda edición está fechada en Würzburg en 1660 y está corregida por su discípulo Caspar Schott. Contiene al final de la misma la llamada «synopsis» (pp. 684-689). El título correcto es: *Iter extaticum Kircherianum Praelusionibus et Scholiis illustratum Schematibus exornatum a P. Gasp. Schotto Societate Iesu*, 1660.

Kircher, diluvista convencido

Kircher se declara abiertamente «diluvista». Fiel a los principios religiosos y científicos de su tiempo, la creencia en la historicidad de un fenómeno acuático catastrófico acaecido muy pronto en la historia de la humanidad no era discutible en el siglo XVII. Desde el siglo XVII y adentrándose en el siglo XVIII toma cada vez más protagonismo la idea (que se suele justificar filosófica y científicamente por los naturalistas y teólogos) de que, tras el pecado de los primeros padres y el Diluvio, la creación entera ha entrado en un proceso de *degrada-*



Figura 6. Esquema de la geografía de América del Sur en *Mundus Subterraneus* de Athanasius Kircher (Amsterdam, 1665). Todos los ríos de América provienen de un gran *hidrofilacio* supuestamente situado al pie de los Andes.

ción, de decadencia y de ruina. En Inglaterra y en Europa, las ideas de la *degradación, decadencia y ruina* del mundo tras el Diluvio estuvieron presentes en los trabajos de los filósofos naturales (sobre todo, estudiosos de los fósiles, considerados ahora vestigios de la ruina) que proyectaron sus ideas teológicas sobre el estudio de la naturaleza. En especial, las ideas de los teólogos y naturalistas Burnet y Woodward tuvieron mucha influencia sobre los naturalistas del continente europeo. Será necesario aludir brevemente a ellos, aunque sus obras son ligeramente posteriores a las de Kircher. De todas formas, recogen el estado de la *ciencia normal* del *paradigma* imperante durante el siglo XVII.

Dos son los autores «diluvistas» del siglo XVII que recogen algunas ideas kircherianas: Thomas Burnet, con su *Teoría Sacra de la Tierra* (1681) y John Woodward, con su *Essay toward a Natural History of the Earth* (1695) (Sequeiros, 2000a y 2000b). En ellos están muy presentes las ideas referentes a la degradación de la Tierra como efecto del pecado original. Este será el hilo teológico conductor de esta visión pesimista del mundo que está presente. Kircher participa también de esta concepción pesimista de un mundo pecador que es culpable de la degradación del Geocosmos que no puede alcanzar el estado de magnificencia con que lo creó el Sumo Hacedor. La idea de *degradación* orienta la concepción biogeográfica de Kircher. Pero donde las ideas biogeográficas de éste están más establecidas es en el libro escrito en su vejez (1673 y publicado en 1675, cinco años antes de su muerte), *El Arca de Noé*. A él nos referiremos ahora.

La problemática biogeográfica kircheriana de El Arca de Noé (1675)

Las ideas de Kircher sobre lo que hoy llamamos Biogeografía es mucho más nítida a lo largo de otra de sus obras: *El Arca de Noé* (Kircher, 1675, 1989). Su autor pretende hacer «ciencia» del relato bíblico, y en un intento de buscar una concordancia entre la ciencia y la Biblia hacer coincidir los datos bíblicos con los de las ciencias de su tiempo. Uno de los problemas que, como veremos, se plantean en *El Arca de Noé* es de tipo biogeográfico: ¿cómo explicar el modo de dispersión de los animales y humanos desde un solo punto (el Arca salvadora) hasta todos los lugares más alejados del mundo conocido? ¿Cómo pudieron atravesar cordilleras y mares? Y más aún: ¿cómo explicar que en los continentes

lejanos de Europa, como América, Asia y África hay animales y plantas diferentes de los de Europa? ¿Es que todos estaban en el Arca? Son varias las cuestiones que toca Kircher en relación con la Biogeografía:

a) *Geografía postdiluviana*: Kircher se pregunta: ¿ha cambiado tras el Diluvio la geografía del *Geocosmos*? Fiel a sus principios establecidos en *Mundus Subterraneus* y que reitera en *El Arca de Noé*, para Kircher es obvio que la geografía del mundo, la distribución de tierras y mares, ríos e islas, es diferente antes y después del Diluvio. El siguiente texto, corolario del capítulo I es claro:

«De este largo discurso se desprende con luz meridiana que la Tierra en nuestros tiempos tiene una constitución que, antes del cataclismo universal, no tenía. Existen islas que antes no existían; ha surgido tierra donde antes se acumulaban los indómitos movimientos de las aguas. Por el contrario, han desaparecido lugares que antes gozaban de una tierra óptima y fecunda, convirtiéndose, bajo el dominio del mar, en guarida de los peces; en unas partes de la tierra sucumbieron los montes, en otras crecieron nuevas montañas, lagos ingentes pasaron su dominio de Neptuno a Rea o transmitieron su jurisdicción a Vesta o, por el contrario, los ríos abandonaron los cauces originales y se buscaron cauces nuevos en las profundidades de los montes» (A. Kircher, *Athanasii Kircheri e Sos. Iesu Arca Noë in tres libros digesta... El Arca de Noé*. Corolario al Libro III, parte III, cap. I).

b) *Cambio geográfico y degradación*: Para Kircher, esa modificación de la geografía es una consecuencia del cataclismo del diluvio, a partir del cual la tierra ha ido *degradándose* cada vez más. Y tiene una explicación teológica: el mundo, que fue creado perfecto por Dios, se ha ido *degradando* desde el Diluvio. El texto siguiente, es explícito de su pensamiento:

«A partir del pecado de Adán, la máquina del universo comenzó a alejarse de su perfecta disposición inicial y, por exigencia de la naturaleza, comenzó a sufrir las corrupciones y habituales alteraciones» (A. Kircher, *Athanasii Kircheri e Sos. Iesu Arca Noë in tres libros digesta... El Arca de Noé*. Libro III, parte III, cap. I).

c) *¿Afectó el Diluvio a toda la Tierra?* Kircher se pregunta: ¿fue el Diluvio, y por tanto la *degradación* existente desde entonces un fenómeno universal en extensión? La respuesta a esta pregunta tiene consecuencias muy trascendentales para la Biogeografía. Si no fue universal, pudieron preservarse en algún lugar especies que luego pudieron volver a aparecer.

Kircher, fiel a la ortodoxia teológica de su tiempo, no duda en afirmar la universalidad del Diluvio, así como la condena más enérgica a las posturas contrarias. Veamos algunos textos más esclarecedores del pensamiento kircheriano:

«Muchos se admiran y no pueden comprender cómo los animales pudieron llegar a las islas más apartadas, incluso América, tanto Austral como Boreal, separada de Europa, África y Asia, como suele decirse, por todo el cielo. Muchos ingenuos, extrañamente perplejos, no se atreven a afirmár que América también fuera cubierta por las aguas del Diluvio, y, si lo fue, sus montes, los más altos de toda la tierra, nunca fueron inundados; por consiguiente, en ellos se pudieron salvar los animales» (A. Kircher, *Athanasii Kircheri e Sos. Iesu Arca Noë in tres libros digesta... El Arca de Noé*. Libro III, parte III, cap. III).

d) *Difusión de los animales desde el Arca*: entramos ya en el debate bio-geográfico: dado que sólo hubo un centro de difusión de los seres vivos postdiluviales, ¿cómo pudieron llegar a zonas geográficas alejadas? ¿Cómo se dispersaron hombres y animales desde el Arca por todo el mundo? Ese será el objeto del capítulo III: Cómo llegaron los animales a todas las partes del mundo, incluso a las islas. La respuesta de Kircher es que tras el Diluvio todas las tierras estaban unidas y abiertas, por tanto, a las migraciones:

«Es completamente cierto, como puede comprobarse en el mapa, que los animales pudieron ocupar sucesivamente todas las partes de la Tierra, tanto continentales como insulares, por la unión existente entre las distintas partes de la Tierra; pues desde Asia pudieron emigrar a las regiones de América Boreal que aún estaban unidas a ella, ya que inmediatamente después del Diluvio muchas regiones permanecieron unidas a otras, es decir, Tartaria estaría unida a la región Ansana y los mismo China, Corea, Japón y Jesso, que es una región descubierta en los últimos tiempos y no sabemos aún si es isla o está unida al continente americano» (A. Kircher, *El Arca de Noé*. Libro III. Parte III. Cap. III).

Con postérioridad al Diluvio, al formarse los mares, habría un medio de comunicación similar al que presenta la antigua teoría de los Puentes Intercontinentales:

«Desde Europa y África pudieron llegar sin dificultad a ambas Américas, ya que en el Océano Atlántico hubo una gran isla o continente, como hemos indicado anteriormente siguiendo a Platón, quien afirma que fue muy frecuentado por los expedicionarios griegos y egipcios, lo que ampliamente describimos en *Mundus Subterraneus*» (A. Kircher, *El Arca de Noé*. Libro III. Parte III. Cap. III)..

Para Kircher, los animales pudieron librarse cruzando los estrechos entre las islas, o bien atravesando por istmos:

«En ese sentido, a través del istmo de Aniano, podían pasar de Asia a América, de China a Japón; tal vez después del Diluvio, de China y Corea unidas al archipiélago índico, y todo ello sin necesidad de natación; a Australia, no desconocida para nosotros, pudieron pasar a través del istmo, o bien transportadas allí por los hombres» (A. Kircher, *El Arca de Noé*. Libro III. Parte III. Cap. III).

e) *El problema de la diversidad intercontinental*: ¿cómo es posible explicar la diversidad de animales en otras áreas geográficas? Esta cuestión es largamente debatida por Kircher en este capítulo que comentamos, llegando a conclusiones cercanas al pensamiento de Buffon:

«En lo referente a los animales muy distintos a los nuestros que muchos se sorprenden de encontrar en las regiones de las Indias, éstos dejarán de sorprenderse si entendieran correctamente lo que dijimos sobre la transformación de los animales de las especies primeras en el segundo libro de esta obra, ya que su constitución ha variado en función del cielo y de los climas» (A. Kircher, *El Arca de Noé*. Libro III. Parte III. Cap. III).

Para Kircher, el clima ha sido el factor más importante y causante de la *degeneración* de los animales. Pero ¿cómo de unas pocas especies se ha llegado a muchas diferentes? Al plantearse si todos los posibles animales que hoy existen estaban en el Arca, propone tres posibilidades que describe como supuestos:

a. La primera posibilidad es que se *transforman* por influencia del clima o de la zona geográfica. Veamos algunos textos:

«Supongamos, primero, que según la posición del Sol y de los distintos astros del firmamento respecto a la Tierra surgen distintos climas y distinta composición de las zonas terrestres, pues todas las especies naturales, tanto vegetales como sensitivas, al ser trasladadas de un clima o zona a otro cambian de comportamiento e incluso de constitución, de forma que una misma e idéntica especie en los primeros siglos ha sido hallada con una sorprendente constitución en el Nuevo Mundo o en las Indias» (A. Kircher, *El Arca de Noé*. Parte I, Sección III, cap. III).

Esta primera posibilidad no excluye que algunos (sobre todo, los llamados infectos —que podrían ser «insectos»—, pudieran aparecer nuevos por Generación espontánea. Así aparece en *El Arca de Noé* (Parte I, Sección III, cap. III).

b. El segundo supuesto: en el Arca solo entró un grupo reducido de animales, bien por ser puros o bien porque podían degenerar. La idea de la *degeneración postdiluviana* está muy bien expresada en nuestro autor. Téngase en cuenta que en esto se adelantó un siglo a las ideas de Buffon, quien en muchas de sus obras (y sobre todo en *Las Épocas de la Naturaleza* de 1779) (Buffon, 1997; Sequeiros, 2000a) habla de la «degeneración» de los animales. La existencia de una modificación por *degeneración* está presente en el pensamiento de Buffon. Oigamos al mismo Kircher:

«Segundo supuesto: de lo dicho se desprende que no todos los animales de cualquier especie se concentraron en el Arca desde todas las partes del mundo. (...) Por tanto, pienso que en el Arca solamente entraron aquellos animales que después, extendidos por toda la superficie de la Tierra, serían capaces de reproducirse independientemente de los cambios climáticos, zonales y de la diferente posición del cielo y aquellos otros que por sí, y según su propia naturaleza, podían degenerar en especies diferentes» (A. Kircher, *El Arca de Noé*. Parte I, Sección III, cap. III).

c. La tercera posibilidad para explicar la mayor diversidad de seres vivos con posterioridad al Diluvio se explica también aceptando el hecho de que con el tiempo hubo híbridos:

«Tercer supuesto: al multiplicarse los animales sobre la Tierra en el transcurso del tiempo y ocupar las selvas, los montes y los campos, surgieron nuevos animales procedentes de la mezcla de varias especies, animales que, lógicamente, no fueron introducidos en el Arca, ya que podían seguir naciendo de la unión de distintos animales, como el mulo del caballo y de la asna, y otros muchos que después diremos. ¿Qué necesidad había de conservar aquellos animales que podían nacer después de la unión de otros?» (A. Kircher, *El Arca de Noé*. Parte I, Sección III, cap. III).

Conclusión

Al recorrer el pensamiento biogeográfico de José de Acosta (a finales del siglo XVI) y de Athanasius Kircher (en la segunda mitad del siglo XVII) constatamos que están insinuados muchos de los problemas biológicos relativos a la geografía que han dado lugar al actual desarrollo de las Biogeografía histórica y la paleobiogeografía. Desde categorías culturales muy diferentes a las nuestras, afrontan el problema de la diversidad, la distribución y la evolución de los seres vivos en función de

los cambios climáticos y geográficos. Desde la aceptación del Diluvio Universal, ambos se plantean problemas similares: cómo los animales y plantas se distribuyen por el mundo a partir de un punto de origen y cómo esos organismos se van «modificando» geográficamente. Si las soluciones no fueron correctas debido a la falta de un paradigma de referencia de corte evolucionista, al menos intuyeron la posibilidad del cambio de los seres vivos debido a alteraciones de las condiciones ambientales.

Agradecimientos

A los profesores Guillermo Meléndez y Mariano Hormigón (Zaragoza) por sus valiosas sugerencias que han mejorado el texto.

Bibliografía

- Acosta, José de 1590. *Historia Natural y Moral de las Indias, en que se tratan las cosas notables del Cielo, elementos, metales, plantas y animales dellas; y los ritos, ceremonias, leyes y gobierno y guerras de los indios. Compuesta por el Padre Joseph de Acosta, Religioso de la Compañía de Jesús, dirigida a la Serenísima Infanta Doña Isabel Clara Eugenia de Austria*. Impreso en Sevilla, en Casa de Juan León, año de 1590. Hemos seguido la edición de 1987 de Alcina Franch (1987).
- Aguirre, E. de 1957. Una hipótesis evolucionista en el siglo XVI. El P. José de Acosta S.I. y el origen de las especies americanas. *Arbor*, CSIC, 36, nº 134, 176-187.
- Alcina Franch, J. 1987. *Introducción y notas la Historia Natural y Moral de las Indias de José de Acosta*. Crónicas de América, 34 (Historia-16), 7-44.
- Álvarez López, E. 1943. La Filosofía Natural en el Padre José de Acosta. *Revista de Indias*, IV (12), 305-322.
- Beddall, B. G. 1977. Introducción, apéndice y antología a la edición facsimilar de la «*Historia Natural y Moral de las Indias*» de José de Acosta, de Sevilla 1590. «*Hispaniae Scientia*».
- Buffon, G. L. Leclerc 1779. *Las épocas de la Naturaleza*. Alianza Universidad, 1997, 1-429.

- Capel, H. 1980. *Organicismo, fuego interior y terremotos en la ciencia española del siglo XVIII*. Cuadernos GeoCrítica, 27/28, 1-94.
- Capel, H. 1985. *La Física Sagrada. Creencias religiosas y teorías científicas en los orígenes de la geomorfología española*. Ediciones del Serbal, Barcelona, 223 pp.
- Darwin, Ch. R. 1859. *The Origin of the Species by means of Natural Selection*, Murray, Londres.
- Del Pino Díaz, F. 1978. Contribución del P. Acosta a la constitución de la Etnología. Su evolucionismo. *Revista de Indias*, 153-154, 507-546.
- Del Pino Díaz, F. 1982. Culturas clásicas y americanas en la obra del Padre Acosta. En: *América y la España del siglo XVI*. 1982, 1, 327-362.
- Gurnis, M. 2001. La superficie de la Tierra, expresión de su dinámica interna. *Investigación y Ciencia*, 22-29.
- Kircher, A. 1675. *Athanasii Kircheri e Sos. Iesu Arca Noë in tres libros digesta...* Amsterdam, 240. Hay una edición española: *El Arca de Noé. El mito, la naturaleza y el siglo XVIII*. Ediciones Octo, 1989, Edición de Atilano Martínez Tomé, 319.
- Lopetegui, L. 1940. Vocación de Indias del P. José de Acosta S.J. *Revista de Indias*, I (2), 83-102.
- Lopetegui, L. 1942. *El P. Jose de Acosta y las Misiones*. Instituto Gonzalo Fernández de Oviedo (CSIC), 624 pp.
- Moreyra, M. 1940. El Padre José de Acosta y su labor intelectual. *Mercurio Peruano*, XXII (163), 546-553.
- O'Gorman, E. 1962. *Prólogo a la Historia Natural y Moral de las Indias de J. de Acosta*, Fondo de Cultura Económica, XI-XCV.
- Pelayo, F. 1995. *Del Diluvio al Megaterio*. Cuadernos de Historia de la Ciencia. Centro de Estudios Históricos CSIC, 16, 310.
- Rodríguez Carracido, J. 1899. *El P. José de Acosta y su importancia en la literatura científica española*. Sucesores de Rivadeneyra, 163 pp.
- Sequeiros, L. 2000a. *La extinción de las especies biológicas. Problemática filosófica y teológica*. Tesis de Licenciatura en Teología. 350 pp.
- Sequeiros, L. 2000b. Teología y Ciencias Naturales. Las ideas sobre el diluvio universal y la extinción de las especies biológicas hasta el siglo XVIII. *Archivo Teológico Granadino*, 63, 91-160.

- Sequeiros, L. (2001). El Geocosmos de Athanasius Kircher. Un encuentro con la Teología desde la Filosofía y las Ciencias de la Naturaleza en el siglo XVII. *Lección inaugural del curso académico 2001-2002*. Facultad de Teología. 1-110.
- Sierra Valentí, E. 1981. *El Geocosmos de Kircher. Una cosmovisión científica del siglo XVII*. Cuadernos GeoCrítica, 33/34, 81.
- Simpson, G. G. 1985. *Fósiles e Historia de la Vida*. Biblioteca Científica American, Edit. Labor, 240 pp.
- Sommervogel, C. 1893. *Bibliothèque de la Compagnie de Jésus*. I, (9).
- Templado, J. 1974. *Historia de las Teorías Evolucionistas*. Editorial Alhambra, colección Exedra, 167.
- Vernet, J. 1975. *Historia de la Ciencia Española*. Instituto de España, 312 pp.
- Young, D. 1998. *El descubrimiento de la Evolución*. Ediciones del Serbal, 294 pp.

**TEMA MONOGRÁFICO:
LOS FÓSILES Y LA PALIOGRAFÍA**

Identificación de las especies coralinas eocenas de la Formación Belsué-Atarés (Cuenca de Jaca, Pirineos)

G. ÁLVAREZ-PÉREZ¹, A. ALTUNA-PRADOS², P. BUSQUETS-BUEZO³
Y V. ETAYO-GARRALDA⁴

Abstract An analysis has been made of the Bartonian coralline species in the Jaca Basin (Huesca Pyrenees). These facies mainly correspond to the deltaic Belsué-Atares Fm, though also with Pamplona Marls and Sabinánigo Sandstone. 64 species of corals have been identified. This is the largest diversity of species found to-date in any study of the distribution and situation of coralline fauna in the sedimentary fill of Bartonian South Pyrenean Foreland Basins.

Key words: Corals, Eocene, foreland basins, Pyrenees, Jaca.

Palabras clave: Corales, Eoceno, cuenca de antepaís, Pirineos, Jaca.

¹ Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. C/ Martí i Franqués s/n Zona Universitaria de Pedralbes. 08028 Barcelona. galvarez@pie.xtec.es.

² Sociedad Navarra de Paleontología. C/ González Tablas, 4, 2ºD. 31004 Pamplona. alboral@euskalnet.net.

³ Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. C/ Martí i Franqués s/n Zona Universitaria de Pedralbes. 08028 Barcelona. pere@natura.geo.ub.es.

⁴ Sociedad Navarra de Paleontología. C/ González Tablas, 4, 2ºD. 31004 Pamplona. billyblanca@arrakis.es.

Introducción

Se estudian varios afloramientos coralinos de la Formación Belsué-Atarés y otros situados cerca de sus límites, en la Cuenca de Jaca (Fig. 1). En la Fig. 2 se sitúan estos afloramientos sobre la cartografía geológica, publicada por Puigdefàbregas (1975), simplificada. Se sitúan los yacimientos en el contexto del relleno sedimentario de la cuenca de antepaís surpirenaica en la que se ubican y se clasifican los corales encontrados.

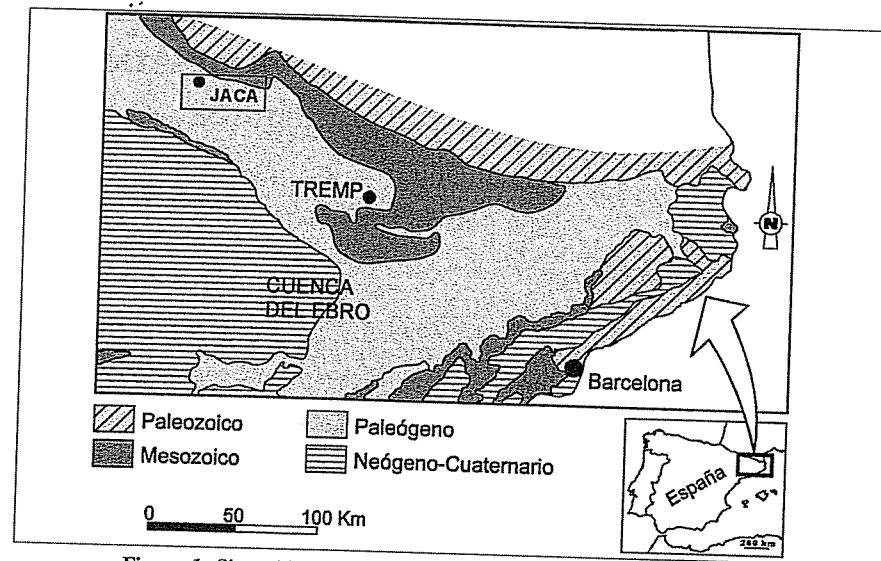


Figura 1. Situación de la cuenca de Jaca en el contexto pirenaico.

Estratigrafía

Según Puigdefàbregas (1975) la Formación de Belsué-Atarés forma parte del conjunto de formaciones del Eoceno medio y superior —Bartoniense y Priaboniense basal— de la cuenca de Jaca integradas en un sistema de depósito (Fig. 2) que rellena la cuenca de E a W, acumulándose sistemas aluviales y fluviales (Fm. Campodarbe) que pasan a sistemas deltaicos (Fm. Belsué-Atarés) y de plataforma (Margas de Pamplona). Diferentes autores han realizado análisis secuenciales del relleno de la cuenca de Jaca. Canudo *et al.* (1991) sitúan las facies con corales en una secuencia que denominan SD6 que incluye la parte alta de las Margas de Arguís y la Fm Belsué-Atarés, y dejan por fijar el techo de esta secuencia.

En esta secuencia sitúan el límite Bartoniense- Priaboniense. Toledo (1992) llega a la conclusión de que la Secuencia de Jaca corresponde a un evento tectónico de segundo orden (5-7 M.a.), puntuado por discordancias eustáticas de tercer orden (1,5 M.a). El límite superior de la última de las tres, donde se encuentran los corales, está por determinar. Millán *et al.* (1994) identifican cuatro secuencias deposicionales. En el cortejo sedimentario de nivel alto de la cuarta secuencia es donde se encuentran los niveles con carbonatos en los que se sitúan los corales, a menudo en el límite superior de la secuencia. Estos autores observan que este límite de la secuencia coincide frecuentemente con el contacto entre las formaciones Belsué-Atarés y la formación Campodarbe, y sitúan esta secuencia en la parte alta del Priaboniense basal. Hogan y Burbank (1996) identifican las unidades magnetoestratigráficas de polaridad registradas en esta cuenca y sitúan las facies que contienen los corales en el cron 17, dentro del cual se encuentra el límite entre el Bartoniense y el Priaboniense.

Según Puigdefàbregas (1975), la posición de las facies coralinas es más alta estratigráficamente conforme nos desplazamos hacia el Oeste, de acuerdo con el proceso regresivo que avanza de E a W. Durante este proceso regresivo se dan múltiples episodios transgresivos de alta frecuencia, detectados por Millán *et al.* (1994) como parasecuencias que representarían ciclos de orden alto (100.000 años) aún no bien identificados en su extensión lateral.

Facies coralinas

Los sistemas siliciclásticos citados controlan la topografía del fondo de la cuenca, con rupturas de pendiente asociadas a los cambios laterales de facies deltaicas proximales a facies deltaicas distales. En los episodios de subida del nivel del mar, la distribución de las faunas bentónicas está controlada por dicha topografía como se puede apreciar en la cartografía de Puigdefàbregas (1975) al sur de la población de Santa Cilia y al sur de Sabiñánigo (Fig. 2).

Las facies coralinas, asociadas básicamente a la Formación Belsué-Atarés, aparecen cuando existe una transgresión de alta frecuencia y se agrupan en tres subambientes:

1) horizontes estratigráficos de potencia centimétrica situados entre las margas de prodelta y las arenas asociadas a los frentes deltaicos o directamente sobre bancos de arena. Los corales se encuentran en posición de vida o se hallan caídos.

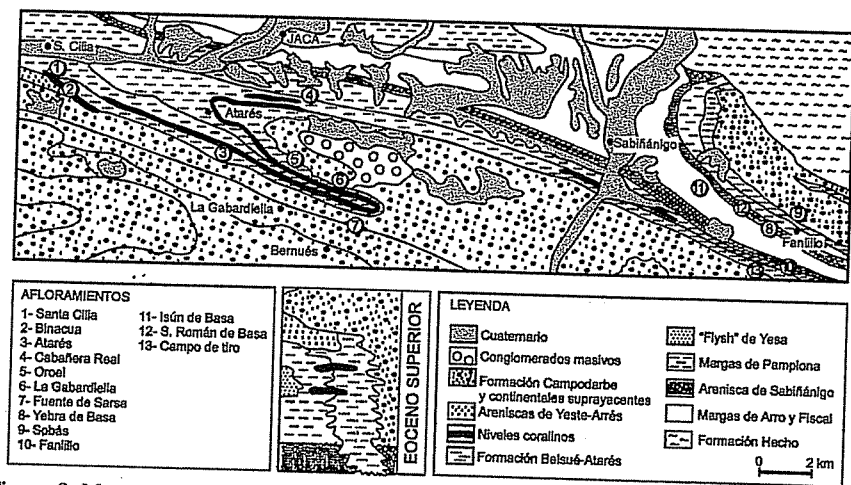


Figura 2. Mapa geológico del área de Jaca (situado en la Fig. 1) basado en la cartografía de Puigdefàbregas (1975) y simplificado, en el que se han situado los afloramientos coralinos estudiados.

2) pequeños parches arrecifales, de hasta tres metros de potencia, desarrollados sobre margas situadas en el tránsito de las arenas del frente deltaico a las margas de prodelta. En estos parches arrecifales se distinguen varias subfacies coralinas organizadas en secuencias somerizantes.

3) fauna coralina perteneciente a los subambientes anteriores, transportada e incluida en flujos de detritos (debritas) intercalados entre las margas de prodelta.

Las comunidades coralinas se han referido a cada uno de los distintos afloramientos que, a su vez, se han relacionado con los subambientes identificados (Tabla 1).

Resultados

Se han determinado 64 especies (Tabla 1), que representa un número mayor que el de especies encontradas, para el mismo intervalo de tiempo geológico, en otras cuencas de antepaís surpirenaicas (cuencas

Tabla 1. Especies coralinas reconocidas y situadas en relación a los afloramientos (situados en la Fig. 2) y a los subambientes coralinos descritos en el texto.

Identificación de las especies coralinas eocenas de la Formación Belsué-Atarés (Cuenca de Jaca, Pirineos)

ESPECIES	Margas y arenas del tránsito del frente deltaico al prodelta										Parches arrecifales			Flujo de detritos	
	S.Cilia 1	Binacua	Atarés 2	Cabañera	Cabardicla	Fuente Sarsa	Yebra	Sobás	Fañillo	Isún	S. Román	Atarés 1	Campo tiro	Oroel	S.Cilia 2
1 <i>Millepora mammillaris</i> d'Achiardi 1867	x	x	x		x	x						x			
2 <i>Millepora dalmatina</i> Oppenheim 1901	x				x										
3 <i>Millepora reussi</i> Kühn 1925	x	x			x	x		x	x		x				
4 <i>Millepora</i> n. sp.	x	x			x		x								
5 <i>Parisis dachiardii</i> (Oppenheim 1923)	x				x										
6 <i>Parapolytremacis bellardii</i> (Haime 1852)		x			x							x			
7 <i>Stylophora contorta</i> (Leymerie 1846)	x	x			x			x				x		x	
8 <i>Stylophora herzegowinensis</i> Oppenheim 1901					x	x									
9 <i>Stylophora</i> n. sp.		x					x			x					
10 <i>Stylocoenia macrostyla</i> Reuss 1870				x	x	x	x	x			x			x	
11 <i>Stylocoenia taurinensis</i> (Michelin 1842)	x	x	x		x	x									
12 <i>Stylocoenia aurelii</i> G.Alvarez 1993					x	x							x	x	
13 <i>Stylocoenia</i> n. sp.	x	x				x	x	x							
14 <i>Astrocoenia lobatorotundata</i> (Michelin 1842)	x				x	x					x				
15 <i>Astrocoenia numisma</i> (Defrance 1826)					x	x	x	x		x					
16 <i>Acropora haidingeri</i> (Reuss 1864)	x	x			x										
17 <i>Acropora bancellsii</i> G.Alvarez 1993	x				x						x			x	
18 <i>Astreopora tecta</i> (Catullo 1856)	x	x			x	x							x	x	x
19 <i>Astreopora gasseri</i> Reig 1990	x	x													
20 <i>Ewaldocoenia hawelkai</i> Oppenheim 1921	x				x	x		x		x	x				
21 <i>Perismilia bilobata</i> (Michelin 1846)	x	x				x									
22 <i>Cyclolipopsis patera</i> (d'Achiardi 1867)					x		x	x		x	x				
23 <i>Funginellastraea barcelonensis</i> (Oppenheim 1911)		x			x	x	x	x		x	x		x		
24 <i>Caulastrea pseudoflabellum</i> (Catullo 1852)	x	x	x			x					x				
25 <i>Colpophyllia stellata</i> (Catullo 1856)	x				x	x						x		x	x
26 <i>Petrophyllia callifera</i> (Oppenheim 1912)	x		x	x	x										
27 <i>Antiguastrea cujici</i> (Oppenheim 1906)	x	x			x	x									
28 <i>Antiguastrea lucassiana</i> (Defrance 1826)					x										
29 <i>Cereiphyllia tenuis</i> Barta-Calmus 1973	x		x	x	x	x		x			x	x	x	x	x
30 <i>Chevalieriphyllia costata</i> (d'Achiardi 1881)	x												x		
31 <i>Cricocyathus grumi</i> (Catullo 1852)					x										
32 <i>Leptophyllia dubravitzensis</i> (Oppenheim 1921)	x														

Continuación Tabla 1.

ESPECIES	Margas y arenas del tránsito del frente deltaico al prodelta										Parches arrecifales			Flujo de detritos	
	S.Cilia 1	Binacua	Atarés 2	Cabanera	Gabardielia	Fuente Salsa	Yebra	Sobás	Fañillo	Isín	S. Román	Atarés 1	Campo tiro	Oroel	S.Cilia 2
33 <i>Cladocora prolifera</i> (d'Achiardi 1866)		x	x			x		x				x	x	x	
34 <i>Montastrea guettardi</i> (Defrance 1826)		x			x	x	x	x			x				
35 <i>Strologrya savii</i> (d'Achiardi 1866)	x														
36 <i>Ilariosmilia gasseri</i> G.Alvarez 1993	x														
37 <i>Leptomussa variabilis</i> d'Achiardi 1867	x	x	x		x	x		x				x	x		
38 <i>Turbinolia sulcata</i> Lamarck 1816										x					
39 <i>Ceratotrochus bodellei</i> Barta-Calmus 1973			x	x						x					
40 <i>Sinuosiphyllia macrogyra</i> (Reuss 1867)						x								x	
41 <i>Euphyllia pachecoi</i> Solé Sabaris 1942						x									
42 <i>Plocophyllia calyculata</i> (Catullo 1847)	x		x	x	x	x		x	x		x	x	x	x	x
43 <i>Nicaetochrus cyclolitoideis</i> (Michelin 1846)		x			x	x	x	x							
44 <i>Placosmiliopsis bilobatus</i> (d'Achiardi 1867)	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x		
45 <i>Placosmiliopsis fimbriatus</i> (Michelin 1842)	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x			x	
46 <i>Asterosmilia niceensis</i> Barta-Calmus 1973	x														
47 <i>Montanarophyllia exarata</i> (Michelin 1842)					x					x	x			x	
48 <i>Flabellum appendiculatum</i> (Brogniart 1823)					x	x	x	x		x					
49 <i>Leptoseris</i> sp.													x		
50 <i>Agaricia lukawatzensis</i> Oppenheim 1923										x					
51 <i>Cyathoseris castroi</i> Mallada 1887	x	x	x		x	x						x	x		
52 <i>Ellipsocoenia bauzai</i> (Mallada 1877)	x	x	x		x	x				x					
53 <i>Siderastrea morloti</i> (Reuss 1864)		x			x	x	x	x		x					
54 <i>Siderastrea hemisphaerica</i> (d'Achiardi 1875)				x	x	x	x								
55 <i>Siderastrea forajuliensis</i> (d'Achiardi 1875)	x				x	x		x		x			x		
56 <i>Protocycloseris vinasai</i>					x	x	x	x	x				x		
57 <i>Rhizangia brauni</i> (Oppenheim 1900)		x			x			x		x	x				
58 <i>Dendrophyllia</i> sp.		x													
59 <i>Actinacis cognata</i> Oppenheim 1901	x		x	x	x	x						x	x	x	x
60 <i>Goniopora ameliana</i> (Defrance 1826)	x		x		x	x		x			x			x	x
61 <i>Goniopora elegans</i> (Leymerie 1846)	x	x	x		x	x						x	x	x	x
62 <i>Dictyaraea octopartita</i> (Oppenheim 1901)	x	x	x		x	x		x			x	x		x	
63 <i>Dictyaraea clinactinia</i> (Michelotti 1861)					x										
64 <i>Alveopora</i> n. sp.		x										x			

de Vic e Igualada). Ello podría explicarse por la proximidad de la cuenca de Jaca a las cuencas eocenas atlánticas abiertas. Cabe destacar la presencia de dos géneros: *Leptoseris* y *Alveopora*, hasta ahora no citados en estas cuencas. Se han reconocido seis nuevas formas que se describirán como nuevas especies en un futuro próximo.

Un primer análisis de los resultados expuestos en la tabla 1 muestra que los afloramientos con mayor número de especies son los de Santa Cilia y La Gabardiella. La mayoría de las especies coralinas son coloniales. Menos de la mitad de ellas constituyen los pequeños parches arrecifales. Las especies solitarias se encuentran, sobre todo, en los horizontes situados en las margas de pro-delta.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el Proyecto DGYCIT PB 98-1263.

A los revisores C. Arenas y M. Aurell les agradecemos su exhaustivo trabajo crítico, que ha mejorado notablemente este escrito.

Bibliografía

- Canudo, J. I., Malagón, J., Meléndez, A., Millán, H., Molina y E., Navarro, J. J. 1991. Las secuencias deposicionales del Eoceno medio y superior de las Sierras exteriores (Prepirineo meridional aragonés). *Geogaceta*, 9, 81-84
- Hogan, P. J. and Burbank, D. W. 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. In: *Tertiary basins of Spain* (eds. P. F. Friend and C. J. Dabrio). Cambridge University Press, Cambridge, 153-160.
- Millán, H., Aurell, M. and Meléndez, A. 1994. Synchronous detachment folds and coeval Sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for tectonic origin of sequences and systems tracts. *Sedimentology*, 41, 1001-1024.
- Puigdefàbregas, C. 1975. *La sedimentación molásica de la Cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, *Pirineos*, Número extraordinario, 104, 1-188.
- Toledo, M. J. 1992. Secuencias deposicionales y eventos tectónicos en el Bartoniense-Priaboniense de la Cuenca de Jaca (España). *Acta Geologica Hispanica*, 27(1-2), 161-176.

Paleobiogeografía de los bivalvos durante el Paleozoico Inferior y el Devónico

C. BABIN¹ Y T. M. SÁNCHEZ²

Abstract During the lower and middle Cambrian some small bivalves are known in shallow equatorial and tropical waters. After a long gap in the fossil record, the first Ordovician diversification of bivalves was located around the Gondwanaland before a larger dispersal. The Silurian fauna was poorer in spite of new adaptations to dysaerobic environments. The Devonian diversifications and dispersals provide faunas with more modern characters.

Key words: Bivalvia, palaeobiogeography, Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian.

Palabras clave: Bivalvos, paleobiogeografía, Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico.

Introducción

En los tres últimos decenios se dieron a conocer varios hallazgos que enriquecieron el registro de los moluscos bivalvos del Paleozoico

¹ UFR Sciences de la Terre, Université Claude Bernard-Lyon, 1, 43, bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex, Francia.

² CONICET, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield, 299, 5000 Córdoba, Argentina.

Inferior (Cámbrico-Silúrico) y del Devónico y permiten mejorar el conocimiento de las distribuciones geográficas de esas faunas. Simultáneamente las reconstrucciones paleogeográficas se sustentan con datos procedentes de diversos tipos de evidencias (paleomagnéticas sobre todo, pero también con análisis de subsidencia, de circulación oceánica, etc.). Varios grupos de fósiles fueron también utilizados para contribuir a esas reconstrucciones. Entre los organismos bentónicos los trilobites, braquiópodos y ostrácodos son los que proveen los resultados más consistentes. Sin embargo, también se han utilizado en ocasiones algunos grupos de organismos nectónicos o pelágicos como cefalópodos nautiloideos (y en tiempos más jóvenes, los goniatites), graptolitos y conodontos. Infravalorados durante mucho tiempo, los moluscos bivalvos pueden aportar no obstante elementos interesantes para la reflexión o plantear cuestiones particulares. Aquí se presentan algunos aspectos vinculados a ese tema.

Las faunas antiguas del Cámbrico

A pesar de que algunos pocos autores ponen en duda la presencia de verdaderos moluscos bivalvos en el Cámbrico (por ejemplo Yochelson, 1978), se admite hoy que algunos géneros minúsculos como *Fordilla* y otros son los más antiguos bivalvos conocidos durante el Cámbrico Inferior y Medio. Sin embargo, no se puede rechazar la hipótesis de la existencia de probables antecesores muy antiguos desconocidos (Babin y Hammann, en prensa). Independientemente de esta última posibilidad, las formas conocidas parecen haber proliferado especialmente en las aguas ecuatoriales y tropicales de diversas plataformas continentales (Fig. 1).

Las etapas geográficas de la gran diversificación del Ordovícico

Después de una época caracterizada por una importante carencia de bivalvos (Cámbrico Superior y mayor parte del Tremadoc), se produce una explosión de la clase en el Arenig lo que conduce a la presencia de representantes de todos los superórdenes para fines de la época. Esta radiación inicial de los bivalvos parece localizarse en las plataformas gondwánicas y de Avalonia que entonces estaba cercana a

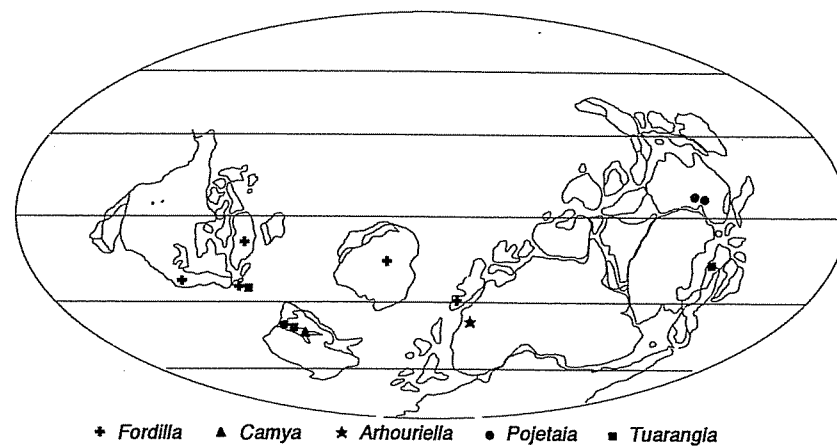


Figura 1. Distribución de los bivalvos del Cámbrico Inferior y Medio. (según Hinz-Schallreuter, 2000, modificado).

Gondwana (Fig. 2). Es interesante notar que la distribución de esos bivalvos, a diferencia de los del Cámbrico, parece independiente de la temperatura de las aguas ya que se encuentran a latitudes muy altas (Marruecos, País de Gales, dominio ibero-armoricano, Montagne Noire en el sur de Francia), medias (América del Sur) o ecuatoriales (Australia). En cambio, el tipo de sedimentos de los fondos marinos ha desempeñado un importante papel para su distribución, ya que estos bivalvos del Tremadoc terminal y del Arenig temprano se desarrollaron en fondos siliciclásticos y son desconocidos en las facies carbonáticas contemporáneas. Esta preferencia, quizá ligada a mejores condiciones de alimentación y que constituye un requerimiento ecológico favorable a estas faunas endobentónicas o semi-endobentónicas, puede explicar la ausencia de bivalvos en Laurentia y Báltica por ejemplo. Es también plausible que las distancias entre los paleocontinentes haya dificultado la dispersión de las larvas que podían vivir probablemente sólo dos o tres semanas. Sin embargo, si se estima que Laurentia estaba a 4.000 km de Avalonia y a 5.000 km de Báltica, y esta última se situaba sólo a 1.300 km de Avalonia y quizá haya sido la ausencia de corrientes propicias

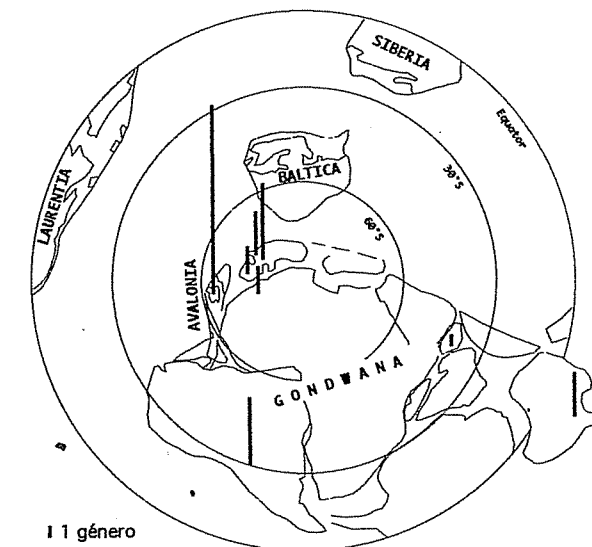


Figura 2. Localización perigondwánica de los bivalvos del Ordovícico Inferior. Vista desde el polo Sur.

(ver la reconstrucción de la circulación oceánica en Christiansen y Stouge, 1999) lo que explica la no migración. Finalmente, se debe notar que estos bivalvos vivían en aguas de profundidad reducida. Por ejemplo, uno de los ambientes probablemente más profundos, el de la Montagne Noire, no sobrepasaba la cincuentena de metros de profundidad. Estos datos corroboran el papel que juegan los medios costeros en la aparición de los grupos taxonómicos a nivel alto (Jablonski y Bottjer, 1990).

Durante el Ordovícico Medio (ahora llamado Darriwilense), los bivalvos aparecen localizados principalmente en las plataformas de Gondwana y Avalonia con una diversificación de los géneros y especies. No obstante, algunos géneros se encuentran en Báltica (*Babinka*) y en el este de Laurentia (*Tironucula*). El gran cambio en la distribución de los bivalvos ordovícicos ocurrió durante el Caradoc (Ordovícico Superior). Una importante dispersión se produjo en Báltica, Laurentia, Siberia y China, favorecida, sin duda, por la extensa transgresión caradociana. Se caracteriza entre otras cosas por el desarrollo del modo de vida epibentónica. Al mismo tiempo, las faunas de bivalvos se empobrecen mucho en Gondwana.

Así se pueden por ahora sintetizar algunas etapas de la paleobiogeografía de los bivalvos durante el Ordovícico. No obstante, un reciente análisis de agrupamiento muestra valores débiles de similitud entre las faunas de las distintas áreas y altos porcentajes de géneros endémicos o exclusivos (Sánchez y Babin, en prensa) lo que parece indicar que los bivalvos no serían buenos indicadores para la paleogeografía del Ordovícico.

Regresión y nuevas adaptaciones en el Silúrico

La crisis del fin del Ordovícico tuvo influencia sobre los bivalvos y las faunas quedan empobrecidas durante el Silúrico inferior (Llandovery) en ambientes a menudo disaeróbicos (Kríz, 1984). Con una diversidad aminorada, los bivalvos estaban ampliamente distribuidos con preferencia en áreas ecuatoriales (Laurentia, Báltica, China del Sur, Australia). A partir del Silúrico medio (Wenlock), el desarrollo de nuevas facies con alternancias de fangos negros blandos y de depósitos biotriticos en diversas cuencas (Bohemia, Macizo Armoricano, Montagne Noire, Marruecos, etc.) favoreció la radiación de criptodontos y pteriomorphos correspondiente a adaptaciones nuevas a ambientes poco oxigenados (tipo bohémico). Al mismo tiempo las faunas de aguas más calientes y sobre todo mejor oxigenadas [plataformas clásticas y carbonáticas del Noreste del Gondwana (Australia) o de Laurentia] se mantuvieron dominadas por paleotaxodontos y paleoheterodontos (Fig. 3). La misma distribución persistió en el Silúrico superior.

Caracter más moderno y amplia dispersión de la fauna en el Devónico

Una nueva diversificación de los bivalvos ocurrió durante el Devónico. Según Kríz (1979) durante este período se registra un aumento del 59% de los géneros y del 36% de las familias con respecto al Silúrico (pero hay que recalcar que la duración del Devónico es el doble que la del Silúrico). El carácter distinto de estas faunas es más moderno con una docena de familias representadas en la actualidad. La radiación fue progresiva durante el Devónico Inferior, con un pico en el Emsiense. Se registra una amplia dispersión geográfica, con géneros comunes en di-

ferentes regiones (Fig. 4). Esta dispersión fue probablemente inducida por las importantes transgresiones que tuvieron lugar durante el Emsiense y por ambientes favorables que corresponden a fondos poco profundos y clásticos situados a bajas latitudes como Europa central, Estados Unidos o China. La repartición de los paleocontinentes favoreció asimismo una dispersión fácil siguiendo las costas.

Como resultado de la actividad geodinámica (reducción de las áreas oceánicas, por ejemplo) y a pesar de diversificaciones menores durante el Devónico Medio, la dispersión prosiguió, lo que se refleja en el aumento del cosmopolitismo de las faunas. Por ejemplo, la reducción del Mar Rheico entre Europa y América del Norte permitió migraciones desde la primera hacia la segunda. Un reciente estudio de los bivalvos del Givetense de Bretaña corrobora este hecho (Babin *et al.*, 2001).

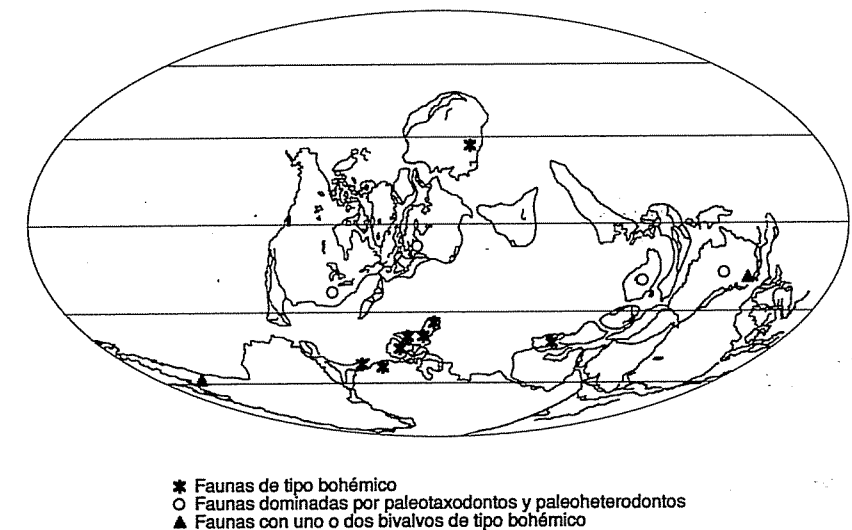


Figura 3. Distribución de las faunas de bivalvos en el Silúrico medio.

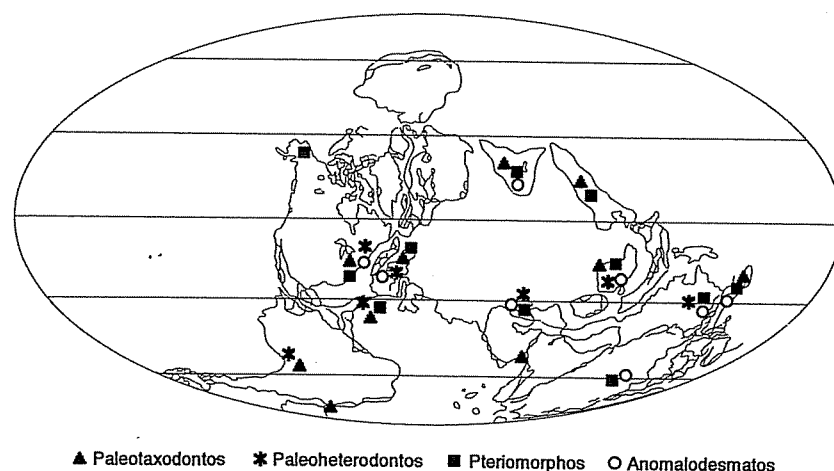


Figura 4. Distribución de los bivalvos en el Emsiense. Con referencia a las faunas del oeste de Europa se indican los grupos que tienen por lo menos tres géneros comunes con éstas.

Durante el Devónico Superior la diversidad de los bivalvos se redujo pero las modificaciones paleogeográficas indujeron nuevas adaptaciones como la primera aparición de formas en aguas dulces en relación con el continente de la Arenisca Roja Antigua.

Conclusión

Como sucede con otros grupos de organismos, la evolución inicial de los moluscos bivalvos estuvo ligada a la paleogeografía. Para el Ordovícico, a diferencia de otros grupos bentónicos como los braquiópodos, los datos disponibles de los bivalvos no parecen contribuir eficazmente a las reconstrucciones paleogeográficas. No obstante, permiten a veces escoger entre dos modelos; así, las faunas de bivalvos concuerdan mejor con una posición de Avalonia más cercana a Gondwana que a Báltica. Para el Silúrico y el Devónico, los datos de dispersión coinciden bien con las reconstrucciones paleogeográficas clásicas.

Agradecimientos

A I. Méndez Bedia y a J. C. Gutiérrez Marco por la revisión del manuscrito.

Bibliografía

- Babin, C., Jaouen, P. A. et Racheboeuf, P. R. 2001. Les mollusques bivalves de la Formation de Kersadiou (Givétien du Massif armoricain). *Palaeontographica*, A, 261, 1-54.
- Babin, C. et Hamman, W. (en prensa). Une nouvelle espèce de *Modiolopsis* (Bivalvia) dans l'Arenig (Ordovicien inférieur) de Daroca (Aragon, Espagne). Réflexions sur la denture des bivalves primitifs. *Revista Española de Paleontología*.
- Christiansen, J. L. and Stouge, S. 1999. Oceanic circulation as an element in palaeogeographical reconstructions: the Arenig (early Ordovician) as an example. *Terra Nova*, 11, 73-78.
- Hinz-Schallreuter, I. 2000. Middle Cambrian Bivalvia from Bornholm and a review of Cambrian bivalved Mollusca. *Revista Española de Micropaleontología*, 33, 225-242.
- Jablonski, D. and Bottjer, D. J. 1990. Onshore-offshore trends in marine invertebrate evolution. In R. M. Ross and W. D. Allmon eds. *Causes of Evolution: a Paleontological Perspective*, 21-75. University Chicago Press.
- Kríz, J. 1979. Devonian Bivalvia. In *The Devonian System. Special Papers in Palaeontology*, Palaeontological Association, 23, 255-257.
- Kríz, J. 1984. Autecology and ecogeny of Silurian Bivalvia. In *The Murchison Symposium. Special Papers in Palaeontology*, Palaeontological Association, 44, 183-195.
- Sánchez, T. M. and Babin, C. (en prensa). Paleogeographic distribution of Ordovician Molluscan Bivalves. Intern. Conf. Paleobiogeography & Paleocology 2001. Piacenza. Abstracts.
- Yochelson, E. L. 1978. An alternative approach to the interpretation of the phylogeny of ancient mollusks. *Malacologia*, 17, 165-191.

Dataciones con palinomorfos en los materiales del tránsito Triásico-Jurásico de Poza de la Sal (Burgos)

E. BARRÓN¹, J. J. GÓMEZ² Y A. GOY¹

Abstract The sediments of the Triassic-Jurassic transition at Poza de la Sal are studied in this work. Three palynological assemblages in the upper portion of the Keuper facies, two in the Imón Fm and two in the Cortes de Tajuña Fm have been recognized. Representatives of the genus *Corollina* are dominant in all the studied samples except for the two oldest ones, where it is absent. In many cases this genus represents over 90% of the identified elements. This is usual in the upper portion of the Rhaetian in northeastern Europe, in levels near to the Triassic-Liassic boundary. The presence of *V. fuscus* y *C. lecytus* in a level located in the lower part of the Cortes de Tajuña Fm allow to attribute the base of this unit to the Rhaetian.

Key words: Palynomorphs, biostratigraphy, Upper Triassic, Lower Jurassic, Basque-Cantabria Basin.

Palabras clave: Palinomorfos, biocronostratigrafía, Triásico Superior, Jurásico Inferior, Cuenca Vasco-Cantábrica.

¹ Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid. ebarron@eucmos.sim.ucm.es, agoy@eucmos.sim.ucm.es.

² Dpto. de Estratigrafía y UEI de Correlaciones Estratigráficas, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid. jjgomez@eucmax.sim.ucm.es.

Introducción

En la parte meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica, el diapiro de Poza de la Sal muestra en su núcleo materiales evaporíticos del Keuper y en los flancos materiales carbonáticos del Jurásico como puede observarse en el perfil sísmico publicado por Klimowitz *et al.* (1999). Fue estudiado por Dahm (1966), y por Hempel (1967) quien, sobre el Keuper, diferencia: 140 m de Carniolas, de «edad Rethiense-Liásico basal», en cuya base se presenta un episodio vulcanoclástico y 195 m de materiales del Jurásico que, según Dahm (*o.c.*), abarcan desde el Sinemuriense hasta el Calloviense de este diapiro.

Según Salvany (1990), la mayor parte del diapiro está constituido por: a) arcillas rojas o ligeramente versicolores de gran pureza; b) arcillas rojas con yeso nodular; c) yesos laminados y nodulares, bien estratificados, de color gris, entre los que se intercalan niveles con arcillas grises. Por encima se sitúa, concordante, una unidad carbonatada que ha sido atribuida a las Carniolas. Este autor, basándose en la caracterización de los palinomorfos: *Classopollis* sp., *Triadispora* sp. y *Ovalipollis* sp. (determinaciones de la Dra. N. Solé de Porta), procedentes de yesos grises bien estratificados en la «Mina de Yesos Santalucia» (Aguilar de Campoo), que considera equivalentes a los que en Poza de la Sal ocupan el techo de la serie del Keuper, atribuye a estos materiales una edad Noriense.

Unidades litoestratigráficas

La sección estudiada se sitúa a unos 400 m al NNW de Poza de la Sal. Se accede a ella por un camino, paralelo a un arroyo que procede del centro del diapiro, que se toma desde el jardín dedicado al Dr. Rodríguez de la Fuente (Fig. 1A). Desde la parte superior de las facies Keuper, se distinguen las siguientes unidades litoestratigráficas (Fig. 1B):

YESOS LAMINADOS Y NODULARES, CON INTERCALACIONES DE ARCILLAS GRISAS (Nivel 1). Esta unidad, en el diapiro de Poza de la Sal, tiene un espesor superior a 50 m. En ella, se han encontrado:

— A 32 m del techo: Bisacados, como *Alisporites* sp., *Pityosporites* sp., *Triadispora sulcata* Scheuring, *Triadispora* cf. *obscura* Scheuring, *Triadispora* sp. y *Vitreisporites* sp.; Circumpólenes, como *Patinasporites densus*

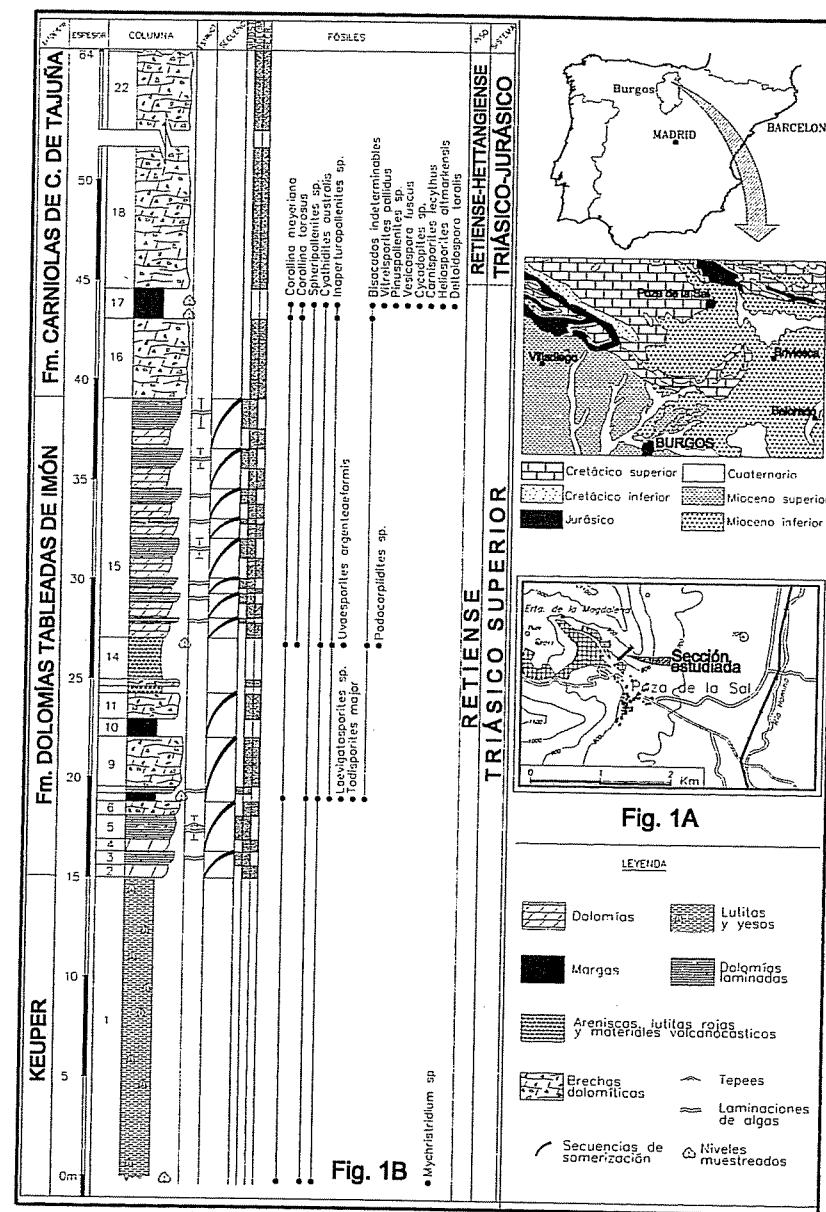


Figura 1. Sección estudiada en la región de Poza de la Sal. 1A. Mapas mostrando la situación de la sección estudiada. 1B. Columna estratigráfica de los materiales del tránsito Triásico-Jurásico en la sección de Poza de la Sal.

(Leschick) Scheuring; *Camerosporites secatus* Leschick, *Duplicisporites* cf. *granulatus* (Leschick) Scheuring, *Paracirculina scurrilis* Scheuring, *Partitisporites quadruplicis* (Scheuring) Besems y *Praecirculina granifer* Klaus; y otros, como *Cycadopites* sp. y esporas triletes indeterminables.

— A 28 m del techo: *Bisacados*, como *Alisporites* sp., *Ellipsovelatisporites* cf. *rugosus* Scheuring, *Pityosporites* sp., *Triadispora sulcata* Scheuring, *Triadispora* spp. y *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nilsson; Circumpólenes, como *Patinasporites densus* (Leschick) Scheuring; *Camerosporites secatus* Leschick, *Enzonasporites tenuis* Leschick, *Partitisporites quadruplicis* (Scheuring) Besems y *Praecirculina granifer* Klaus; y otros, como *Cycadopites* sp. y esporas triletes indeterminables.

— A 15 m del techo: *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala y Góczán (76%), *Spheripollenites* sp., *Cyathidites australis* Couper y *Mychrystridium* sp.

FORMACIÓN IMÓN, GOY ET AL., 1976 (Niveles 2 a 15). Está constituida por dolomías masivas o mal estratificadas que tienen un espesor de 23 m. En ellas se intercala, a 9,2 m de la base, un episodio vulcanoclástico de 2,8 m de espesor. En algunas ocasiones, en la base de las secuencias, existen niveles margosos de poco espesor, que han sido muestreados. Se han obtenido palinomorfos en los siguientes niveles:

— Nivel 7: 0,30-0,40 m, de margas que contienen: *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala y Góczán (93%), *Spheripollenites* sp. (5%), *Inaperturopollenites* sp., *Bisacados* indeterminables, *Cyathidites australis* Couper, *Laevigatosporites* sp. y *Todisporites major* Couper.

— Nivel 14: 2,10 m, de areniscas rojas de grano fino, con componentes vulcanoclásticos, y lutitas. Un episodio lutítico, situado en el techo de este nivel, ha proporcionado una muestra muy pobre que contiene: *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala y Góczán, *Corollina torosus* (Reissinger) Klaus, *Inaperturopollenites* sp., *Podocarpidites* sp., *Bisacados* indeterminables y *Cyathidites australis*. Couper y *Uvasporites argenteaeformis* (Bolkhovitina) Schulz.

FORMACIÓN CORTES DE TAJUÑA, GOY ET AL., 1976 (Niveles 16 a 18). Está constituida por Carniolas que tienen un espesor superior a los 70 m. Se han obtenido palinomorfos en los siguientes niveles:

— Nivel 17: 1,5 m de margas, que pueden tener intercaladas brechas de colapso. A 0,30 m de la base contienen: *Corollina meyeriana* (Klaus)

Venkatachala y Góczán (91%), *Corollina torosus* (Reissinger) Klaus (8%), *Inaperturopollenites* sp. y Bisacados indeterminables. A 1 m de la base contienen: *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala y Góczán (92%), *Corollina torosus* (Reissinger) Klaus (3%) *Inaperturopollenites* sp., *Spheripollenites* sp., *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson, *Pinuspollenites* sp., *Vesicaspora fuscus* (Pautsch) Morbey, Bisacados indeterminables, *Cycadopites* sp., *Carnisporites lecythus* Morbey, *Heliosporites altmarkensis* Schulz., *Cyathidites australis* Couper y *Deltoidospora toralis* (Leschik) Lund.

Estratigrafía secuencial

Los materiales de la Fm. Imón se organizan en secuencias de somerización cuyo espesor no suele sobrepasar un metro. Las secuencias más frecuentes están constituidas por un término inferior de margas o margocalizas, que puede faltar, un término intermedio de dolomías estratificadas en bancos gruesos y un término superior de dolomías en capas finas con laminaciones de algas. En ocasiones el techo de este tipo de secuencias está constituido por dolomías con estructuras «tepees», e incluso por brechas dolomíticas que pueden ser interpretadas como brechas de colapso.

En la Fm. Cortes de Tajuña no es posible observar su organización secuencial puesto que se trata de una unidad muy alterada por la diagénesis, proveniente de la disolución de una alternancia de evaporitas y carbonatos que puede observarse en numerosos sondeos próximos tales como Villata-1, Ribero-1, Sal-2, Abar-1, y en varios pozos perforados en la cuenca de Polientes. Ambas unidades forman parte de un megaciclo que comprende los materiales que van desde el Retiense hasta Sinemuriense inferior (Gómez y Goy, 1997).

Resultados palinológicos y biocronoestratigrafía

Se han identificado esporas, granos de polen y acritarcos, repartidos en 31 taxones que se han determinado como especies o géneros. La separación de los palinomorfos fue llevada a cabo usando técnicas descritas por Phipps y Playford (1984), basadas en tratamiento ácido (HCl, HF, HNO₃), y su concentración final fue estimada tras pasar el residuo resultante a través de tamices de 500, 250, 75, 50, y 12 micras. El mate-

rial estudiado está depositado en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid.

Las asociaciones reconocidas en los niveles situados a 32 m y 28 m del techo de los materiales del Keuper en Poza de la Sal, deben ser algo más antiguas que las atribuidas al Noriense por Hernando *et al.* (1977) al Este de Albendiego (Guadalajara) y por Salvany (1990) en los yesos grises de Aguilar de Campoo (Palencia). En ambas son abundantes los elementos del género *Triadispora*, persiste aunque muy escaso *C. secatus* y está ausente el género *Corollina*. Podrían corresponder a la parte superior del Carniense o al Noriense.

Por el contrario, la asociación reconocida en el nivel situado a 15 m del techo del Keuper muestra una gran abundancia relativa el género *Corollina*, que tiene sus primeros registros en el Retiense según Visscher y Brugman (1981), o en la parte superior del Noriense según Pedersen y Lund (1980) si se considera incluida en este género la especie *C. zwo-linskai* que, en cualquier caso, según Lund (1977) estaría relacionada con los primeros representantes de *Corollina*. Este género, domina numéricamente en todas las muestras estudiadas a partir de éste nivel situado en el techo del Keuper (Fig. 1B), superando en casi todos los casos el 90% del total de los elementos identificados. La presencia de *Corollina* en tan elevados porcentajes parece ser indicativa de ecosistemas costeros y climas cálidos (Abbink, 1998).

Las asociaciones reconocidas en los Niveles 5 y 14, fueron recogidas en la Formación Imón por debajo, e inmediatamente por encima del episodio vulcanoclástico, y pueden corresponder al Retiense.

La asociación procedente de la parte superior del Nivel 17 muestra una gran abundancia relativa de *C. meyeriana* y una escasa presencia, todavía, de *C. torosus*. Esto junto con la existencia de *V. fuscus* y *C. lecythus* que según Morbey (1975) son palinomorfos retienses, permite suponer que los niveles muestreados en la base de la Fm. Cortes de Tajuña, en Poza de la Sal, son todavía triásicos.

Por lo general las especies de *Corollina*, determinadas en este trabajo, son dominantes en las asociaciones de la parte superior del Retiense en el noroeste de Europa. Habitualmente representan más del 90% de dichas asociaciones, en especial en los niveles cercanos al límite Triásico-Jurásico (Batten y Koppelhus, 1996).

Conclusiones

Los afloramientos carbonáticos que se sitúan en los flancos del diapiro de Poza de la Sal, inmediatamente por encima de las facies Keuper, pueden ser asimilados a la Formación Imón y a la Formación Cortes de Tajuña.

Las dos primeras asociaciones palinológicas identificadas en los Yesos laminados y nodulares, con intercalaciones de arcillas grises pueden ser atribuidas a la parte superior del Carniense o parte inferior del Noriense. La asociación reconocida en los niveles más altos del Keuper ha sido citada en el Retiense, y según algunos autores también puede encontrarse en la parte superior del Noriense.

Las asociaciones palinológicas identificadas en la Formación Imón, y en una intercalación margosa situada a pocos metros de la base de la Formación Cortes de Tajuña, corresponden al Triásico Superior (Retiense).

Por otra parte el límite Triásico-Jurásico, en esta sección, debe ser situado en el interior de la Formación Cortes de Tajuña por encima de las margas del nivel 17, que han proporcionado palinomorfos retienses.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto de la DGES PB97-0274. Agradecemos a los Doctores José Bienvenido Díez Ferrer y Teodoro Palacios Medrano las sugerencias realizadas en relación con este artículo.

Bibliografía

- Abbink, O. A. 1988. Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. *Laboratory of Palaeobotany and Palynology*, Contribution Series, Utrecht, 8, 1-192.
- Batten, A. J. and Koppelhus, E. B. 1996. Biostratigraphic significance of uppermost Triassic and Jurassic miospores in Northwest Europe. In: *Palynology: principles and applications*, J. Jansonius & D.C. McGregor, eds. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 2, 795-806.

- Dahm, H. 1966. Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 44, 13-54.
- Gómez, J. J. y Goy, A. 1997. El Jurásico de la Cordillera Ibérica: Estratigrafía Secuencial y Paleogeografía. En: *El Jurásico de Iberia y de las Cuencas periféricas*, Comunicaciones IV Congreso de Jurásico de España, Alcañiz, (Eds. G. Meléndez e I. Pérez-Urresti), 15-16.
- Goy, A., Gómez, J. J. y Yébenes, A. 1976. El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades Litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32, 391-423.
- Hempel, V. P. M. 1967. Der diapir von Poza de la Sal. In: *Diapir-tectonik und stratigraphie in Vorland des Spanischen Westpurenäen*. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 66, 95-126.
- Hernando, S., Doubinger, J. y Adloff, M. C. 1977. Datos cronoestratigráficos del Triásico superior de la región de Ayllón-Atienza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4, 399-410.
- Klimowitz, J., Malagón, J., Quesada, S. y Serrano, A. 1999. Desarrollo y evolución de estructuras salinas mesozoicas en la parte suroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (norte de España): implicaciones exploratorias. En: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*. (Ed. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo), 159-166.
- Lund, J. J. 1977. Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore south-eastern North Sea Basin. *Danmarks Geologiske Undersogelse*, II Raekke, 109, 1-119.
- Morbey, S. J. 1975. The palynostratigraphy of the Rhaetic stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben, Austria. *Palaeontographica*, B, 152, 1-75.
- Pedersen, K. R. and Lund, J. J. 1980. Palynology of the plant-bearing Rhaetic to Hettangian Kap Stewart Formation, Scoresby sund, East Greenland. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 31, 1-69.
- Phipps, A. and Playford, G. 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. *Papers of the Department of Geology of the University of Queensland*, 11, 1-23.
- Salvany, J. M.^a 1990. El Keuper del Diapiro de Poza de la Sal (Burgos) y Parada 18: Diapiro de Poza de la Sal (Keuper). En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante* (Eds. F. Ortí Cabo y J. M.^a Salvany), 54-58 y 196-198.
- Visscher, H. and Brugman, W. 1981. Ranges of selected palynomorphs in the alpine Triassic of Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34, 115-128.

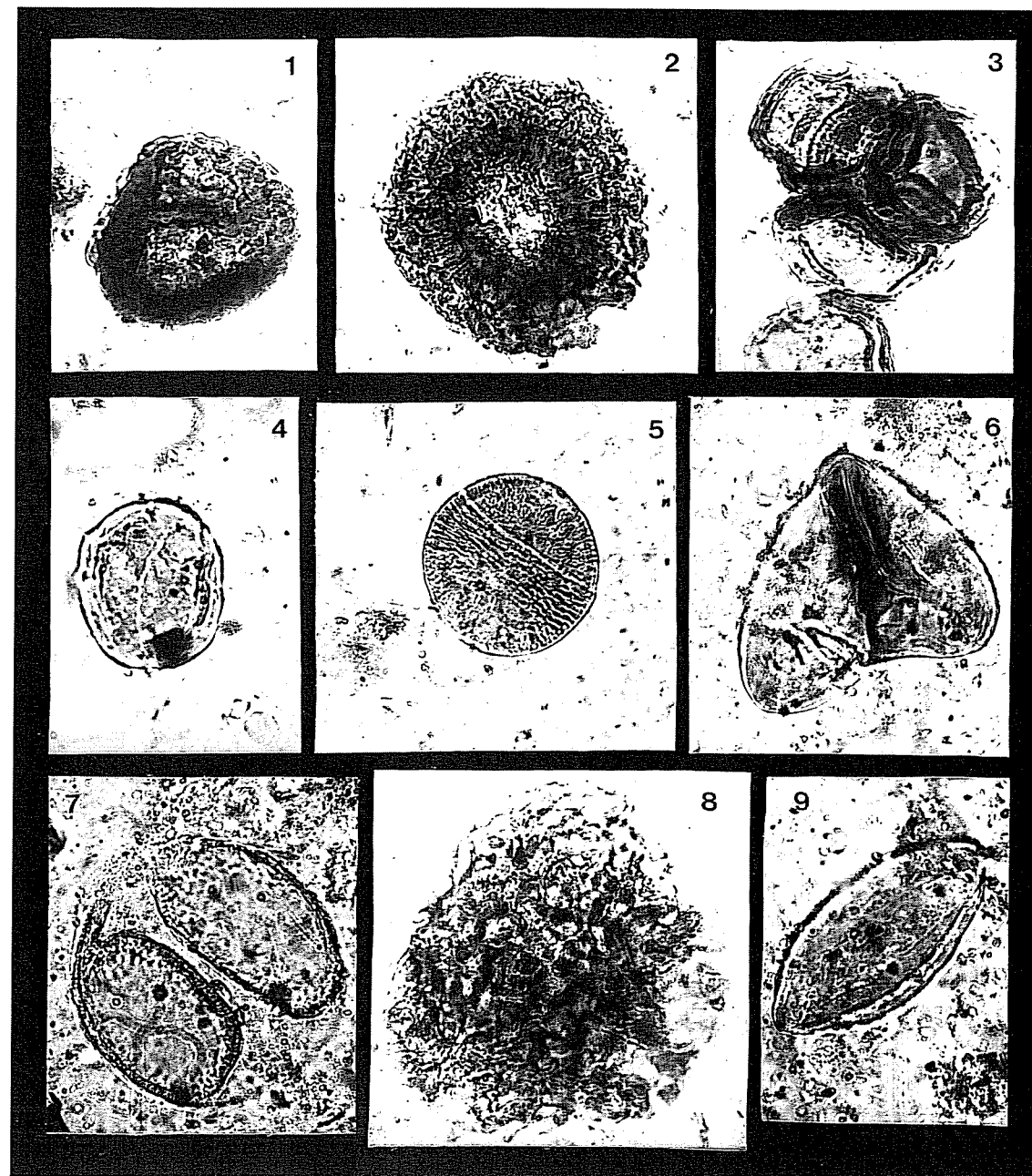


Lámina I. 1. *Camerosporites secatus* Leschick. A 32 m del techo del Keuper, x 1.250. 2. *Patinasporites densus* (Leschick) Scheuring. A 32 m del techo del Keuper, x 1.250. 3. *Partisporites quadruplicis* (Scheuring) Besems. A 32 m del techo del Keuper, x 1.250. 4. *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Goczán. Nivel 14, x 1.250. 5. *Corollina torosus* (Reissinger) Klaus. Nivel 17/1, x 1.250. 6. *Deltoidospora toralis* (Leschick) Lund. Nivel 17/2, x 1.250. 7. *Vesicaspora fuscus* (Pautsch) Morbey. Nivel 17/2, x 1.250. 8. *Carnisporites lecythus* Morbey (tétrade). Nivel 17/2, x 1.250. 9. *Cycadopites* sp. Nivel 17/2, x 1.250.

Repartición biostratigráfica de los foraminíferos la plataforma «urgoniense» de la Cuenca de Organyà (Pirineos)

J. M. BERNAUS¹, E. CAUS² Y A. ARNAUD-VANNEAU³

Abstract Urganian carbonate platform of Organyà basin has been divided into five depositional sequences and a foraminiferal distribution has been proposed by these sediments. Each depositional sequence is characterised by its faunal content: OR-0 is Valanginian; OR-1, OR-2 and OR-3 are Upper Barremian and OR-4 is Lower Aptian in age. No species of Hauterivian-Lower Barremian age has been found in these sediments.

Key words: Biostratigraphy, orbitolinids, «Urganian» facies, Lower Cretaceous, Pyrenees.

Palabras clave: Bioestratigrafía, orbitolínidos, facies «urgoniense», Cretácico Inferior, Pirineos.

¹ Department of Geological Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, Reino Unido. Josep-Maria.Bernaus@durham.ac.uk.

² Unitat de Paleontologia, Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, España. Esmeralda.caus@uab.es.

³ Maison des Géosciences, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 1381, rue de la Piscine BP 53, 38400 Saint Martin d'Heres, Francia. aarnaud@ujf-grenoble.fr.

Introducción

Las primeras zonaciones o distribuciones de foraminíferos bentónicos en sedimentos del Cretácico Inferior fueron propuestas por Schroeder *et al.* (1968) y Conrad (1969) en los Alpes Franceses y Suizos. En el ámbito de los Pirineos, fue Peybernès (1976) quien realizó la primera zonación.

El objetivo de este trabajo es contribuir a un mejor conocimiento de la distribución global de los foraminíferos bentónicos, especialmente los orbitolínidos, mediante el estudio de los mismos en la Cuenca de Organyà (Pirineos).

Este trabajo se ha centrado en la repartición bioestratigráfica de los foraminíferos de la plataforma «urgoniense» (Valanginiense-Aptiense inferior).

Situación geológica

La Cuenca de Organyà se encuentra situada en la Lámina Cabalgante de Bòixols (Muñoz *et al.*, 1984). El origen de dicha cuenca está relacionada con los procesos extensionales ligados a la apertura del Golfo de Vizcaya. La cuenca estudiada permaneció individualizada durante cerca de 38 m.a., desde el Kimmeridgiense hasta el Albiense, en que se depositaron más de 4000 m de sedimentos.

La plataforma «urgoniense» de la Cuenca de Organyà

La sedimentos estudiados se dividen en 5 secuencias deposicionales de tercer orden (Bernaus, 2000), en los que se han identificado los fósiles siguientes:

SECUENCIA DEPOSICIONAL OR-0

La parte inferior de la secuencia está caracterizada por la presencia de los foraminíferos bentónicos *Andersenolina* cf. *elongata* (Leupold), *Andersenolina histeri* Neagu, *Charentia cuvillieri* Neumann, *Hoffatella decipiens* Schlumberger, *Everticyclammina hedbergi* (Maync), *Haplophragmoides*

joukowskyi Charollais, Bronnimann y Zaninetti, *Nautiloculina cretacea* Peynèr, *Sabaudia minuta* (Hofker) y *Valdanchella miliani* (Schroeder), junto al alga *Zergabriella embergeri* (Bouroullec y Deloffre).

La parte superior es más pobre en fauna, pero se han identificado *Feurtillia* sp., *Melathrokerion valserinensis* Bronnimann y Conrad, *Nautiloculina cretacea* Peynèr, *Patellovalvulina patruleusi* Neagu y *Pfenderina neocomiensis* (Pfender).

La edad de la secuencia OR-0 es Valanginiense debido a la presencia de *Zergabriella embergeri* (Bouroullec y Deloffre), *Valdanchella miliani* (Schroeder) y *Pfenderina neocomiensis* (Pfender).

SECUENCIA DEPOSICIONAL OR-1

Esta secuencia está caracterizada por la presencia, entre otros, de *Cribellopsis neolongata* (Cherchi y Schroeder), *Echusia decastrói* Cherchi y Schroeder, *Everticyclammina hedbergi* (Maync), *Melathrokerion valserinensis* Bronnimann y Conrad, *Pfenderina globosa* (Foury), *Praereticulinella cuvillieri* Deloffre y Hamaoui, y las algas *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad y *Salpingoporella muehlbergi* (Lorenz).

La edad de la secuencia OR-1, al menos en su parte superior, es probablemente Barremiense superior debido a la presencia del orbitolínido *Cribellopsis neolongata* (Cherchi y Schroeder), tal y como se presenta en otras cuencas contemporáneas (Arnaud *et al.*, 1998).

SECUENCIA DEPOSICIONAL OR-2

Esta secuencia está caracterizada por contener gran cantidad de rudistas y de foraminíferos bentónicos, los cuales son a la vez muy diversificados. Se han identificado, entre otros: *Cribellopsis neolongata* (Cherchi y Schroeder), *Echusia decastrói* Cherchi y Schroeder, *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder y Conrad, *Neorbitolinopsis* sp., *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau y Schroeder, *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury), *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Paracoskinolina? hispanica* (Maync), *Paracoskinolina maynci* (Chevalier), *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync), *Pfenderina globosa* Foury, *Praereticulinella cuvillieri* Deloffre y Hamaoui y *Valserina broennimanni* Schroeder y Conrad.

La asociación de las especies de orbitolínidos *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder y Conrad, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) y *Valse-*

rina broennimanni Schroeder y Conrad indican una edad Barremiense superior (Arnaud *et al.*, 1998).

SECUENCIA DEPOSICIONAL OR-3

La diversidad de foraminíferos disminuye de forma significativa y especialmente la de orbitolínidos, pues únicamente tres especies han sido identificadas —*Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau y Schroeder y *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury)—, conjuntamente con *Choffatella decipiens* Schlumberger, *Everticyclammina hedbergi* (Maync), *Nautiloculina cretacea* (Maync), *Neotrocholina friburgensis* Guillaume y Reichel y *Sabaudia minuta* (Hofker).

La asociación faunística de la secuencia deposicional OR-3 es poco diversificada y únicamente la presencia de *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau y Schroeder, *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury) y *Neotrocholina friburgensis* Guillaume y Reichel sugiere una edad Barremiense superior.

SECUENCIA DEPOSICIONAL OR-4

Los organismos fósiles encontrados en esta secuencia son característicos de ambientes de cuenca, donde se han identificado los foraminíferos planctónicos *Hedbergella delrioensis* (Carsey) y *Hedbergella sigali* Moullade, y de plataforma en la parte superior de la secuencia, con rudistas, *Pachytraga paradoxa* y *Praeacprina* sp., y foraminíferos bentónicos, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) y *Paracoskinolina maynci* (Chevalier).

Los foraminíferos planctónicos determinados pertenecen probablemente a la zona de *Globigerinelloides blowi*. Estos foraminíferos, conjuntamente con los rudistas de la especie *Pachytraga paradoxa* y los foraminíferos bentónicos *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) y *Paracoskinolina maynci* (Chevalier) sugieren una edad de Aptiense inferior.

Discusión

De todos los organismos presentes en la plataforma «urgoniense» de la Cuenca de Organyà, los foraminíferos bentónicos, y especialmente los orbitolínidos, son el grupo más interesante desde un punto de vista biostratigráfico.

La escasez de organismos planctónicos en las plataformas carbonatadas no permite una correlación precisa entre los organismos bentónicos y planctónicos. En el caso de la plataforma «urgoniense» de la Cuenca de Organyà, únicamente se han encontrado ammonites en las margas suprayacentes (margas de Cabó), donde se ha identificado la zona de *Deshayesites deshayesi*, del Aptiense inferior, y en las margas infrayacentes (margas y margocalizas con *Pseudosubplanites*), identificadas por Peybernès (1976) como de edad Berriasiense. En lo que respecta a los foraminíferos planctónicos, únicamente se han encontrado en la parte superior de la plataforma (correspondientes a la zona de *Globigerinelloides blowi*, de edad Barremiense superior-Aptiense inferior) y en las margas suprayacentes de Cabó (zona de *Leupoldina cabri*, Aptiense inferior).

Del resto de organismos, sólo los rudistas aportan datos bioestratigráficos de interés. En la parte superior de la plataforma (secuencia OR-4) se han encontrado *Pachytraga paradoxa* y *Praeacprina* sp. Estas especies han sido identificadas por Masse (1995) en otras zonas del Pirineo y son atribuidas al Aptiense inferior.

En lo que respecta a los foraminíferos bentónicos, muchas son las zonaciones o distribuciones que se han propuesto en diferentes localidades de los Alpes, Pirineos, etc., pero de todos los trabajos consultados, sólo uno presenta datos verdaderamente contrastados con las mundialmente aceptadas zonaciones de organismos planctónicos, y ese trabajo es el de Arnaud *et al.* (1998), gracias a que en los sedimentos de las Cadenas Subalpinas Francesas se ha observado la alternancia de organismos bentónicos de plataforma (principalmente orbitolínidos) con organismos planctónicos (principalmente ammonites).

La comparación de este trabajo con el trabajo de Arnaud *et al.* (1998) indica que la plataforma carbonatada de Organyà está menos diversificada que su contemporánea en los Alpes, pero a pesar de eso, podemos afirmar que ningún elemento característico del Barremiense inferior de los Alpes Franceses ha sido encontrado en Organyà. En lo que respecta al Barremiense superior, se pueden diferenciar claramente dos asociaciones: la inferior está formada por *Cribellopsis neolongata* (Cherchi y Schroeder), *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder y Conrad, *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury), *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau y Schroeder, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Paracoskinolina maynci* (Chevalier) y *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync); y la superior está formada por *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury), *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau y Schroeder, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) y *Paracoskinolina maynci* (Chevalier) en las dos regiones.

Los datos aquí presentados confirman que se puede correlacionar los sedimentos «urgonienses» de la Cuenca de Organyà con otras cuencas contemporáneas (en este caso, con la Cadena Subalpina de los Alpes Franceses) y que, si bien no toda la fauna es coincidente, las asociaciones principales existen y se les puede atribuir la edad de Barremiense superior.

Conclusiones

Las cinco secuencias deposicionales identificadas en los sedimentos «urgonienses» de la Cuenca de Organyà están caracterizadas por su contenido faunístico tal y como se expone a continuación:

La secuencia OR-0 está caracterizada por fauna de edad Valangiense: *Zergabriella embergeri* (Bouroullec y Deloffre), *Valdanchella miliani* (Schroeder) y *Pfenderina neocomiensis* (Pfender). La secuencia OR-1 es probablemente de edad Barremiense superior debido a la presencia, en la parte superior, de la especie *Cribellopsis neolongata* (Cherchi y Schroeder). La secuencia OR-2 está caracterizada por la asociación *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder y Conrad, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) y *Valserina broennimanni* Schroeder y Conrad, especies características del Barremiense superior. La secuencia OR-3 también se atribuye al Barremiense superior por la presencia de *Neotrocholina friburgensis* Guillaume y Reichel. La secuencia OR-4 se atribuye al Aptiense inferior por la presencia de *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), el rudista *Pachytraga paradoxa* y foraminíferos planctónicos pertenecientes a la zona de *Globigerinelloides blowi*.

Ninguna especie característica de edad Hauteriviense o Barremiense inferior ha sido encontrada en estos sedimentos, por lo que podría existir un importante hiato sedimentario durante este período de tiempo en la Cuenca de Organyà.

References

- Arnaud H., Arnaud-Vanneau A., Blanc-Alétru M. C., Adatte T., Argot M., Delanoy G., Thieuloy J. P., Vermeulen J., Virgone A., Virlouvet B. et Wermeille S. 1998. Répartition stratigraphique des orbitolínides de la plate-forme urgienne subalpine et jurassienne (SE de la France). *Géologie Alpine*, 74, 3-89.

- Bernaus, J. M. 2000. L'Urgonien du Bassin d'Organyà (NE Espagne): Micropaléontologie, Sédimentologie et Stratigraphie Séquentielle. *Géologie Alpine*, mém HS 33, 1-138.
- Conrad, M. A. 1969. Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Bâle, 62, 1, 1-79.
- Masse, J. P. 1995. Lower Cretaceous Rudists Biostratigraphy of Southern France - A Reference for Mesogean Correlations. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12 (2), 236-256.
- Muñoz, J. A., Puigdefàbregas, C. y Fontboté, J. M. 1984. Orógenos alpinos III.4.1. En: El Pirineo. *Instituto Geológico y Minero de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España, 2, 161-205.
- Peybernès, B. 1976. *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garone et la Méditerranée*. Publications Université de Toulouse, 1-459.
- Schroeder, R., Charollais et Conrad, M. A. 1968. Essai de biozonation au moyen des *Orbitolinidae* dans les Calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain, France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 267, 390-393.

Paleogeografía de SE de España en el Mioceno Superior y Plioceno

J. C. BRAGA¹, J. M. MARTÍN¹ Y J. AGUIRRE¹

Abstract The distribution of well-dated fossil assemblages and deposits indicative of ancient shoreline positions has been used to reconstruct the palaeogeographic evolution of the central portion of the Betic Cordillera in southern Spain during the Late Neogene. The results are shown in palaeogeographic maps of the region for five successive time slices from the late Tortonian to the early Pliocene.

Key words: Palaeogeography, late Neogene, SE Spain.

Palabras clave: Paleogeografía, Neógeno superior, SE de España.

Introducción

En los últimos años, gracias a las investigaciones realizadas, junto a diversos colaboradores, sobre distintas asociaciones de fósiles y tipos de depósitos de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética (Fig. 1), hemos acumulado un conjunto de datos que permiten trazar la paleogeografía del sector central de esta cadena de montañas en varias etapas a lo largo del Mioceno y Plioceno. Como detallaremos a continuación, utilizando la distribución espacial de asociaciones de fósiles y facies se-

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada. Campus Fuentenueva, 18002 Granada. jbraga@ugr.es

dimentarias costeras, formadas en un intervalo de tiempo concreto, se puede trazar la posición de las zonas emergidas en dicho intervalo. Los cambios a lo largo del tiempo de la localización de los indicadores costeros reflejan la evolución paleogeográfica de la región, que puede ser seguida hasta la actualidad en etapas sucesivas aunque discontinuas. La cantidad, calidad y significación de los afloramientos condiciona en muchos casos las interpretaciones.

Contexto regional

La Cordillera Bética es el segmento más occidental del cinturón europeo de cadenas de montañas alpinas. Desde el Mioceno Medio hasta la actualidad la Cordillera Bética ha estado emergiendo del mar y elevándose. Durante este proceso de levantamiento entre los relieves emergentes quedaron zonas deprimidas que constituyen las llamadas cuencas neógenas (Fig. 1), que se rellenaron fundamentalmente de sedimentos procedentes de la erosión de las áreas más elevadas. La mayoría de las cuencas neógenas inicialmente fueron marinas y constituirían prolongaciones laterales bien del Atlántico o bien del Mediterráneo. Con la elevación general de la región estas cuencas pasaron a ser continentales, mientras que el mar se retiraba a su posición actual. Este trabajo se centra en la evolución paleogeográfica de las cuencas neógenas situadas en el sector central de la Cordillera Bética.

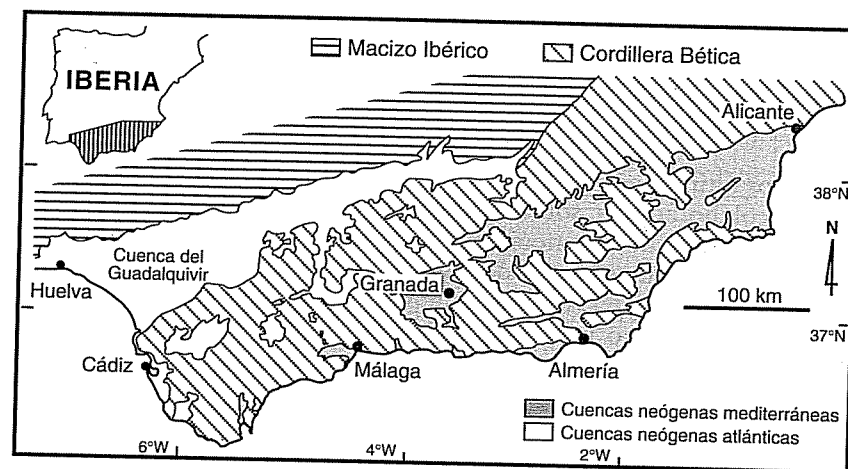


Figura 1. Cuencas neógenas de la Cordillera Bética.

Métodos

Hemos analizado la paleogeografía en cinco intervalos temporales sucesivos a lo largo del Mioceno superior y Plioceno. En cada intervalo el trazado de la línea de costas es indicado por la distribución de asociaciones de fósiles y facies sedimentarias características de medios litorales. Las asociaciones de fósiles más utilizadas son los arrecifes de coral

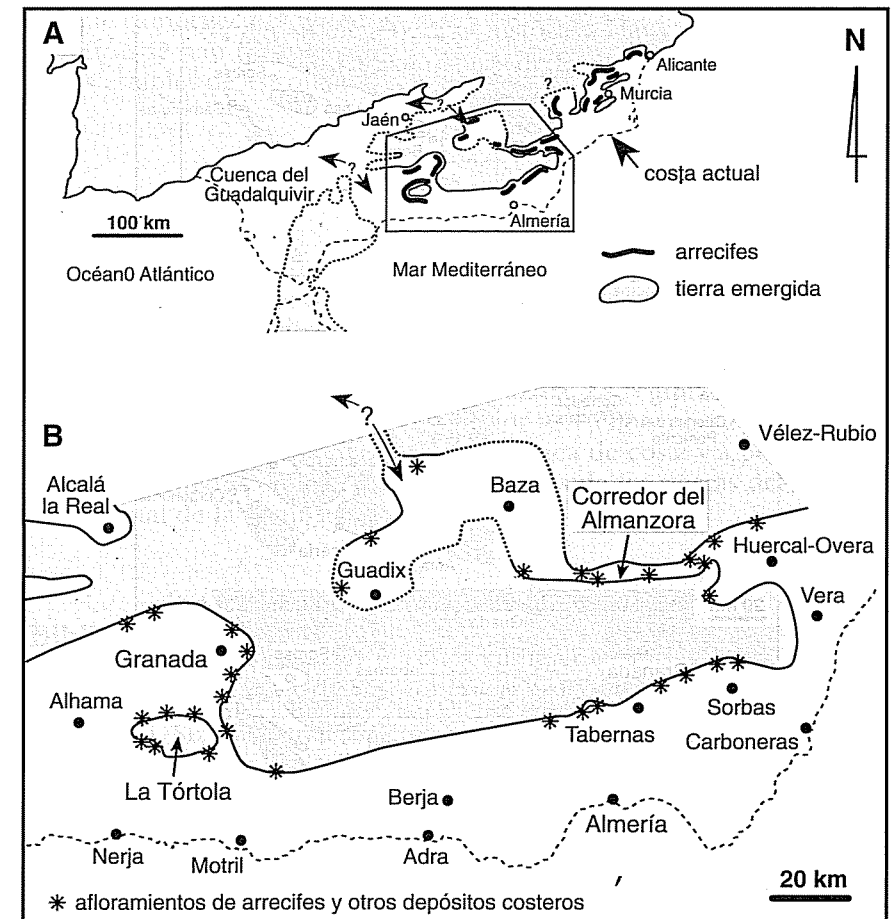


Figura 2. A) Paleogeografía del sur de España durante el Tortonense superior (aproximadamente hace 8 Ma). B) Ampliación de la zona delimitada en A. Modificado de Braga *et al.* (en prensa).

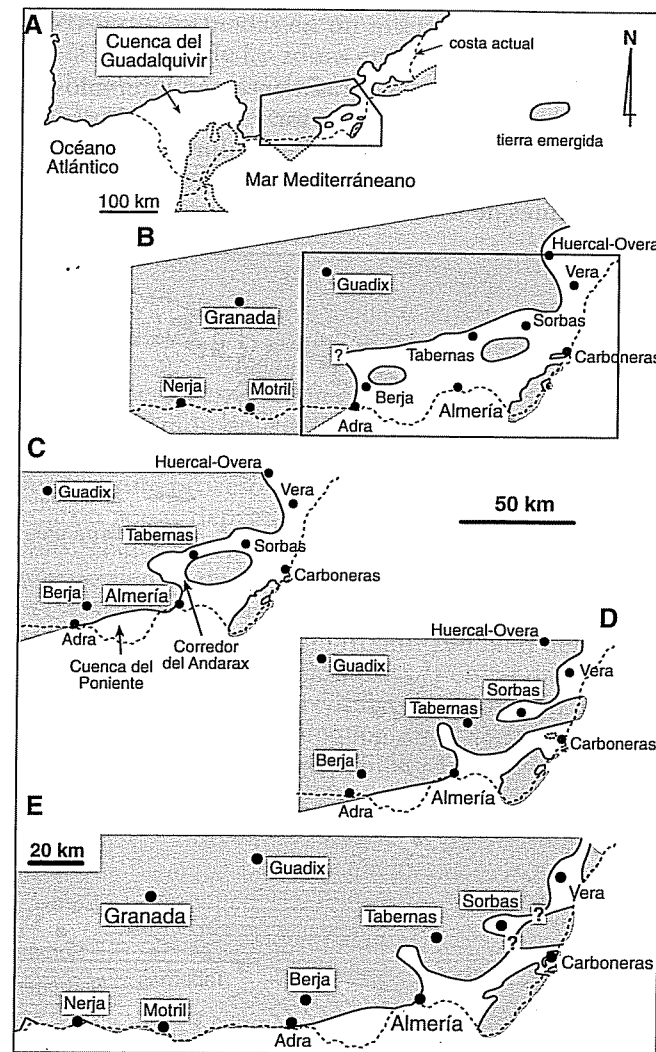


Figura 3. A) Paleogeografía del sur de España durante el Tortoniano terminal-Messiniano (hace unos 7 Ma). B) Ampliación de la zona delimitada en A. C) Paleogeografía de la zona delimitada en B durante el Messiniano inferior (aproximadamente hace 6 Ma). D) Paleogeografía de la misma zona durante el Messiniano superior (alrededor de hace 5,5 Ma). Modificado de Braga *et al.* (en prensa) y Martín *et al.* (en prensa). E) Paleogeografía del sureste de España durante el Plioceno inferior (hace unos 4 Ma). Modificado de Aguirre (1998).

costeros y las asociaciones de algas coralináceas propias de aguas someras. Localmente son muy significativas las acumulaciones de briozoos ramosos robustos, las agrupaciones de *Mytilus*, las construcciones de verméticos y las icnofacies de *Gastrochaenolites*. Como facies sedimentarias son muy representativas las de playas, acantilados, deltas y plataformas internas, fundamentalmente de bajíos arenosos. En cada intervalo temporal, la edad de los depósitos someros ha sido determinada por las asociaciones de foraminíferos planctónicos en los materiales finos a los que cambian lateralmente. En algunos casos las dataciones bioestratigráficas se han complementado con dataciones radiométricas, de isótopos estables de estroncio o magnetostratigrafía.

Resultados

Durante el Tortoniano superior y Messiniano inferior, el progresivo levantamiento de la Cordillera Bética produce el cierre de los corredores que conectaban las cuencas marinas ligadas al Mediterráneo con las ligadas al Atlántico, al tiempo que emergen las cuencas marinas más internas, como las de Granada y Guadix. La región continúa levantándose durante el Messiniano superior y el Plioceno y el mar quedó restringido a áreas próximas a la actual línea de costa y a pequeños estrechos alrededor de los relieves precursores de las sierras del extremo sudoriental de la Península Ibérica.

Bibliografía

- Aguirre, J. 1998. El Plioceno del SE de la Península Ibérica (provincia de Almería). Síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Rev. Soc. Geol. España*, 11, 297-315.
- Braga, J.C., Martín, J.M. and Quesada, C. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology* (en prensa).
- Martín, J.M., Braga, J.C. and Betzler, C. Late Neogene-Recent uplift of the Cabo de Gata volcanic province, Almería, SE Spain. *Geomorphology* (en prensa).

Ostracódos do Jurássico Superior de Valverde (Bacia Lusitânica, Portugal): estudo preliminar

M. C. CABRAL¹, A. C. AZERÊDO¹ E M. M. RAMALHO²

Abstract Upper Jurassic formations in the Valverde section (Lusitanian Basin, Portugal) show a low-diversity limnic ostracod fauna. In a preliminary study we identified 7 species, belonging to 6 genera. Some of them were previously described; others have been left in open nomenclature. These species define 2 assemblages, reflecting the gradual change from a very shallow, freshwater environment to a lagoonal, marginal-marine setting, in agreement to other microfossil and sedimentary data.

Key words: Ostracods; Oxfordian; palaeoecology; Lusitanian Basin, Portugal.

Palavras chave: Ostracodos; Oxfordiano; paleoecologia; Bacia Lusitânica, Portugal.

Introdução

Na Bacia Lusitânica, Portugal (Fig. 1), a primeira unidade depositada acima da descontinuidade Dogger-Malm é conhecida como For-

¹ Departamento e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C2, 5.º piso, 1749-016 Lisboa, Portugal. cabralmc@fc.ul.pt; aazeredo@fc.ul.pt.

² Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide, Portugal. miguel.ramalho@igm.pt.

mação Cabaços, constituída por sedimentos continentais, transicionais e marinhos confinados, muito ricos em ostracodos e em carófitas, com outros organismos associados. A análise destes depósitos, incluindo estudos micropaleontológicos sistemáticos, foi objecto do projecto Praxis XXI-PCNA/P/CTE/6/96, cujos principais resultados foram sintetizados por Azerêdo *et al.* (2000). Quanto aos ostracodos, os estudos realizados em Pedrógão e em Vale de Ventos (Fig. 1) permitiram a identificação de dois géneros novos e de diversas espécies novas (Colin *et al.*, 2000; Cabral e Colin, *em impressão*), bem como de diversas associações com significado paleoecológico (Cabral *et al.*, 1998, 1999). Neste artigo, apresentam-se dados relativos às associações identificadas noutra dos cortes estudados (Valverde; Fig. 1), comparando-as sucintamente com as de Vale de Ventos.

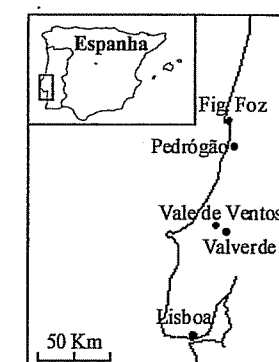


Figura 1. Mapa de localização do corte de Valverde e dos restantes cortes referidos no texto.

Breve enquadramento geológico e estratigráfico

Quanto ao registo de amonites, o hiato associado à descontinuidade em apreço abrange o Caloviano terminal-Oxfordiano inferior (e.g. Ruget-Perrot, 1961), mas por vezes os depósitos do Malm ocorrem sobre níveis do Batoniano superior. A Formação Cabaços carece de bons marcadores biostratigráficos mas, na sua parte intermédia, ocorre a dasicladácea *Heteroporella lusitanica* (Ramalho), atribuída ao Oxfordiano médio em Portugal (Ramalho, 1970, 1971, 1981), por correlação e enquadramento com níveis datados por amonites do Oxfordiano médio ao superior (cf. Ruget-Perrot, 1961). É provável que a parte inferior da

Formação Cabaços corresponda ao Oxfordiano inferior (Azerêdo *et al.*, 2000). O corte de Valverde corresponde, sinteticamente, a (Fig. 2):

— *Dogger* (*Batoniano superior*): calcários micríticos lagunares, ricos em foraminíferos bentônicos (incluindo *Meyendorffina bathonica* Aurouze e Bizon —Batoniano superior), a que se associam outros organismos. Lateral e superiormente, os níveis do Dogger são truncados por superfície erosiva irregular, ferruginosa, mas, neste local, existe lacuna de observação.

— *Malm* (*Oxfordiano inferior ? a médio*): na base, calcários com clastos negros e conglomerados pedogénicos, passando superiormente a margas ferruginosas, alternantes com calcários margo-ferruginosos, pedogénicos, argilo-betuminosos e bioclásticos; na parte superior, os níveis são calcários (incluindo ostracoditos e laminitos microbiano-algais). A série é rica em ostracodos, carófitas, Porostromata e gastrópodes. A partir de VA-30, registam-se *H. lusitanica* (Ramalho) e textularídeos.

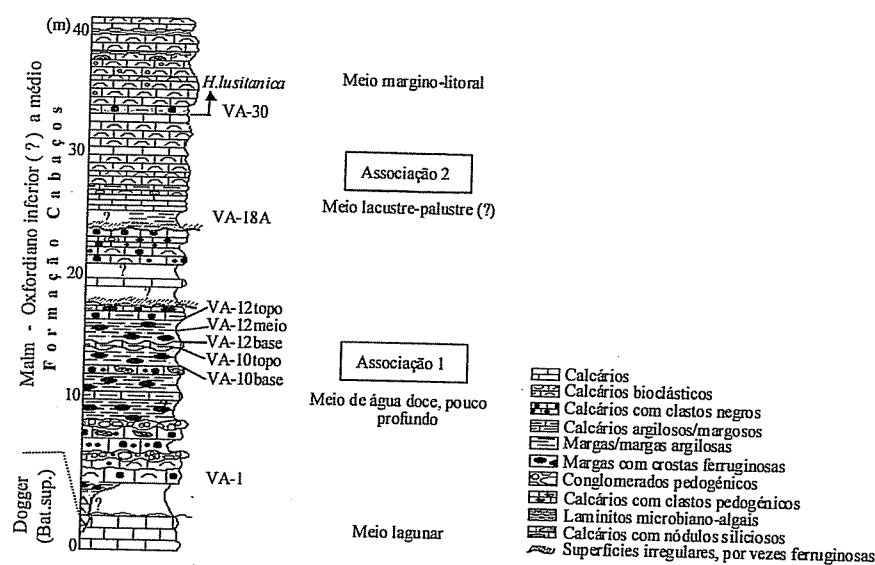


Figura 2. Coluna litostratigráfica do corte de Valverde (passagem Dogger-Malm).

Ostracodos

Neste trabalho estudaram-se apenas os ostracodos provenientes dos níveis margosos actualmente expostos (VA-10-base, VA-10-topo, VA-12-base, VA-12-meio, VA-12-topo e VA-18-A), muitos raros em Valverde. Os níveis carbonatados, nomeadamente os do topo do corte, são muito ricos em ostracodos que não puderam ser identificados. Regra geral os ostracodos são pouco abundantes (entre 7 e 95 indivíduos adultos e juvenis/amostra), por vezes recristalizados e fragmentados (os de maiores dimensões). Identificaram-se 7 espécies pertencentes a 6 géneros, dos quais um novo (Cabral e Colin). Todas as espécies são límnicas (*sensu* Carbonel *et al.*, 1988), distribuídas por 4 famílias. Da base para o topo do corte identificaram-se duas associações diferentes de ostracodos (Fig. 2):

ASSOCIAÇÃO 1 – amostras margosas VA-10-base a VA-12-meio. Possui uma população muito pobre (entre 7 e 30 indivíduos adultos/amostra) de *Darwinula* sp.3 e de *Sinuocythere candeeirosensis* Cabral e Colin. Todos os espécimens têm dimensões muito reduzidas. O 1.º e o último níveis margosos não forneceram ostracodos.

ASSOCIAÇÃO 2 – amostras margosas VA-12-topo e VA-18-A. Os ostracodos são já relativamente abundantes (cerca de 95 indivíduos adultos e juvenis/amostra) e a diversidade aumenta. Além das duas espécies da associação anterior e de Gen. ind. sp.2 e Gen. ind. sp. 4, pertencentes aos *Candonidae* e presentes em pequena quantidade, existem, bem representadas, duas espécies de *Klieana* sp. (*K. sp.4* e *K. sp.2*) e *Theriosynoecum* gr. *wyomingense* (Branson). De referir a inexistência, em simultâneo na mesma amostra, de *K. sp.4* e *K. sp.2*, o que parece indicar alguma variação nos parâmetros ambientais (salinidade?).

Discussão

As associações de ostracodos encontradas em Valverde permitem confirmar os resultados já obtidos pelos estudos de terreno e das microfácies carbonatadas, precisando-os um pouco. Muito sensíveis aos parâmetros ambientais, estes organismos evidenciam algumas variações:

ASSOCIAÇÃO 1 (VA-1 a VA-12-meio) – é caracterizada por pequena diversidade e quantidade de ostracodos típicos de água doce-salobra. *Darwinula* é dulçaquícola a oligo-halino e *Sinuocythere* euri-halino. Tem

ainda carófitas (caules e girogónitos), gastrópodes, clastos negros, fragmentos carbonosos, nódulos algais, rizoconcreções, crostas ferruginosas e ausência total de organismos marinhos. Trata-se de um meio pouco propício ao desenvolvimento de ostracodos, pouco profundo, sujeito frequentemente a exposição sub-aérea, provavelmente de água doce.

ASSOCIAÇÃO 2 (VA-12-topo a VA-29) – é caracterizada pela presença relativamente abundante de espécies dos géneros *Theriosynoecum* (dulçaquícola a oligo-halino) e *Klieana* (dulçaquícola a salobro) e pela escassez de espécies de géneros mais estritamente dulçaquícolas (*Darwinula*, *Candonidae*). Ocorrem ainda carófitas abundantes (girogónitos e caules), gastrópodes, clastos negros, nódulos algais e crostas ferruginosas. Ausência total de organismos marinhos. O meio em causa, mantendo características do da associação anterior (baixa profundidade, alguma exposição sub-aérea) é mais propício ao desenvolvimento dos ostracodos, provavelmente mais estável no que respeita à altura da coluna de água e com maior salinidade – meio lacustre-palustre?

Conclusões

A fauna de ostracodos de Valverde (Oxfordiano inferior ?- Oxfordiano médio) é límnic, pouco diversificada e relativamente pouco abundante. É muito próxima da estudada em Vale de Ventos (Cabral *et al.*, 1999), com 5 espécies comuns e 2 diferentes mas pertencentes ao mesmo género (*Klieana*). Pode-se considerar que as duas associações estabelecidas em Valverde correspondem às duas primeiras associações de Vale de Ventos. Na ausência de níveis margosos na parte superior do corte de Valverde, não foi possível identificar a terceira associação de ostracodos, correspondente muito provavelmente a um meio margino-litoral, mais aberto à influência marinha, como provam a presença de *Heteroporella lusitanica* e de alguns textularídeos a partir do nível VA-30.

Agradecimentos

Agradecemos ao Dr. J. M. Martins (Instituto Geológico e Mineiro) a execução digital das figuras e à FCT o financiamento dos trabalhos.

Bibliografia

- Azerêdo, A. C. (coord.), Cabral, M. C., Ramalho, M. M., Wright, V. P., Martins, J. M., Pereira, R., Barrón, E. e Martins, S. M. 2000. *Passagem Jurássico Médio - Jurássico Superior na Bacia Lusitânica: caracterização paleoclimática, sedimentar e estratigráfica*. Relatório final do Projecto PRAXIS XXI PCNA/P/CTE/6/96, FCT/Centro de Geologia Universidade de Lisboa, Lisboa, 79 pp. (inédito).
- Cabral, M. C., Azerêdo, A.C. e Ramalho, M. M. 1998. Estudo preliminar dos Ostracodos de Pedrógão (passagem Dogger-Malm). *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, **84** (1), A74-A77.
- Cabral, M. C., Azerêdo, A.C. e Ramalho, M. M. 1999. Les Ostracodes de Vale de Ventos (passage Dogger-Malm) – résultats préliminaires. *Abstracts European Palaeontological Association Workshop*, Lisboa, 21-25.
- Cabral, M. C. et Colin, J. P. em impressão. Taxonomie et paléocologie de nouveaux ostracodes limniques Candonidae dans l'Oxfordien (Jurassique supérieur) du Portugal. *Geodiversitas*.
- Carbonel, P., Colin, J. P., Danielopol, D. L., Löffler, H. e Neustrueva, I. 1988. Palaeoecology of limnic ostracodes: a review of some major topics. In: *Aspects of freshwater palaeoecology and biogeography* (Ed.J.Gray), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Sp.Is., **62** (1-4), 403-461.
- Colin, J. P., Cabral, M. C., Depêche, F. and Mette, W. 2000. *Sinuocythere* n. g. (Ostracoda, Limnocytheridea, Timiriasevinae), a new genus of limnic ostracode from southern Tethyan Middle and Upper Jurassic. *Micropalaeontology*, **46** (2), 123-134.
- Ramalho, M. M. 1970. *Cylindroporella lusitanica*, une nouvelle Dasycladacée du Jurassique supérieur portugais. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **17** (2), 123-127.
- Ramalho, M. M. 1971. Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Memórias Serviços Geológicos de Portugal*, N. S., Lisboa, **19**, 212 pp.
- Ramalho, M. M. (1981). Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, **67** (1), 41-45.
- Ruget-Perrot, C. (1961). Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. *Memórias Serviços Geológicos de Portugal*, N. S., Lisboa, **7**, 197 pp.

Middle-upper Oxfordian from west Sicily (section of Erice Difali): Ammonite biostratigraphy and palaeogeography

C. D'ARPA¹ AND G. MELÉNDEZ²

Resumen La sucesión de ammonites del Oxfordiense medio y superior en la sección de Erice Difali, en el oeste de Sicilia está integrada principalmente por grupos de carácter típicamente mediterráneo, incluyendo un alto porcentaje de representantes del suborden Phylloceratina. Entre los Ammonitina, dominan los representantes de los géneros *Passendorferia*, de afinidad mediterránea, y *Gregoryceras* (cosmopolita). La sucesión de especies permite caracterizar la mayoría de las unidades bioestratigráficas definidas en el Dominio Tetisiano para este intervalo, y constituye un instrumento clave para la correlación entre las provincias Mediterránea y Submediterránea.

Key words: Ammonites, biostratigraphy, Mediterranean Province, stratigraphic correlation, middle Oxfordian.

Palabras clave: Ammonites, bioestratigrafía, Provincia Mediterránea, correlación estratigráfica, Oxfordiense medio.

¹ Dipartimento di Geologia e Geodesia. Università di Palermo. Museo Geologico G.G. Gemmellaro. Corso Tukory 131. 90134 Palermo (Italia). mgup@unipa.it

² Departamento de Geología (Paleontología). Universidad de Zaragoza. C./ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España). gmelende@posta.unizar.es

Introduction

Middle Oxfordian of west Sicily (in the province of Trapani), has historically been a very important subject of research for many authors. However, few monographs are known on Oxfordian of this specific area (Gemmellaro, 1875, 1877; Christ, 1960; Gygi (1977, 1990 on the genus *Gregoryceras*). Among the recent palaeontological monographs analysing similar successions in other European areas are those of Enay (1966), Brochwicz-Lewinski (1973), Sequeiros (1974) and Meléndez (1989). More recently Fözy and Meléndez (1986) and Fözy *et al.* (1997) have described a middle Oxfordian ammonite sequence in some classical areas of Hungary which are fully comparable with the one studied here.

Recent activities carried on by the G. G. Gemmellaro Museum of Palermo, with the occasion of the VI International symposium on the Jurassic system has prompted a new re-examination of G. G. Gemmellaro's ammonite collections housed in the Museum. This has allowed gathering new ammonite collections from the same localities, and referred to the same stratigraphical levels. Among them, the section of Difali Fountain (on the hillside of Mount Erice, in Trapani) deserves special interest since this particular point most probably represents the type-locality of many Gemmellaro's species.

The section of Erice Difali

The studied section, near the Difali Fountain, takes place at the same time with the source place of many specimens that Gemmellaro has studied. The most complete section is located on the southern side of Mount Erice, 1500 to 2000 metres southwest from the town of Erice (Fig.1). Upper Jurassic in this area is represented by a monotonous sequence of pink micritic, nodular hard limestones, stratified in regular beds with occasional thin marly levels, showing irregular bedding surfaces. They are referred to the so-called: *Rosso Ammonitico Superiore* (upper «Ammonitico Rosso» unit). Middle Oxfordian is formed by 1 to 2 m thick limestone sequence formed by regular, decimetric (10 to 40 cm thick) limestone banks. In the stratigraphic column (Fig. 2) levels from 1 to 5 correspond to the Callovian. Level 5 may correspond to the Callovian/Oxfordian transition level, yet its low content of fossils makes it difficult to determine its precise age. Levels 6 to 13 correspond to the

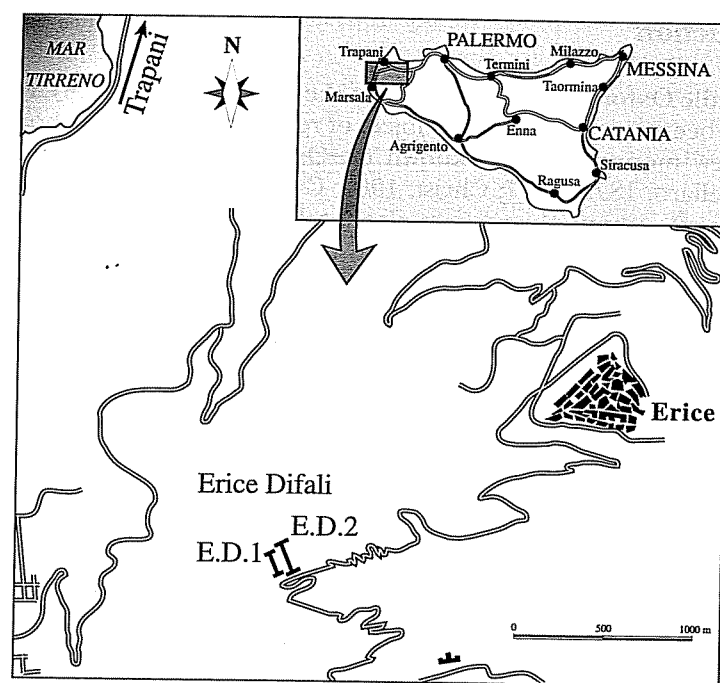


Figure 1. Geographic location of the studied outcrops: Section of Erice Difali in Mount Erice, near the village of Erice (province of Trapani)

middle Oxfordian. Recognized successive ammonite associations have allowed to characterising most of the defined subbiozones and biohorizons from upper Plicatilis, Transversarium and Bifurcatus biozones. Level 14 contains few specimens of *Euaspidoceras* close to *E. hypselum* (Oppel) group and a specimen of *Passendorferia* cf. *gygii* (Brochwic-Lewinski). These species characterise the upper Oxfordian Hypselum Biozone.

Ammonite Fauna

The collected and studied ammonite association comprises some one hundred specimens, from which, a whole of 67 specimens were taxonomically determined and described. The most relevant point of the studied ammonite association is the abundance of Phylloceratina,

most particularly the genera *Holcophylloceras* and *Sowerbyceras*. Specimens of this group represent over 50% of the whole association. A further relevant point is the virtual absence of Haplocerataceae (Opeliidae). Only a single specimen of *Lissoceratoides* has been found so far. In contrast, Perisphinctidae are mainly represented by components of subfamily Passendorferiinae, more particularly by genera *Passendorferia* and *Sequeirosia*. From upper Bifurcatus to lower Hypselum Biozone, comes a first representative of subfamily Ataxioceratinae, a specimen showing transitional features between *Passendorferia* and *Orthosphinctes*. Next groups in importance are the subfamilies Euaspidoceratinae and Peltoceratinae, represented by genera *Euaspidoceras*, *Paraspidoceras* and *Gregoryceras*.

Biostratigraphic sequence (Fig. 2)

PLICATILIS BIOZONE, ANTECEDENS SUBBIOZONE (LEVEL 6). Level 6 is formed by a 55 to 60 cm thick massive, pink limestone bank showing uneven, grey bedding surfaces. This level has yielded two specimens of *Tornquistes*, comparable respectively to *T. romani* (in Sequeiros, 1974) and *T. helveticus* (Jeannel). A single specimen of *Euaspidoceras* similar to the *E. permatum* (Sowerby) group. Also a separate specimen of *Passendorferia* (M) sp., similar to *Pass. tenuis* (Enay) and a specimen of *Sequeirosia* (M) sp. This association might characterise the upper part of the Plicatilis zone (Antecedens Subzone) or the lower part of Transversarium Biozone. No evidence has been found so far in this level of the typical form *Passendorferia* (M). *ziegleri* (Brochwic-Lewinski) - (m) *birmensdorfensis* (Moesch), which would clearly characterise the middle Transversarium Biozone.

TRANSVERSARIUM BIOZONE (?) PARANDIEIRI-LUCIAEFORMIS SUBBIOZONE (LEVEL 7-8). Level 7 comprises a 30cm thick bank of nodular, pink, somewhat marly limestone, slightly less massive. Level 8 is a 30cm thick, massive limestone bed. The upper 15 centimetres correspond to level 9. Level 7 has yielded a specimen of *Tornquistes* sp., aff. *T. oxfordiense* (Torquist). From level 8 come some several *Euaspidoceras* of doubtful attribution *E. cf. eucyphum* Gemmellaro (not Oppel), and *E. cf. fontannesii* (Gemmellaro); one specimen of *Taramelliceris* comparable to *T. callicerum* (Oppel) and two phragmented specimens of *Sequeirosia* close to the group of *S. trichoplocus* (Gemmellaro).

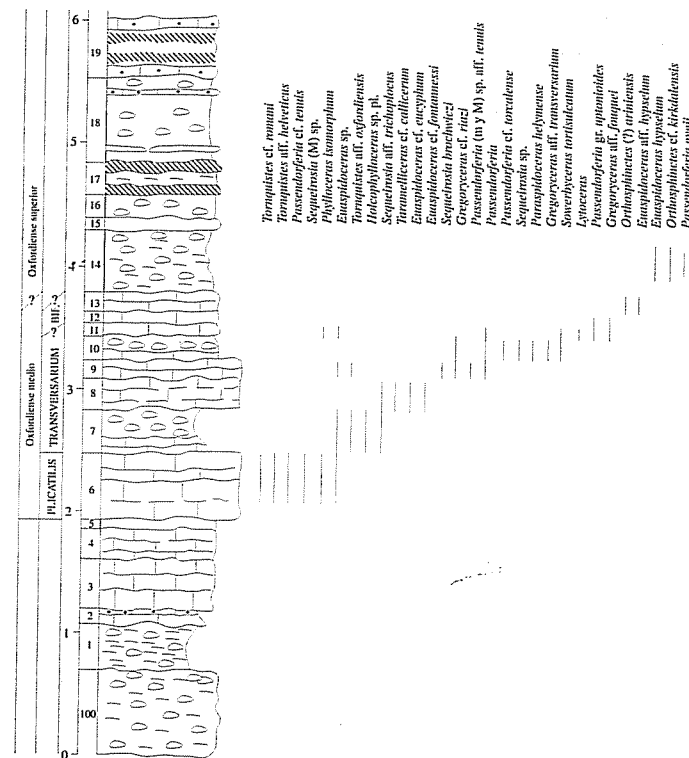


Figure 2. The section of Erice Difali (E.D.): Stratigraphy and distribution of the studied ammonite species.

TRANSVERSARIUM ZONE (?) SCHILII SUBZONE (LEVEL 9). Level 9 comprises the upper 15 centimetres thick limestone band on top of the massive bank 8. It is separated by a sharp, irregular discontinuity surface displaying local development of a crust. Level 9 has yielded a fairly large ammonite assemblage: a specimen of *Tornquistes* similar to that of level 7, *Euaspidoceras* gr. *fontannesi* (Gemmellaro), *Gregoryceras* cf. *riazi* (De Grossouvre). Representatives of subfamily Passendorferiinae are also common, including *Passendorferia* (M and m) n. sp. aff. *Pass. tenuis* Meléndez (non Enay) figured by Meléndez (1989, pl. 1, Fig. 2) and Fontana (1990, pl. 5, Fig. 3). This form corresponds to the specimen figured by Gemmellaro as *P. regalmicensis* Gemmellaro, 1877, p. 164, pl. XX, fig. 14 (non 1875, pl. XIV, Fig. 3). Similarly, *Sequeirosia* (M) *brochwiczi* (Sequeiros) is a common form in this level.

TRANSVERSARIUM BIOZONE (?) ROTOIDES SUBBIOZONE (LEVEL 10). Level 10 is a 20 to 25 cm thick pink, compact limestone band, including a lower tabular layer, and an upper irregular, nodular interval. This level contains numerous specimens of *Gregoryceras* showing intermediate features between *G. transversarium* (Quenstedt) and *G. fouquei* (Kilian) in the inner and middle whorls: trapezoidal, somewhat bell-shaped whorl section, with slightly concave flanks, and few rursiradiate, biplicate ribs on the whorlside. These features make them close to Quenstedt species. However, the general style of ornamentation is more similar to that of Kilian, formed by rectiradiate non-biplicate, subradial ribs, simple or joining at the base in an umbilical node, with few intercalaries. In the external whorl, they show irregular, flexuous ribbing and rounded elevated whorl section. These features make them closer to the specimen figured by Gemmellaro (1887; pl. XIII, fig. 1, 2) which may be considered intermediate between the two species. Some other relevant components of this association are few typical specimens of *Gregoryceras fouquei* (Kilian), *Paraspidoceras* gr. *helymense* Gemmellaro, and *Sequeirosia* showing distant ribs on the whorlside, clearly different from the lower specimens figured by Sequeiros (1974).

BIFURCATUS BIOZONE (LEVELS 11-12). Above the level 10, formed by an irregular, nodular limestone interval, comes a 40 cm thick micritic bank, formed by 3 pink-coloured, compact limestone layers. The two lower beds (levels 11-12) contain several specimens of *Euaspidoceras* and *Passendorferia* typical of the Bifurcatus Biozone.

Level 11 includes two fragmented specimens of *Passendorferia* showing highly evolute coiling and fine, sharp ribbing in inner whorls, close to *Pass. torcalense* (Kilian) or else *Pass. uponioides*, Brochwicz-Lewinski, 1973 (non Enay). From level 12 comes one single specimen of *Lissoceratoides* and few specimens of *Pass. cf. uponioides* Enay, characterised by a slightly more involute coiling, rounded massif section, parabolic nodes and irregular stronger ribs compared to previous forms. A specimen of *Gregoryceras* close to *G. fouquei* (Kilian) showing more regular, simple and radial ribbing than in the type specimen of Kilian. It corresponds to later form of this species figured by Gemmellaro (1877, pl. XX, Fig. 18) and quoted by Gygi as *Gregoryceras* sp. nov. (1990, p. 810, Fig. 8 a-b).

The described association from levels 11 and 12 seems to characterise a relatively high interval within the Bifurcatus Biozone (Gros-

souvrei Subbiozone). The lower association from level 11 might still correspond to the Stenocycloides Subbiozone, although the available data are still not conclusive.

HYPSELUM BIOZONE (LEVELS 13?-14). Level 13 corresponds to the upper bed of the described massive bench. It is a centimetric hard, pink limestone band. From this level comes a specimen of *Euaspidoceras* close to *E. hypselum* (Oppel), but still different from the type specimen, and some incomplete specimens comparable to *Passendorferia* or to early *Orthosphinctes*, close to *O. ariniensis* (Meléndez) group.

Level 14 comprises a massive, irregular and nodular marly limestone interval. The boundary between both levels corresponds to a discontinuity involving a sharp facies change. This bed has yielded an incomplete nucleus of *Euaspidoceras hypselum* (Oppel) quite typical; some incomplete specimens of *Orthosphinctes* similar to *O. Kirkdalensis*, Enay (non Arkell) and, most of all, a specimen of *Passendorferia* (m) *gygii* (Brochwic-Lewinski). This association typically characterises the Hypselum Biozone, Berrense Subbiozone.

Discussion and conclusions

The sequence described from Mount Erice has a special interest since it allows recognising and locating some classical forms described by Gemmellaro in the province of Trapani. This may be the case of *Perisphinctes regalmicensis* Gemmellaro 1877, p. 164, pl. XX, Fig. 14 (non 1875, pl. 14, Fig. 3) which has been the subject of different interpretations by subsequent authors. It would be also the case of *P. trichoplocus* Gemmellaro and of some species of *Gregoryceras* figured by this author.

The analysed ammonite succession is also comparable to those described in other areas from the Mediterranean Province, in the Betic Range (Sequeiros, 1974) or in Hungary, in the Transdanubian Central Range and in the Mecsek mountains (Fözy *et al.*, 1997). Ammonite associations allow to precisely characterising the biozones and subbiozones of middle and early upper Oxfordian. The recognised species succession of genera *Passendorferia* and *Gregoryceras* allows establishing a detailed biostratigraphic correlation with other areas of the Submediterranean Province (Meléndez, 1989; Meléndez & Fontana, 1993). The presence of forms showing intermediate features between *Passendorferia*

and *Orthosphinctes* has a special interest as it has already been recognised and proposed elsewhere in some areas of Submediterranean Province.

Acknowledgements

The present work is a part of the project «Paleobiologia, sedimentologia e diagenesi delle successioni medio-mesozoiche del margine apulo della Tetide occidentale». Warm thanks are due to Prof. Giulio Pavia for his precious help in the fieldwork and for his kind invitation to revise the G. G. Gemmellaro collection, and to Drs. Sixto Fernández-López and Isabel Pérez-Urresti for the critical revision of the manuscript.

References

- Brochwic-Lewinski, W. 1973. Some remarks on the origin of the subfamily Idoceratinae Spath, 1934 (Perisphinctidae, Ammonoidea). *Acta Palaeontologica Polonica*, **XVIII** (3), 299-320.
- Christ, H. A. 1960. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Malm von Westsizilien. *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, **77**, 1-138.
- Enay, R. 1966. L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura Français. I: Étude stratigraphique. II: Étude paléontologique. *Nouveaux Archives du Musée d'Histoire naturelle de Lyon*, Fasc. **VIII** (I-II) 1-624.
- Fernández-López, S. 1995. Taphonomie et interprétation des paléoenvironnements. *Geobios*, **M.S. 18**, 137-154.
- Fernández-López, S., y Suárez Vega, L. C. 1981. Estudio bioestratigráfico (Ammonoidea) del Aalenense y Bajociense en Asturias. *Cuadernos de Geología, Universidad de Granada*, **10**, 1-12.
- Fontana, B. 1990. *El Oxfordiense medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde sur de la cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica). Estudio paleontológico del género Larcheria (Ammonoidea, Perisphinctidae)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza. 1-123.
- Fözy, I., and Meléndez, G. 1996. Oxfordian ammonites from Hungary. *Geo Research Forum*, **1-2**, 187-194.
- Fözy, I., Pérez-Urresti, I., and Meléndez, G. 1997. Middle and upper Oxfordian ammonite successions from the Transdanubian Central Range and from

- the Mecsek Mountains (Hungary): Biostratigraphy and palaeobiogeographic affinities. *Comunicaciones IV Congreso de Jurásico de España*. Alcañiz, 1997, 69-72.
- Gemmellaro, G. G. 1875. Sui fossili della zona con *Peltoceras transversarium* Quenstedt sp. delle provincie di Palermo e di Trapani. *Atti dell'Accademia di Scienze e lettere di Palermo*, IV, 113-124.
- Gemmellaro, G.G. 1877. Sopra alcuni fossili della zona con *Peltoceras transversarium* Quenstedt sp. del Monte Erice or San Giuliano, nella provincia di trapani. *Giornale di Scienze naturale ed Economiche di Palermo*, XII, 156-172.
- Gygi, R. A. 1977. Revision der Ammonitengattung *Gregoryceras* (Aspidoceratidae) aus dem Oxfordian (Oberer Jura) der Nordschweiz und von Süddeutschland. Taxonomie, Phylogenie, Stratigraphie. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 70/2, 435-542.
- Gygi, R. A. 1990. The Oxfordian ammonite succession near Liesberg BE and Pery BE, northern Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83/1, 177-199.
- Meléndez, G. 1989. *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis Doctoral, 1984. Institución «Fernando el Católico»; Instituto de Estudios Turolenses. Zaragoza-Teruel, 1989. 1-418.
- Meléndez, G. and Fontana, B. 1993. Biostratigraphic correlation of the middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta Geológica Polonica*, 43 (3-4), 193-211.
- Pérez-Urresti, I., Bello Villalba, J., y Meléndez, G. 1996. La subfamilia Ataxioce-
ratinae (Ammonoidea) en el Oxfordiense superior de la Provincia Sub-
mediterránea: origen y evolución *Geogaceta*, 20 (1), 246-249.
- Sequeiros, L. 1974. Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la zona subbética. I: Bioestratigrafía. II: Estudio paleontológico. *Tesis doctorales de la Universidad de Granada*, 65, 1-359.

Macroforaminíferos porcelanados del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior del Dhofar (Sultanato de Omán)

A. GALLARDO¹, J. SERRA-KIEL¹, C. FERRÁNDEZ-CAÑADELL¹, PH. RAZIN², J. ROGER³, C. BOIX⁴ y E. CAUS⁴

Abstract The study of Upper Eocene-Lower Oligocene porcellaneous larger foraminifera from Dhofar (S Oman) has shown biostratigraphic implications. The Priabonian associations include genera previously only known up to the Bartonian, such as *Orbitolites* and *Rhabdonites*, and genera previously regarded as Oligocene, such as *Praearchaia*, *Praerhapydionina*, and *Austrotrillina*. A new eocene species of *Austrotrillina* was found.

Key words: Larger foraminifera, porcellaneous, Oman, Upper Eocene, Lower Oligocene.

Palabras clave: Macroforaminíferos, porcelanados, Omán, Eoceno Superior, Oligoceno Inferior.

¹ Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí Franqués s/n, 08028 Barcelona. cferran@natura.geo.ub.es, pserra@natura.geo.ub.es.

² Institut EGID Bordeaux, 1 allée Daguin, 33607 Pessac, Francia. razin@egid.u-bordeaux.fr.

³ BRGM-CDG, allée C. Guillemin, 45060 Orléans Cedex 2, Francia. roger@exchange.brgm.fr.

⁴ Departament de Geologia (Paleontologia), Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra. igpa3@cc.uab.es.

Introducción

Durante el año 2001, miembros del PICG n.º 393 «Neritic Events at the Middle-Upper Eocene Boundary», en colaboración con miembros del BRGM de Orleans y Burdeos (Francia), efectuaron dos campañas de campo para reconocer y muestrear los sedimentos del intervalo Paleoceno-Oligoceno en el Sultanato de Omán. En esta nota se presentan los primeros resultados del estudio de los macroforaminíferos porcelanados del Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior de la región del Dhofar.

Contexto estratigráfico

La región del Dhofar es la más meridional del Sultanato de Omán. Forma parte de un vasto «plateau» monoclinual que se extiende desde el Yemen del Sur a Omán (fig. 1 en Roger *et al.*, 1989). Durante el Eoceno Superior la península Arábiga estuvo emergida, a excepción del norte de Omán, de Abu Dhabi y del Dhofar. En el Dhofar, los sedimentos del Eoceno Superior (Priabonense) marino están representados por la Formación Aydim (Roger *et al.*, 1992) y por la Formación Zalumah, que se encuentra en continuidad estratigráfica con la Formación Dammam del Eoceno Medio (Bartoniense). Las calizas bioclásticas de la Formación Aydim presentan una potencia de unos cien metros y en ella se diferencian cuatro miembros, de base a techo:

MIEMBRO HEIRON. Conjunto poco potente (5 metros) de alternancia de calizas bioclásticas de corales, de margas fosilíferas y arcillas verdes con ostreidos. Se considera de edad Bartoniense por la presencia en las margas de *Dictyoconoides* sp.

MIEMBRO MOOSAK. Formado por 30 m de calizas bioclásticas con abundantes rapidionínidos y peneróplidos. Datado como Priabonense por la presencia de *Nummulites fabianii* (Prever) y *N. garnieri* De la Harpe en Boussac.

MIEMBRO TAGUT. Formado por 12 m de calcarenitas de *Nummulites* que hacia el sureste pasan progresivamente a calcarenitas con *Discocyclina*. Datado como Priabonense por la presencia de *N. fabianii* y *N. garnieri*.

MIEMBRO HALUF. Con una potencia máxima de 20 metros, está formado por una alternancia de calizas bioclásticas con *Orbitolites* y de margas, con niveles estromatolíticos a techo.

La Formación Zalumah, constituida por 20-30 m de calizas micríticas blancas bioturbadas y brechificadas, con abundantes gasterópodos y carofitas (*Rhabdochara* aff. *cauliculosa* Feist-Castel), que caracterizan un medio deposicional palustre-lacustre con alguna influencia marina. Las carofitas indican una edad Eoceno Superior terminal.

A partir del Oligoceno Inferior, la fase de distensión que precede la apertura del Golfo de Adén conlleva el hundimiento progresivo del borde sur del Dhofar. Las zonas más subsidentes son colmatadas por los depósitos marinos arcillosos y carbonatados de la Formación Ashawq, del Oligoceno Inferior, en aparente continuidad sobre la Formación Zalumah. La Formación Ashawq está formada, de base a techo, por los miembros:

MIEMBRO SHIZAR. Formado por 100 metros de depósitos arcillosos-arenosos y carbonatados con *Nummulites*, *Lepidocyclina* y corales, que pasan progresivamente a sedimentos litorales. La presencia de *N. fichteli* Michelotti indica una edad Oligoceno Inferior.

MIEMBRO NAKHLIT. Presente sólo en los sectores más subsidentes, está constituido por varios centenares de sedimentos carbonatados de lagoon permanente con abundantes macroforaminíferos porcelanados del Oligoceno Inferior.

Macroforaminíferos

En las asociaciones de foraminíferos de las secciones estudiadas, las formas predominantes son los macroforaminíferos porcelanados, entre los que destaca la presencia de:

AUSTROTRILLINA. Identificada en las formaciones Aydim y Ashawq. Los especímenes del Priabonense (miembros Moosak y Haluf) presentan un exoesqueleto poco desarrollado sólo en las últimas cámaras, que muestran un perfil triangular romo y prolóculo de 0.14-0.20 mm. Estas formas, que llamaremos *Austrotrillina* sp. 1, se consideran emparentadas con *A. paucialveolata* Grimsdale, aunque presentan suficientes diferencias para clasificarla como una nueva especie. En el Oligoceno (Miembro

bro Nakhlit) se han identificado dos especies, *Austrotrillina striata* Todd y Post, con un exoesqueleto alveolar simple y *A. asmariensis* Adams con un exoesqueleto alveolar muy regular y denso (Adams, 1968).

RHABDORITES. Reconocido en la Formación Aydim. Los especímenes presentan aperturas distribuidas al azar en la zona central de la cámara y endoesqueleto constituido por láminas subepidérmicas alternativamente cortas y largas que nunca se unen entre sí (Fleury, 1996). Por las dimensiones de los especímenes se han atribuido a la especie *R. malatyaensis* Sirel.

PRAERHAPYDIONINA. Reconocida en muestras del Priaboniense (Miembro Haluf) y del Oligoceno Inferior (Miembro Nakhlit). Se han reconocido dos especies, *P. delicata* Henson 1950 y *P. huberi* Henson 1950, partiendo de los trabajos de Henson (1950), Hottinger (1963) y Sirel (1996). *P. huberi* presenta un mayor tamaño de la concha, de las cámaras y del aparato embrionario, así como un endoesqueleto menos desarrollado respecto *P. delicata* (Sirel, 1996).

PRAEARCHAIAS. Reconocido en muestras del Priaboniense (miembros Moosak y Haluf) y del Oligoceno Inferior (Miembro Nakhlit). Se caracteriza por presentar un crecimiento planispiral involuto, sin alcanzar el estadio anular-cíclico típico del género *Archaias*; un endoesqueleto formado por pilares con distribución radial; y apertura cribada (Sirel, 1996). En estos momentos no se dispone de material de comparación para efectuar una determinación específica fiable.

ORBITOLITES. Reconocido en muestras del Eoceno Superior (miembros Moosak y Haluf). Los especímenes presentan el crecimiento cíclico-anular y un endoesqueleto entrecruzado característicos del género (Lehmann, 1961). En el material disponible no se han obtenido secciones del aparato embrionario, imposibilitando la determinación específica.

Discusión y conclusiones

Los miembros Moosak y Haluf, del Priaboniense, presentan una asociación de macroforaminíferos porcelanados formada por *Orbitolites* sp., *Praearchaias* sp., *Austrotrillina* sp. 1., *Rhabdorites malatyaensis*, *Praerhapydionina delicata* y *P. huberi*. El Miembro Nakhlit, del Oligoceno Inferior, presenta *Austrotrillina striata*, *A. asmariensis*, *Praearchaias* sp., *P. delicata* y *P. huberi*.

El Priaboniense del Dhofar está representado por facies de plataforma carbonatada poco profunda, que no se encuentran en el Tetis, y que permiten una mejor caracterización del piso, ampliando los rangos bioestratigráficos de varios géneros. En el Priaboniense se encuentran géneros que sólo se conocían hasta el Bartonense (Eoceno Medio), como *Orbitolites* y *Rhabdorites*, junto con géneros que se consideraban del Oligoceno, como *Praearchaias*, *Praerhapydionina*, y *Austrotrillina*, este último representado en el Priaboniense por una nueva especie.

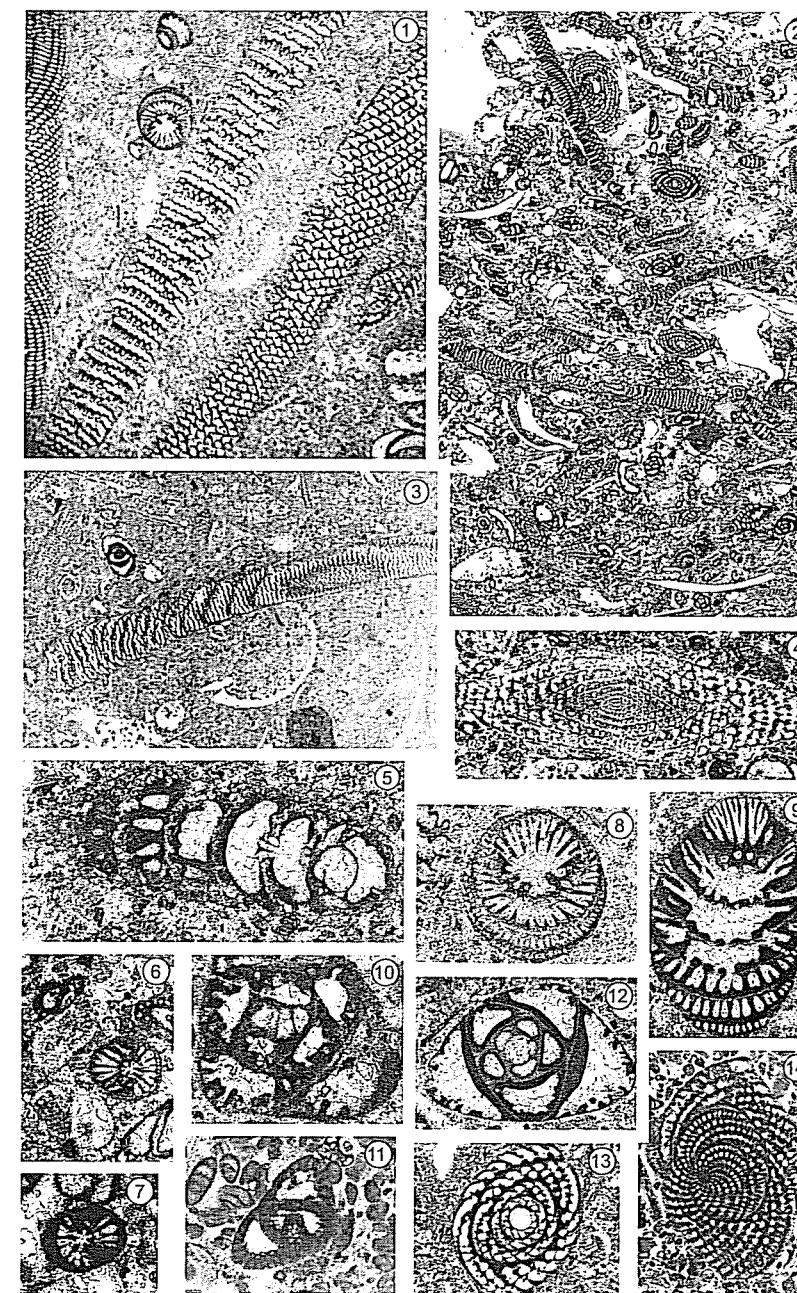
Agradecimientos

Este estudio se ha realizado con ayuda económica del Programa Sectorial de Promoción General del Conocimiento del Ministerio de Educación y Cultura (Proyecto DGICYT nº PB 98-1263).

References

- Adams, C. G. 1968. A revision of the foraminiferal genus *Austrotrillina* Parr. *Bulletin British Museum* (Natural History), (Geol.), 16 (2), 1-97.
- Fleury, J. J. 1996. Convergence morphologique Alveolinacea-Soritacea: Les genres *Rhapydionina* Stache et *Rhabdorites* n. gen. *Revue de Micropaléontologie*, 39 (1), 41-51.
- Henson, F. R. S. 1950. *Middle Eastern Tertiary Peneroplidae (Foraminifera) with Remarks on the Phylogeny and Taxonomy of the Family*. Wakefield (West Yorkshire Printing Co.), 1-70.
- Hottinger, H. 1963. Quelques Foraminifères porcelanés oligocènes dans la série sédimentaire prébétique de Moratalla (Espagne méridionale). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 56, 963-972.
- Lehmann, R. 1961. Strukturanalyse einiger Gattungen der Subfamilie Orbitolininae. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 54, 597-667.
- Roger, J., Platel, J. P., Cavelier, C. y Bourdillon, C. 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman). *Bulletin Société géologique de France*, 8, 265-277.
- Roger, J., Platel, Bourdillon, C. y Cavelier, C. 1992. *Geology of Dhofar (Sultanate of Oman). Stratigraphic and geodynamic evolution since the Mesozoic*. Ministry of Petroleum and Minerals, Document No. 1, 252 pp.
- Sirel, E. 1996. *Praearchaias*, a new soritid genus (Foraminiferida), and its Oligocene shallow-water foraminiferal assemblage from the Diyarbakir region (SE Turkey). *Geologica Romana*, 32, 167-181.

Lámina 1. 1-3: Microfacies mostrando asociaciones de foraminíferos porcelanados del Priaboniense. 4, 13, 14: *Praearchaias*. 5-7: *Praerhapydionina*. 8-9: *Rhabdorites*. 10-12: *Austrotrillina*. 1. Asociación de *Orbitolites*, *Rhabdorites* y *Austrotrillina*, Miembro Moosak, Priaboniense, x10. 2. Asociación de foraminíferos porcelanados, Miembro Haluf, Priaboniense, x5. 3. Asociación de *Orbitolites* y *Austrotrillina* sp., Miembro Moosak, Priaboniense, x5. 4. *Praearchaias* sp., Miembro Haluf, Priaboniense, x12.5. 5. *Praerhapydionina huberi* Henson, Miembro Haluf, Priaboniense, x25. 6-7. *Praerhapydionina delicata* Henson, Miembro Haluf, Priaboniense, x25. 8-9. *Rhabdorites malatyaensis* Sirel, Miembro Moosak, Priaboniense, x 25. 10. *Austrotrillina striata* Todd y Post, Miembro Nakhlit, Rupeliense, x50. 11. *Austrotrillina asmariensis* Adams, Miembro Nakhlit, Rupeliense, x25. 12. *Austrotrillina* sp., Miembro Moosak, Priaboniense, x 25. 13. *Praearchaias* sp., Miembro Haluf, Priaboniense, x25. 14. *Praearchaias* sp., Miembro Nakhlit, Priaboniense, x12.5.



Siluriformes (peces): Registro fósil y paleobiogeografía

M. GAYET¹ Y F. J. MEUNIER²

Abstract Our knowledge of the siluriform fossil record and of their endemic palaeobiogeographical distribution (except between Africa and Asia, on the one hand, and Asia and Europe, on the other) disagrees with the phylogenetic relationships as known at the present time. Fossils must be taken into account, but so must their age, the nature of the deposits (marine, freshwater), and, mostly, the geological events which allow or not dispersion (for freshwater taxa) between the continents.

Key words: Siluriformes, pisces, fossil record, palaeoenvironment, palaeobiogeography.

Palabras clave: Siluriformes, peces, registro fósil, paleoambiente, paleobiogeografía.

Introducción

El registro fósil de siluros se caracteriza por un conocimiento incompleto de los restos fragmentarios o muy parciales, sin revisión reciente o citados solamente en listados faunísticos.

¹ UFR Sciences de la Terre, Université Claude Bernard, Lyon I, bât. Géode, 27-43, bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex, France.gayet@univ-lyon1.fr.

² Laboratoire d'Ichtyologie générale et appliquée, Muséum national d'Histoire naturelle, 43 rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05, France.meunier@cimrs1.mnhn.fr.

La mayor parte del material necesita una revisión crítica y una comparación cuidadosa para conseguir identificaciones más fiables. Damos sólo una revisión del registro de los siluros fósiles del mundo actualmente conocidos para intentar reconstruir la paleobiogeografía del grupo, sabiendo que el carácter incompleto del registro y la mala sistemática de algunos restos podrían modificar mucho las conclusiones actuales.

El registro fósil de siluros no es tan pobre como podría esperarse teniendo en cuenta la diversidad de los actuales (Gayet y Otero, 1999). Se han analizado unas 500 localidades (sin las del Holoceno) pertenecientes a todos los continentes. Se conocen 17 familias fósiles (Gayet y Meunier, en prensa), incluyendo 14 de las 31-36 que viven aún actualmente (Nelson 1994; Teugels 1996).

El primer registro fósil de siluros es en el Campaniense terminal de Bolivia y de Argentina (cf. Gayet y Meunier, en prensa).

Registro fósil

AMÉRICA DEL SUR

Ocho familias actuales se conocen como fósiles en América del Sur (dieciséis viven actualmente en ese subcontinente): Ariidae, Auchenipsteridae, Callichthyidae, Diplomystidae, Doradidae, Loricariidae, Nematogenyidae y Pimelodidae (Fig. 1). Todas son endémicas de este subcontinente. Los fósiles más antiguos no parecen pertenecer a ninguna de las familias actuales: son los taxones «Arioida» del Campaniense tardío y del Maastrichtiense inferior de la cuenca Agua Clara, y los Andichthyoidea del Maastrichtiense y Paleoceno de la cuenca de Cochabamba, ambos en Bolivia (Gayet, 1991; Gayet y Meunier, 1998). Además se conocen numerosas espinas de los mismos lugares que no pueden ser atribuidas a familias actuales sin realizar una comparación con todas ellas. Es probable que la definición de estos restos fósiles pueda ampliar el registro fósil de familias actuales.

ANTÁRTIDA

Los Siluriformes indet. encontrados en la Antártida (Fig. 1) son los únicos restos fósiles de siluros en este continente (Grande y Eastman, 1986).

ÁFRICA

Seis familias actuales se conocen como fósiles en África (Fig. 1): Ariidae, Bagridae, Clarotidae, Clariidae, Mochokidae y Schilbeidae (nueve familias viven allí actualmente). El género *Fajumia*, del Eoceno medio-tardío de El Fayum (Egipto), que fue considerado como un Ariidae (Peyer, 1927) es probablemente un «Arioida» (obs. pers.). Los fósiles más antiguos provienen del Maastrichtiense del Monte Igdamon, en Níger (Longbottom, com. pers. 2001).

EUROPA

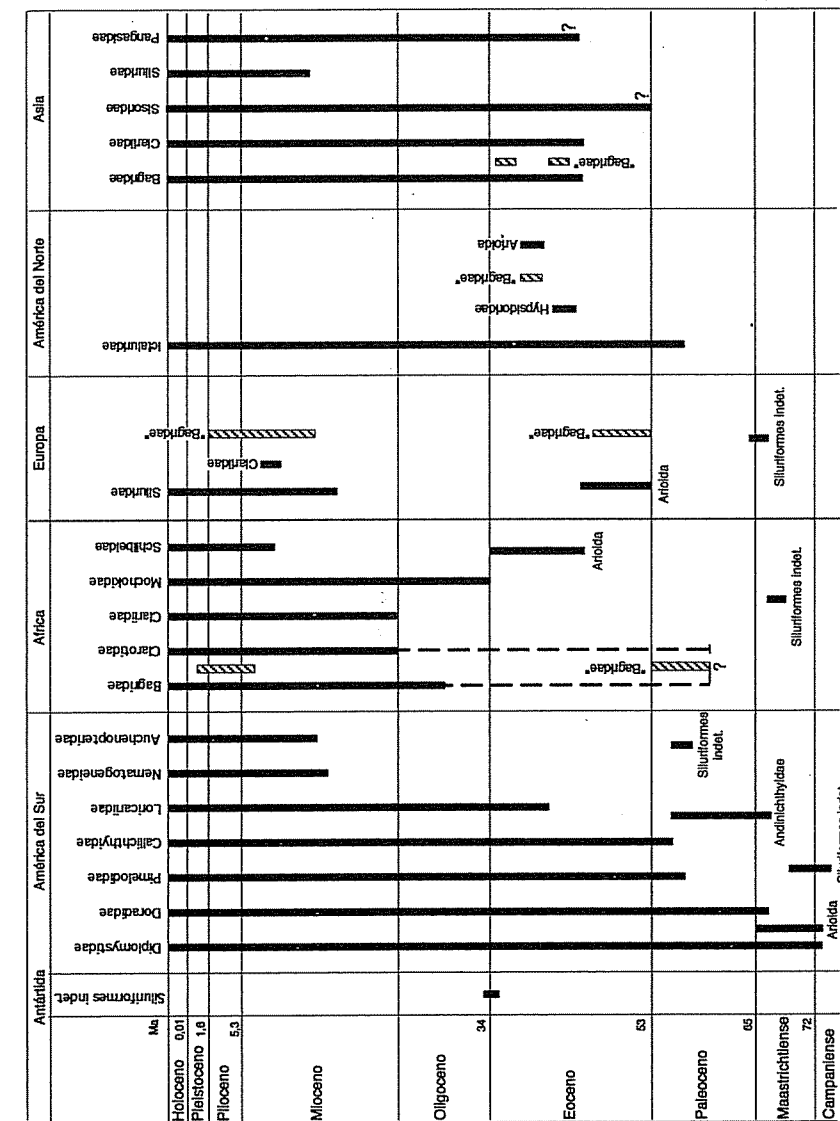
Cinco familias actuales se conocen como fósiles en Europa (Fig. 1): Ariidae, «Bagridae», Clariidae, Clarotidae y Siluridae (de ellas sólo dos viven actualmente en este continente: Siluridae y Ictaluridae, pero la presencia de la segunda es consecuencia de su introducción por el hombre). El fósil más antiguo (Siluriformes indet.) proviene del límite K/T de España (De la Peña y Soler Gijón, 1996).

AMÉRICA DEL NORTE

Dos familias actuales son conocidas como fósiles en América del Norte (Fig. 2): Ictaluridae y Ariidae, pero otros dos taxones fósiles se conocen en el Eoceno de este continente: Hypsidoridae en Wyoming (Grande, 1987) y *Titanoglanis* en Arkansas (Lundberg, 1993). Con la excepción de los otolitos del Maastrichtiense (Nolf, 1985), el siluro más antiguo es *Astephus*, del Paleoceno tardío de Wyoming (Lundberg, 1975). Si los otolitos de *Clairbonichthys* (Frizzell y Dante, 1965) pertenecen a los «Bagridae», serían el único registro de esta familia en América del Norte.

ASIA

Siete familias actuales son conocidas como fósiles en Asia (Fig. 2): Ariidae, Bagridae, Clariidae, Pangasidae, Plotosidae, Scheilbeidae, Siluridae y Sisoridae (diecisiete viven allí actualmente). No se conocen taxones fósiles de familias diferentes a las actuales. El diente del Cretáci-



Figuras 1 y 2. Extensión estratigráfica de los siluros (con la excepción del Holoceno). líneas blancas = otolitos; líneas sombreadas con trazos = «Bagridae». Los «Bagridae» de América del Norte son otolitos [Mo (1991) ha dividido la familia Bagridae en tres familias: Bagridae (Asia y África), Clarotidae y Austroglanididae (África). No es siempre posible saber la familia de los grupos fósiles].

co tardío/Paleoceno de la India (Jain y Sahni, 1983) no es un siluriforme (Cione y Prasad, en prensa), pero los siluros fósiles más antiguos en este continente han sido hallados también de la India (Cione y Prasad, en prensa); otros siluros aparecen en China, Mongolia, Pakistán, Kasachán e Indonesia (Chang y Jiajian, 1993; SANDERS, 1934) aproximadamente en el Eoceno Medio.

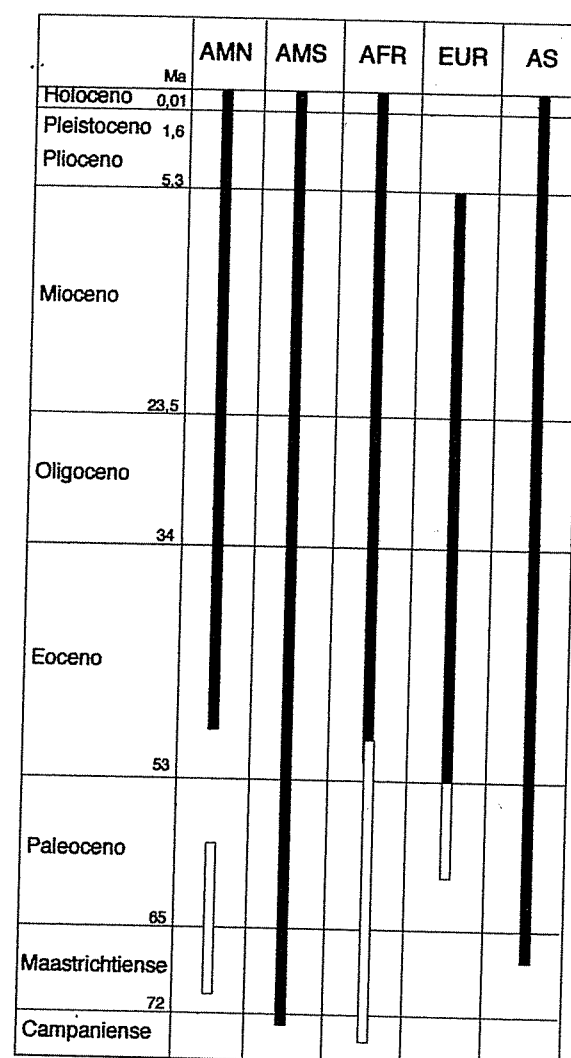


Figura 2.

Paleobiogeografía

Ni América del Sur y América del Norte, por una parte, ni América del Sur y África, por otra, tienen en común siluros de aguas dulces.

Todos los taxones fósiles de América del Sur pertenecen a familias endémicas actuales (Auchenipteridae, Callichthyidae, Diplomystidae, Doradidae, Nematogeneidae, Pimelodidae), o a nuevas familias fósiles que se encuentran solamente en este continente (Andinichthyidae, nueva familia de Arioida). No se han encontrado taxones pertenecientes a familias actuales o fósiles presentes en otro continente.

Los siluros fósiles de América del Norte pertenecientes a los Ictaluridae (familia actual) o a los Hypsidoridae son de familias endémicas de este continente. En África y en Asia, todos los siluros fósiles pertenecen a familias actuales (Claroteidae, Mochockidae para África; Pangasidae para Asia), o a las tres familias actuales que se encuentran en ambos continentes (Bagridae, Clariidae y Schilbeidae).

Los siluros son considerados como un grupo originario de aguas dulces, rasgo común a la mayor parte de las familias (Nelson, 1994; Lundberg, 1998; De Pinna, 1998). Según el principio de parsimonia, los siluros de aguas marinas son considerados como derivados. Como existen siluros de aguas dulces viviendo en África y en América del Sur, una hipótesis postula que el origen de los siluros fue anterior a la separación de estos dos continentes (Lundberg, 1998).

Una hipótesis alternativa es la dispersión de taxones marinos. El hecho de que los siluros más antiguos se encuentren en depósitos marinos o deltaicos (nunca de aguas estrictamente dulces) y la pertenencia de estos fósiles al grupo Arioida (incluyendo la familia marina Ariidae) pueden modificar la interpretación de las relaciones paleobiogeográficas de los Siluriformes.

El conocimiento del registro fósil de los siluros y su distribución paleobiogeográfica endémica (con la excepción de África y Asia por una parte, y de Asia y Europa por otra) no concuerda con las relaciones filogenéticas conocidas actualmente. Según el último cladograma propuesto (Pinna, 1998), casi todas las familias de siluros, o grupos monofiléticos, tendrían que aparecer antes del Maastrichtiense, la edad de los siluros fósiles más antiguos conocidos (Fig. 3).

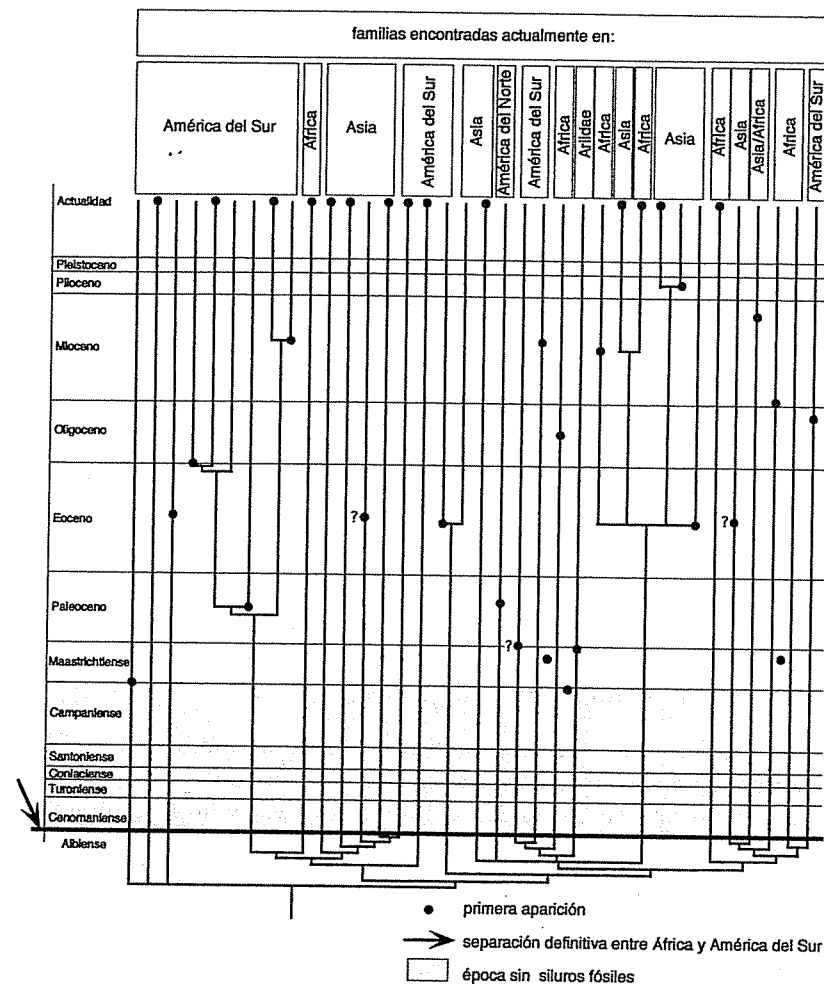


Figura 3. Cladograma de la mayor parte de las familias de Siluriformes (según Pinna, 1998) sobre una columna estratigráfica. Las dicotomías están unidas con los fósiles más antiguos conocidos.

A causa del aislamiento de la América del Sur desde el Albiense, las familias primitivas sudamericanas deberían haber estado presentes en América del Sur al menos desde esta edad, o bien tratarse de grupos hermanos de otras familias presentes en dicho subcontinente.

La paleobiogeografía de los siluriformes podrá ser establecida una vez que se tenga un conocimiento más preciso de la filogenia del grupo. El conocimiento de la filogenia de los siluros actuales resulta insuficiente para entender su biogeografía histórica. Hay que tener en cuenta los fósiles, su edad, las características de los depósitos (marinos o de aguas dulces) y los eventos geológicos que han permitido o no la dispersión (para los taxones de aguas dulces) entre los continentes.

Bibliografía

- Chang, M. M. and Jiajian, Z. 1993. A brief survey of the Chinese Eocene ichthyofauna. *Kaupia*, 2, 157-162.
- Cione, A. L. and Prasad, D. en prensa. The oldest catfish (Teleostei) from Eurasia (Late Cretaceous, India. *Journal of Paleontology*.
- De la Peña, A. and Soler-Gijón, R. 1996. The first Siluriform fish from the Cretaceous-Tertiary interval of Eurasia. *Lethaia*, 29, 85-86.
- Frizzell, D. L. and J. H. Dante. 1965. Otoliths of some early Cenozoic fishes of the Gulf coast. *Journal of Paleontology*, 39 (4), 687-718.
- Gayet, M. 1991. Holostean and Teleostean fishes from Bolivia. In: *Fósiles y Facies de Bolivia*. (Ed. R. Suárez-Soruco) *Revista Técnica de YPFB*, 12 (3-4), 453-494.
- Gayet, M. and Meunier, F. J. 1998. Maastrichtian to Early Late Paleocene freshwater Osteichthyes of Bolivia: additions and comments, In: *Phylogeny and classification of Neotropical fishes*. (Eds. L. R. Malabarba, R. E. Reis, R. P. Vari, Z. M. Lucena. & C. A. S. Lucena). Edipucrs, 85-110.
- Gayet, M. and Meunier, F. J. en prensa. Palaeontology and Palaeoecology. In: *Catfish*. (Eds. B. G. Kapoor, G. Arratia, M. Chardon & R. Diogo). Oxford & IBH Publishing, Enfield, USA.
- Gayet, M. and O. Otero. 1999. Analyse de la paléodiversification des Siluriformes (Osteichthyes, Teleostei, Ostariophysi). *Geobios*, 32 (2), 235-246.

- Grande, L. 1987. Redescription of *Hypsidoris farsonensis* (Teleostei: Siluriformes), with a reassessment of its phylogenetic relationships. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 7 (1), 24-54.
- Grande, L. and Eastman, J. T. 1986. A review of Antarctic ichthyofaunas in the light of new fossil discoveries. *Palaeontology*, 29 (1), 113-137.
- Greenwood, P. H. 1974. A review of Cenozoic freshwater fish fauna in Africa. *Annals of the Geological Survey of Egypt*, Cairo, 4, 211-232.
- Jain, S. L. and Sahni, A. 1983. Some upper Cretaceous vertebrates from central India and their paleogeographic implications. In: *Cretaceous of India: palaeoecology, palaeogeography and time boundaries*. (Eds. H. K. MAHESWARI), Indian Association of Palynostratigraphy, Lucknow (India), 66-83.
- Lundberg, J. G. 1975. The fossil catfishes of North America. *Paper on Paleontology*, 11, Claude W. Hibbard Memorial, 2, 1-51.
- Lundberg, J. G. 1993. African-South American freshwater fish clades and continental drift: problems with a paradigm. In: *The Biotic Relationships between Africa and South America*. (Ed. P. Goldblatt). Yale University Press, 156-199.
- Lundberg, J. G. 1998. The temporal context for the diversification of Neotropical fishes. In: *Phylogeny and classification of Neotropical fishes*. (Eds. L. R. Malabarba, R. E. Reis, R. P. Vari, Z. M. Lucena. & C. A. S. Lucena). Edipucrs, 49-68.
- Mo, T. 1991. Anatomy, relationships and systematics of the Bagridae (Teleostei: Siluroidei) with a hypothesis of Siluroid phylogeny. *Thesis Zoologicae*, 17, Koenigstein, 1-216.
- Nelson, J. S. 1994. *Fishes of the World*. Third edition. John Wiley & Sons, New York, 1-300.
- Nolf, D. 1985. Otolithi Piscum. In: *Handbook of Paleoichthyology*, (Ed. H.-P. SCHULTZE), Gustav Fischer, 1-145.
- Otero, O. and Gayet, M. 2001. Palaeoichthyofaunas from the Lower Oligocene and Miocene of the Arabian Plate: palaeoecological and palaeobiogeographical implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165, 141-169.
- Peyer, B. 1927. Die Welse des ägyptischen Altertiärs. *Abhandlungen Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 32 (3), 1-87.
- Pinna, M. de 1998. Phylogenetic relationships of Neotropical Siluriformes: historical overview and synthesis of hypothese. In: *Phylogeny and classification*

- of Neotropical fishes. (Eds. L. R. Malabarba, R. E. Reis, R. P. Vari, Z. M. Lucena. & C. A. S. Lucena). Edipucrs, 279-330.
- Sanders, M. 1934. Die Fossilen Fische der Alttertiären Süßwasserablagerungen aus Mittel-Sumatra. *Verhandelingen van het Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën*, 11, 1-144.
- Teugels, G. 1996. Taxonomy, phylogeny and biogeography of catfishes (Ostariophysi, Siluroidei): an overview. *Aquatic Living Resources*, 9, h.s., 9-34.

Caracterización climática de la transición Pleistoceno superior-Holoceno en el Sistema Ibérico

M.J. GIL¹, M.B. RUIZ¹, M. DORADO¹, A. VALDEOLMILLOS¹ Y
A. PÉREZ-GONZÁLEZ²

Abstract A detailed record is presented of climatic events occurred during the Late-Glacial Period in the northwestern sector of Iberian Range (Spain) as detected by pollen analysis. The retrogression of the arboreal vegetation, mainly the thermophilous taxa, the expansion of steppe-like herbaceous taxa, and the very low pollen concentrations indicate the existence of two cold and arid events.

Key words: Pollen, Late-Glacial, Climatic changes, Iberian Range

Palabras clave: Polen, Tardiglacial, Cambios climáticos, Sistema Ibérico.

Introducción

El Sistema Ibérico constituye una barrera natural de dirección predominante NO-SE que separa la Meseta Central al Oeste y el Valle del

¹ Departamento de Geología. Campus Universitario. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares. Madrid. mjose.gil@uah.es

² Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad Complutense. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

Ebro al Este. Las diversas unidades que lo conforman, suelen ordenarse en tres conjuntos morfoestructurales: Sector Nor-Occidental, Sector Centro-Occidental y Sector Oriental-Meridional.

Las Sierras de Urbión y Cebollera (Fig. 1), objeto de este trabajo, se localizan en el Sector Nor-Occidental y en sus cumbres se conserva una densa y variada morfología glaciar, cuyas formas más frecuentes son los circos (Alonso Otero, 1982; Ortega y Centeno, 1987; Ortigosa Izquierdo, 1986; Sanz Pérez y Pellicer Corellano, 1994), los cuales han funcionado tras la retirada de los hielos como lagos actualmente colmatados por turba.

Los datos que se presentan corresponden a dos depósitos de esta naturaleza, uno de ellos localizado en la Sierra de Urbión a 1.820 m de altitud, Laguna de Hornillo (LHN), con una datación radiométrica 14C de 13.340±70 años BP (16.475-15.675 cal. años BP) a los 7,20-7,30 m de profundidad. Otro es el denominado Hoyos de Iregua (HI) situado a 1.780 m de altitud en la Sierra de Cebollera y con una edad 14C de 13.730±60 años BP a 4 m de profundidad.

Resultados

Los datos de polen procedentes de ambas secuencias han detectado las oscilaciones climáticas que tuvieron lugar durante la etapa de transición desde el Último Máximo Glaciar y el actual interglaciar (Fig. 2).

En este sentido la primera etapa fría, Dryas Antiguo o Dryas I, se caracteriza por una escasa cubierta vegetal donde dominan los taxones herbáceos de tipo estépico como Poaceae, Caryophyllaceae, *Artemisia* y Chenopodiaceae. Pese a la escasa presencia de taxones arbóreos, *Pinus* mantiene una curva constante con valores próximos a los detectados en otras secuencias de la Península Ibérica como Picos de Urbión -Soria- (Gómez-Lobo, 1993), Quintanar de la Sierra -Burgos- (Peñalba Garmendia, 1994; Peñalba Garmendia *et al.*, 1997), Lago de Banyoles -Gerona- (Pérez Obiol y Julià, 1994) y Laguna de Las Lamas -Orense- (Maldonado Ruiz, 1994). La presencia de *Betula* y *Juniperus* aunque en porcentajes bajos permite deducir que las condiciones climáticas fueron muy frías, con temperaturas quizás algo más altas que en la mayor parte de Europa, debido a la situación meridional de la Península Ibérica, y con un elevado grado de aridez.

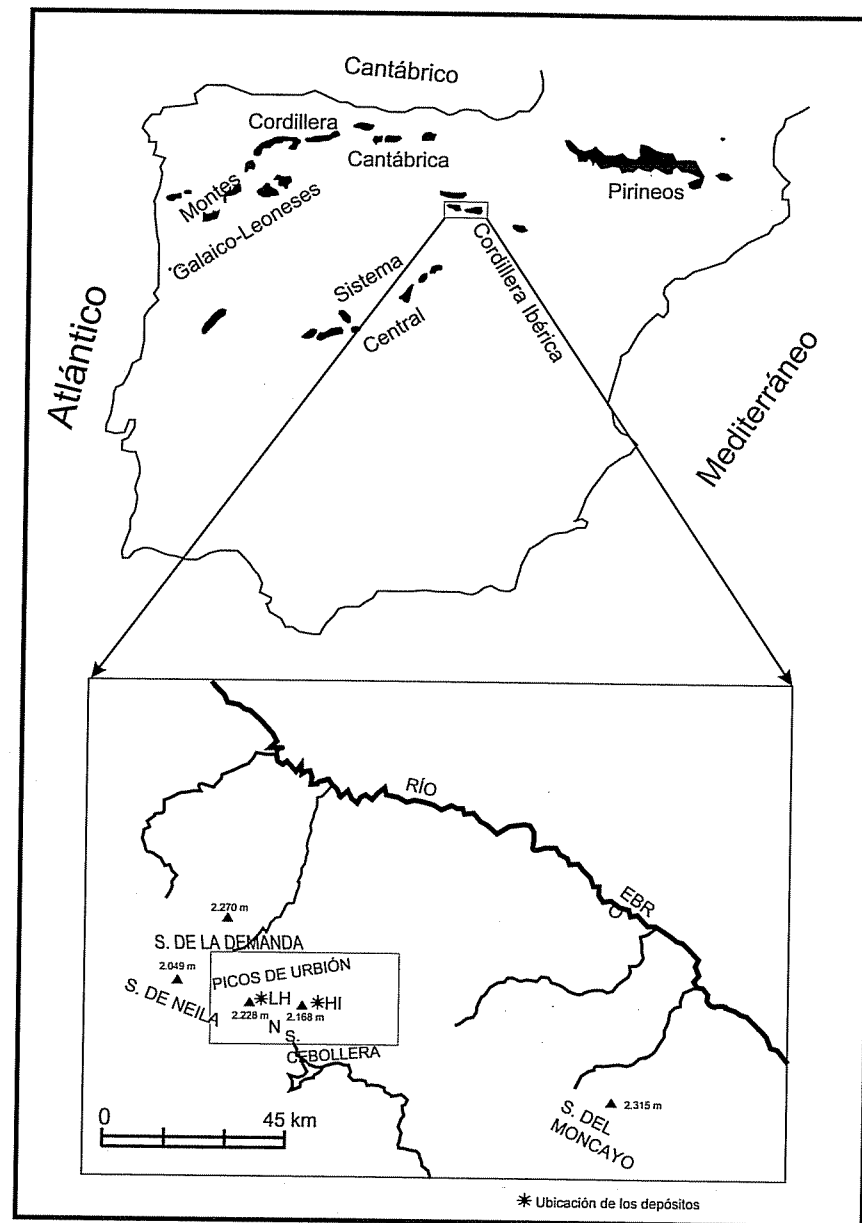


Figura 1. Situación geográfica del área de estudio (Modificado de Vegas *et al.*, 2001)

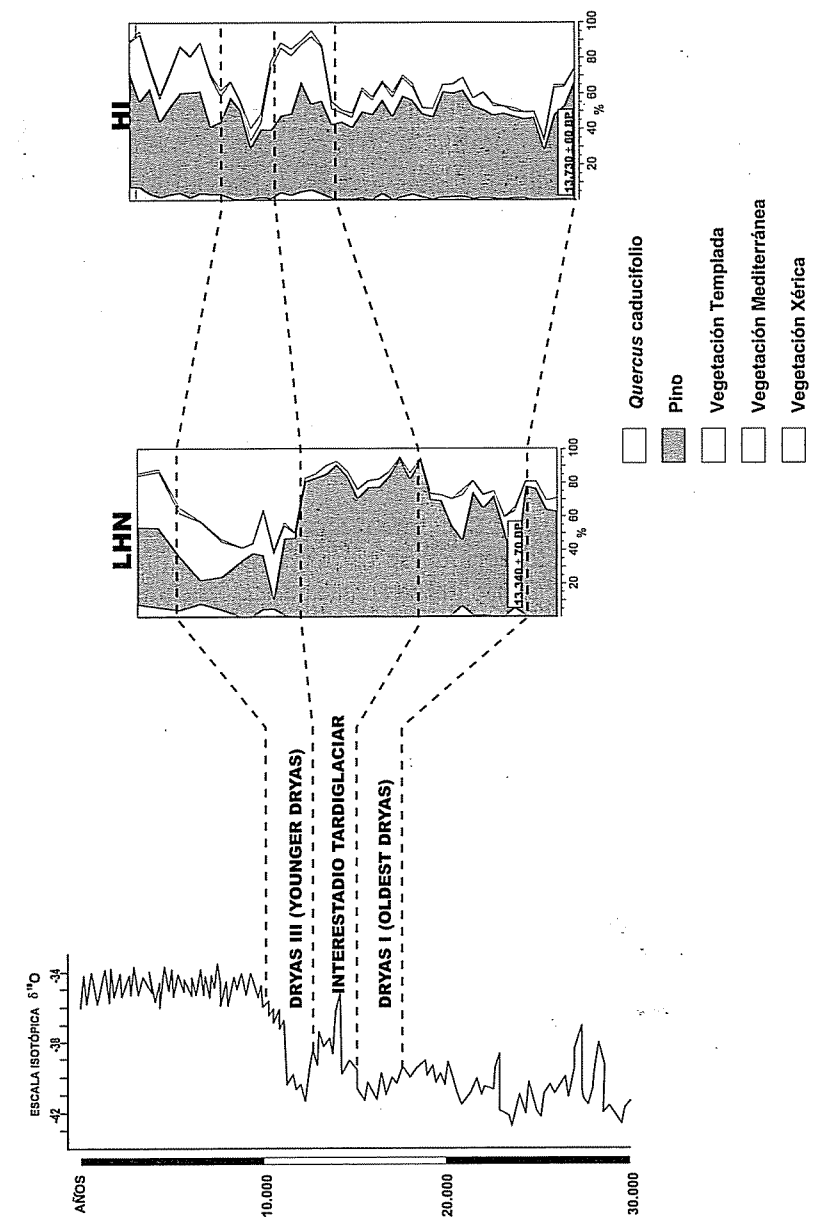


Figura 2. Registro paleoclimático de la transición Pleistoceno superior-Holoceno en el Sistema Ibérico

El denominado Interestadial Tardiglaciario está marcado por un retroceso de los taxones herbáceos y una neta progresión de los arbóreos, siendo *Pinus* y *Betula* los taxones dominantes. También están presentes, en menor proporción, taxones caducifolios como *Quercus caducifolia* y *Corylus*, que se localizan en tierras bajas y en montañas con influencia oceánica durante este periodo (Ramil Rego *et al.*, 1998). La dinámica es muy similar a la que muestran los diagramas de las montañas del noroeste ibérico, ya que se produce una temprana expansión de *Pinus*, el cual pierde importancia ante el abedul en las montañas occidentales y vertientes oceánicas (Maldonado Ruiz, 1994; Muñoz Sobrino, 2001; Ramil Rego *et al.*, 1996), pero en nuestro caso se mantiene pujante dada sus condiciones más continentales. No se observa una fase inicial de matorrales como *Juniperus*, *Calluna* y otras ericáceas, que se detecta en otras secuencias (Peñalba Garmendia *et al.*, 1997; Maldonado Ruiz, 1994) aunque dichos taxones se encuentran presentes en el inicio del interestadial.

El deterioro climático Dryas Reciente o Dryas III también se detecta en nuestros depósitos. Este periodo se caracteriza por la instalación nuevamente de un paisaje abierto, debido a la reducción de los taxones arbóreos y un incremento de los herbáceos al igual que en la mayoría de las secuencias del Noroeste peninsular. El descenso de los arbóreos afecta principalmente a *Pinus* y *Betula*; y de manera difusa a, *Corylus* y *Quercus caducifolia*. Es significativa la expansión de la vegetación herbácea constituida fundamentalmente por *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae* y *Caryophyllaceae*.

Conclusiones

El estudio comparado de estas dos secuencias regionales nos ha permitido conocer la dinámica de la vegetación durante la transición entre el Último Máximo Glaciar y el actual Interglaciar. Durante esta etapa el paisaje vegetal de las Sierras de Urbión y Cebollera estuvo determinado por la existencia de unas condiciones considerablemente más frías y áridas que en la mayoría de los depósitos del Noroeste peninsular, que limitaron de manera importante el desarrollo forestal. Ello dio paso a una vegetación dominada por taxones herbáceos como *Artemisia*, *Poaceae* y *Chenopodiaceae*.

Bibliografía

- Alonso Otero, F. 1982. Observaciones sobre la morfología glaciar de la Sierra de Teleno. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 2, 85-99.
- Gómez-Lobo, A. 1993. *Historia de la vegetación durante los últimos 15.000 años en los Picos de Urbión (Soria) en base al análisis polínico*. Tesis Doctoral (inédita). Facultad de Ciencias. Sección Biología. Universidad de Alcalá de Henares.
- Maldonado Ruiz, F.J. 1994. *Evolución Tardiglaciaria y Holocena de los macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis Doctoral (inédita). Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid.
- Muñoz Sobrino, C. 2001. *Cambio climático y dinámica del paisaje en las montañas del noroeste de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral (inédita). Escola Politécnica Superior. Departamento de Biología Vegetal. Universidad de Santiago de Compostela.
- Ortega, L. y Centeno, J.D. 1987. Nota sobre nuevos focos glaciares detectados en la Sierra de Neila (NW del Sistema Ibérico, España). *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural (Geología)*, 82 (1-2), 147-150.
- Ortigosa Izquierdo, L.M. 1986. Geomorfología glaciar de la Sierra de Cebollera (Sistema Ibérico). *Ciencias de la Tierra. Geografía*, 7. Instituto de Estudios Riojanos.
- Peñalba Garmendia, M.C. 1994. The history of the Holocene vegetation in northern Spain from pollen analysis. *Journal of Ecology*, 82, 815-832.
- Peñalba Garmendia, M.C., Arnold, M., Guiot, M., Duplessy, J.C. and De Beaulieu, J.L. 1997. Termination of the last glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research*, 48, 205-214.
- Pérez Obiol, R. and Julià, R. 1994. Climatic change on the Iberian peninsula recorded in a 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41, 91-98.
- Ramil Rego, P., Taboada Castro, M.T., Díaz Fierros, F. y Aira, M.J. 1996. Modificación de la cubierta vegetal y acción antrópica en la región del Minho (Norte de Portugal) durante el Holoceno. In: *Biogeografía Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica* (Coords. P. Ramil Rego, C. Fernández Rodríguez y M. Rodríguez Guitián) 199-214.
- Ramil Rego, P., Muñoz Sobrino, C., Rodríguez-Gutián, M. and Gómez Orellana, L. 1998. Differences in the vegetation of the North Iberian peninsula during the last 16,000 years. *Plant Ecology*, 138, 41-62.

Sanz Pérez, E. y Pellicer Corellano, F. 1994. El periglaciario de la Sierra de Cebollera (Soria y La Rioja). *Cuaternario y Geomorfología*, 8(1-2), 123-138.

Vegas, J., Pérez-González, A., Ruiz Zapata, B., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., López-García, M.J., López-Saez, J.A., Uzquiano, P., Delgado, A., Macintosh, G., Pollard, J.P. y Osete, M.L. 2001. Interpretación de los paleoambientes ocurridos desde el Último Máximo Glaciar y el Holoceno en las Sierras de Neila y Urbión. In: *Estudio sobre la evolución paleoambiental de la mitad Norte de la Península Ibérica*. (Ed. A. Pérez-González). ENRESA Y CSN (paleoclima project), Vols. 1 y 2 (inédito).

Interpretación del registro holoceno en la plataforma continental gallega a partir de foraminíferos planctónicos

R. GONZÁLEZ, G. FRANCÉS Y F. VILAS¹

Abstract Planktonic foraminifera in a core from the continental shelf of southwestern Galicia allow a reconstruction of the Holocene climatic and oceanographic evolution. Changes in the relative abundance of assemblages permit to recognise two sharp peaks that interrupt the general pattern of a progressive warming. The first one might have been caused by an intense upwelling pulse, and the second one might be related to the 8,2 Cold Event.

Key words: Planktonic foraminifera, Holocene, continental shelf, Galicia.

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Holoceno, plataforma continental, Galicia.

Introducción

Datos recientes indican que en el Holoceno se han sucedido diversas fases climáticas que afectan tanto a los continentes como a la oceanografía del Atlántico Norte (O'Brien *et al.*, 1995; Barber *et al.*, 1999; Bond *et al.*, 1999; de Menocal, 2001).

¹ Departamento de Geociencias Marinas y O.T. Universidad de Vigo. 36200 Vigo. Raquelg@uvigo.es.

En este trabajo se han estudiado los foraminíferos planctónicos de un testigo procedente de la plataforma continental de Galicia, con el fin de identificar las variaciones oceanográficas producidas por las oscilaciones climáticas holocenas en latitudes medias (Fig. 1). El registro del Cuaternario en esta zona está constituido por una unidad sísmica fundamentalmente arenosa, aunque hay que destacar una lengua de facies finas paralela a la costa (Rey, 1993).

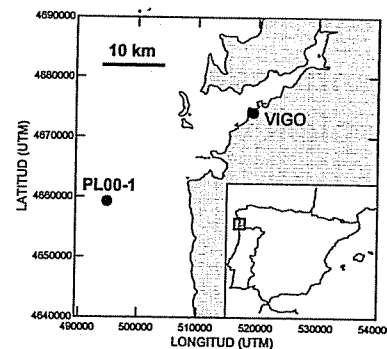


Figura 1. Situación geográfica del testigo estudiado.

Las variaciones estacionales del anticiclón de las Azores y de la baja de Groenlandia determinan la hidrografía de la región. Durante la mayor parte del año las corrientes superficiales se dirigen hacia el norte, favoreciendo las condiciones de *downwelling*. Por el contrario, durante los meses de verano el agua superficial fluye a lo largo de la costa, de NO a S, causando pulsos de afloramiento de aguas subsuperficiales (Ríos *et al.*, 1992; Álvarez Salgado *et al.*, 1993). A lo largo del Cuaternario, distintas condiciones climáticas han provocado modificaciones en la posición e intensidad de las corrientes del Golfo y Noratlántica (Mörner, 1996; Barber *et al.*, 1999; Keigwin y Boyle, 2000).

Material y técnicas

El testigo de gravedad PL00-1, de 96 cm de longitud, fue extraído en las coordenadas 42° 5' 15.115'' N, 9° 3' 46.380'' O, a una profundidad de 130,8 m (Fig. 1). La mitad inferior (55-96 cm) está constituida por arenas glauconíticas que pasan a arenas fangosas (46-55 cm) sobre las que se sitúa un tramo de fangos de color verde oscuro intensamente bioturbados (Fig. 2a). La base del testigo ha sido datada por ¹⁴C (Ge-

ochron Laboratories), obteniéndose una edad calibrada usando el programa CALIB 3.0 (Stuiver y Reimer, 1993) de 10.994 cal. B.P.

Para el estudio microfaunístico se obtuvieron 17 muestras de 1 cm de espesor que fueron tamizadas por vía húmeda con tamices de 125 y 63 µm. El levigado mayor de 125 µm fue cuarteado para obtener al menos un número de individuos superior a 300.

Resultados y discusión

Se han diferenciado 22 especies de foraminíferos planctónicos, si bien, sólo 4 aparecen con porcentajes elevados (*Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinita glutinata* (Egger) y *Globorotalia inflata* d'Orbigny). El resto no supera el 5%. La interpretación se ha basado en la evolución a lo largo del testigo de las asociaciones definidas por Cayre *et al.* (1999) en el margen continental de Portugal. La asociación de transición agrupa a tres de las especies más frecuentes (*N. pachyderma* (dex.), *G. glutinata* y *G. inflata*). Es la más abundante en todo el testigo, con porcentajes superiores al 70% en la mayoría de las muestras. Únicamente registra mínimos relativos en la base del testigo, en 70 cm y 60 cm (Fig. 2c). La asociación subpolar, dominada por *G. bulloides*, representa el 20-30% y su tendencia es contraria a la anterior (Fig. 2d). Sin embargo, *G. bulloides* también aparece en zonas de alta productividad de latitudes más bajas (Thiede y Jünger, 1992). Así pues, *N. pachyderma* (sin.) y *Globigerina quinqueloba* Natland son las formas típicas de aguas subpolares que se registran. La suma de ambas, o asociación subpolar s.s., alcanza los valores más altos en la mitad inferior del testigo, mientras que en la superior no sobrepasa el 3% (Fig. 2e). La asociación subtropical es más abundante que la anterior, aunque nunca supera el 7% (Fig. 2b). Agrupa a diversas especies que de forma individual están pobremente representadas (<2,7%).

Estas tendencias permiten una aproximación a la interpretación de las condiciones en la plataforma continental gallega durante los últimos 11.000 años. Los centímetros basales registran una rápida disminución de las formas subpolares, valores relativamente bajos de la asociación de transición y un aumento notable de la subtropical (Fig. 2). Esto se interpreta como la terminación del *Younger Dryas* y el inmediato calentamiento que se produjo durante el Holoceno inferior. Unido a dicho calentamiento tuvo lugar un ascenso rápido del nivel del mar durante el

que se depositaron fundamentalmente arenas. La microfauna está dominada por la asociación de transición, compuesta por especies que se relacionan con el borde del giro subtropical a estas latitudes. En esta evolución hacia un clima cálido se registran dos episodios en los que las aguas superficiales fueron relativamente frías.

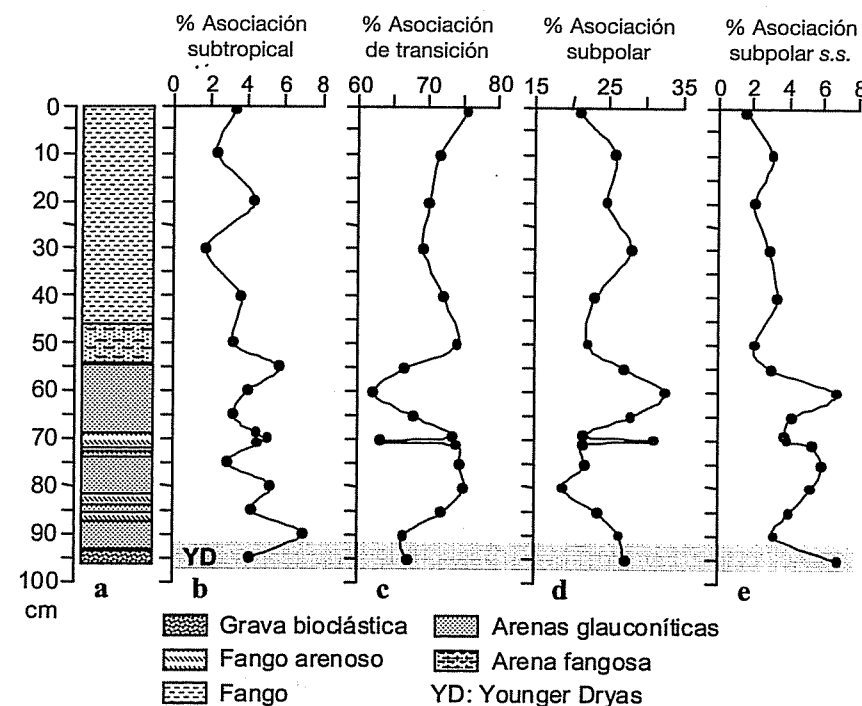


Figura 2. Columna litológica del testigo PL00-1 (a) y variación de la abundancia relativa de las asociaciones encontradas (b-e).

El primero se localiza en 70 cm y se caracteriza por un acusado incremento de *G. bulloides* (27,4%), una disminución equivalente de la asociación de transición y, en menor medida, por un porcentaje relativamente alto de la asociación subtropical (Fig. 2a). Esta composición de la microfauna probablemente se debió a un breve, aunque intenso, afloramiento de aguas intermedias más frías que las superficiales. Un pequeño desplazamiento del giro subtropical hacia el Norte favoreció pro-

cesos de *upwelling* estacionales más intensos que los actuales en un contexto climático general ligeramente más cálido.

En el episodio de aguas frías identificado en 60 cm se registra el valor máximo de las formas subpolares, el mínimo de la asociación de transición y valores relativamente bajos de la subtropical (Fig. 2a). A falta de una datación precisa de este nivel, los datos sugieren que podría tratarse del evento frío que tuvo lugar a 8,2 ka. Su causa se atribuye a la llegada masiva al Atlántico Norte de aguas frías a través del estrecho de Hudson. Estas aguas procedentes de la fusión de las capas de hielo desviaron la corriente cálida del Golfo y provocaron un descenso de la temperatura en la región del Atlántico nororiental (Alley *et al.*, 1997; Barber *et al.*, 1999).

Una vez alcanzado el máximo nivel del mar comienza la sedimentación del material fangoso que se registra en la mitad superior del testigo. Los foraminíferos planctónicos en este tramo se caracterizan por una estabilidad de las asociaciones. La asociación de transición es claramente dominante (>70%), la subpolar presenta porcentajes inferiores a los del tramo basal y la subtropical está pobremente representada (Fig. 2).

Conclusiones

El registro holoceno en la plataforma continental al Oeste de Galicia muestra dos partes bien diferenciadas. La inferior, constituida por arenas, representa los sedimentos transgresivos que se depositaron durante el rápido ascenso del nivel del mar que se produjo por el calentamiento global posterior al *Younger Dryas*. Dentro de esta tendencia hacia un clima más cálido, las asociaciones de foraminíferos planctónicos permiten identificar dos episodios breves en los que las aguas superficiales fueron relativamente frías. El primero se interpreta como la consecuencia de un proceso de *upwelling* estacional intenso, mientras que el más reciente se correlaciona con el denominado *8,2 Cold Event*. La parte superior del testigo está constituida por sedimentos finos depositados con un nivel del mar alto en los que se registran asociaciones de foraminíferos planctónicos caracterizadas por su estabilidad y dominadas por especies de transición típicas del margen del giro subtropical.

Agradecimientos

Agradecemos a la Xunta de Galicia la beca concedida a la primera autora y a los proyectos REN2000-1102 MAR (Plan Nacional I+D), PGIDT00PXI30105PR y PGIDT00MAR30103PR (Xunta de Galicia). Contribución al IGCP 464 (n.º 228 del EX1).

BIBLIOGRAFÍA

- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. and Clark, P. V. 1997. Holocene climatic instability: A prominent widespread event at 8,200 yr ago. *Geology*, **25**, 483-486.
- Álvarez Salgado, X. A., Rosón, G., Pérez, F. F. and Pazos, Y. 1993. Hydrographic variability off the Rías Baixas (NW Spain) during the upwelling season. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 14447-14455.
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D. and Gagnon, J. M. 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, **400**, 344-348.
- Bond, G., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G. and Johnson, S. 1999. The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles, and the Little Ice Age. In: *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Timescales* (Eds. P. U. Clark, R. S. Webb and L. D. Keigwin). Geophysical Monograph, **112**, 35-58. Washington D.C.
- Cayre, O., Lancelot, Y., Vincent, E. and Hall, M. A. 1999. Paleooceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: Temperature, salinity, and Heinrich events. *Paleoceanography*, **14**, 384-396.
- De Menocal, P. B. 2001. Cultural responses to climate change during the Late Holocene. *Science*, **292**, 667-673.
- Keigwin, L. D. and Boyle, E. A. 2000. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. *Proceedings National Academy of Sciences*, **97**, 1343-1346.
- Mörner, N. A. 1996. Earth rotation, ocean circulation and paleoclimate: The North Atlantic-European example. In: *Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins* (Eds. J. T. Andrews, W. E. N. Austin, H. Bergsten and A. E. Jennings). Geological Society Special Publications, **111**, 359-370.

- O'Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Meese, D. A., Twickler, M. S. and Whitlow, S. I. 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, **270**, 1962-1964.
- Rey, J. 1993. *Relación Morfosedimentaria entre la Plataforma Continental de Galicia y las Rías Bajas y su Evolución durante el Cuaternario*. Instituto Español de Oceanografía, Publicación Especial, **17**, Madrid, 233 pp.
- Ríos, A. F., Pérez, F. F. and Fraga, F. 1992. Water masses in upper and middle North Atlantic ocean east of Azores. *Deep Sea Research*, **39**, 645-658.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. 1993. Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Thiede, J. and Jünger, B. 1992. Faunal and flora indicators of coastal upwelling (NW African and Peruvian Continental Margins). In: *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene* (Ed. C. P. Summerhayes, W. L. Prell and K. C. Emeis). Geological Society Special Publications, **64**, 47-76. London.

Clypeorbinæ (Foraminifera) del Cretácico Superior del Tetis

L. HOTTINGER¹ Y E. CAUS²

Abstract The genera *Sirtina*, *Neumannites*, *Vanderbeekia* and *Clypeorbis*, assigned here to the subfamily Clypeorbinæ Sigal, 1952, are representing a Tethyan group of Late Cretaceous spiral benthic foraminifera tending to become orbitoidiform, in parallel with the Caribbean group *Sulcoperculina*, *Vaughanina*, *Pseudorbitoides* and consorts (Pseudorbitoidinae Rutten, 1935).

Key words: Upper Cretaceous, larger foraminifera, orbitoidiform architecture, lateral chamberlets, spiral chambers.

Palabras clave: Cretácico Superior, macroforaminíferos, arquitectura orbitoidal, camarillas laterales, cámaras espirales.

Introducción

Las conchas de los macroforaminíferos laminar-perforados desarrollan durante su crecimiento sólo unos pocos modelos arquitecturales: las conchas radiales adoptan preferentemente una arquitectura de tipo orbitoidal; es decir, la formación simultánea de camarillas, alter-

¹ Museum of Natural History, 4001 Basel, Suiza. lukas.hottinger@unibas.ch.

² Departamento de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193-Bellaterra. e.caus@uab.es.

nantes en posición radial de un ciclo de crecimiento al siguiente, mientras las conchas planispiraladas producen generalmente un esqueleto suplementario, constituido por conductos radiales ecuatoriales (ej: Siderolíticos, Calcarínidos) o conductos marginales tangenciales (ej: Nummulíticos). Sin embargo, en los grupos *Sirtina-Clypeorbis* y *Sulcoperculina-Vaughanina-Pseudorbitoides* (Pseudorbitoidinae Rutten, 1935) ambos modelos arquitecturales aparecen combinados y representan las «pequeñas» formas planispirales complejas que acompañan siempre, en los dos lados del océano Atlántico, a las «grandes» y ubiqüistas formas radiales *Orbitoides* y *Lepidorbitoides*.

En este trabajo se aborda el estudio de los caracteres estructurales del grupo *Sirtina-Clypeorbis*, hasta ahora escasamente conocido, con objeto de fijar el concepto de arquitectura cíclica *versus* espiral en los foraminíferos orbitoidiformes y establecer el paralelismo evolutivo entre este grupo y el grupo americano Pseudorbitoidinae. El estudio se ha basado, principalmente, en el material excepcionalmente bien conservado de *Neumannites granulatus* Rahaghi procedente de los Pirineos meridionales, aunque otros géneros (*Sirtina* Bronnimann y Wirz, *Vanderbeekia* Bronnimann y Wirz, y *Clypeorbis* Douvillé) y áreas geográficas (Pirineos septentrionales, Cordilleras Béticas, Turquía, Madagascar) han sido también incluidos en el estudio.

Datos sistemáticos y morfoestructurales

En 1962, Brönniman y Wirz describieron del Cretácico superior de Irán y Libia, respectivamente, dos nuevos géneros de foraminíferos rotaliformes: *Sirtina* (especie tipo: *S. orbitoidiformis*) y *Vanderbeekia* (especie tipo: *V. trochoidea*), ambos caracterizados por una disposición espiral de las cámaras y «camarillas laterales» en el lado dorsal; según los citados autores, el género *Sirtina* posee cámaras espirales no divididas mientras que *Vanderbeekia* presenta el lado dorsal, típicamente espiral, separado del dorsal, formado por camarillas laterales, por una capa media de camarillas. En 1974, van Gorsel descubrió *S. orbitoidiformis* en la sección de Aubeterre (sudoeste de Francia), demostrando que el citado género se extendía hasta el dominio Atlántico del Tetis. Rahaghi (1976) describió del Cretácico Superior de Irán, los géneros *Neumannites* (especie tipo: *N. granulatus*) e *Iranites* (especie tipo: *I. ornatus*), ambos exhibiendo una morfología donde las cámaras planispirales se combinan con una superestructura dorsal en forma de «camarillas laterales». En 1978, van Gorsel reunió todas las formas «sirtiniformes» que carecían de una capa

media de camarillas principales en un único género: *Sirtina* Brönnimann y Wirz, considerando los géneros *Neumannites* Rahaghi e *Iranites* Rahaghi sinónimos del anterior; aunque esta idea fue aceptada por Loeblich and Tappan (1987), fue contestada por Rahaghi (1992).

Por otro lado, van Gorsel (1974) sugirió la relación entre *Sirtina orbitoidiformis* y *Clypeorbis mamillatus* Schlumberger 1902 y Loeblich y Tappan (1987) reunieron *Clypeorbis*, *Vanderbeekia* y *Sirtina* en la familia Clypeorbinæ Sigal, 1952.

En este trabajo, el estudio detallado de los géneros antes citados ha permitido verificar la validez de *Sirtina* Brönnimann y Wirz (= *Iranites* Rahaghi), *Neumannites* Rahaghi, *Vanderbeekia* Brönnimann y Wirz y *Clypeorbis* Douvillé, los cuales han sido incluidos en la subfamilia Clypeorbinæ Sigal, e ilustrar el paso de una arquitectura típicamente espiral a una arquitectura radial, mediante la transformación progresiva de las prolongaciones alares de las cámaras espirales «superinvolutas» en camarillas laterales.

En *Sirtina*, las sucesivas y cada vez más alargadas prolongaciones alares dorsales son aún tubiformes pero empiezan a desviarse de su típica forma radial simple con objeto de reducir el volumen de la cavidad de la cámara en la zona axial de la concha. Las prolongaciones alares se sitúan entre los apilamientos de láminas que se forman en la superficie dorsal de la concha.

El género *Neumannites* presenta inflaciones localizadas de la cavidad alar, lo que da lugar a un conjunto de camarillas, los cuales se extienden desde la periferia de la vuelta precedente hacia la zona axial de la concha. Las camarillas están conectadas por medio de «pasajes» situados en los estrechamientos de las cavidades de las cámaras. En cualquier etapa de crecimiento, la distribución de camarillas laterales y apilamientos de láminas produce un marcado relieve en el lado dorsal de la concha; en la siguiente etapa, las camarillas del nuevo ciclo tienden a cubrir las depresiones, lo que produce una alternancia más o menos regular de las camarillas según el modelo en tablero de ajedrez (Höttinger, 1981).

En *Vanderbeekia*, la arquitectura espiral del lado ventral de la concha se complementa con una capa media de camarillas, las cuales están dispuestas según un modelo cíclico radial. El paso de la concha con enrollamiento espiral a una concha cíclica se realiza mediante la formación de una segunda abertura, la cual da lugar a camarillas suplementarias en la capa media, tal como ocurre en los miogipsínidos (Bock, 1976).

En *Clypeorbis*, van Gorsel (1978) describió una disposición «biserial» de las camarillas de la capa media y una disposición espiral de las primeras camarillas laterales ventrales; sin embargo, la relación entre las camarillas no-espirales que forman la capa media y las camarillas espirales laterales no se conoce en detalle y deberá ser investigada en el futuro. A pesar de la asimetría de las conchas adultas, en el género *Clypeorbis* las camarillas laterales del lado dorsal y ventral son muy parecidas, a excepción de las primeras camarillas ventrales que delimitan la zona umbilical.

Todos los géneros anteriormente citados presentan un sistema simple de conductos umbilicales. Los conductos están conectados por medio de «loopholes» localizados en la pared umbilical de las cámaras espirales, las cuales carecen de «folia» o cualquier tipo de placas. La abertura entre las cámaras espirales es simple, pequeña, en forma de arco bajo y situada en la base de la cara apertural en posición periférica y marginal interior.

Teniendo en cuenta los criterios anteriores, el problema radica ahora en la atribución de la subfamilia Clypeorbinæ. Brönnimann y Wirz (1962) consideraron los géneros *Sirtina* y *Vanderbeekia* próximos a los foraminíferos rotaliformes y esta misma idea fue seguida por van Gorsel (1974) al situar la subfamilia Clypeorbinæ en Rotalidae. Por el contrario, Loeblich and Tappan (1987) incluyeron Clypeorbinæ en la familia Lepidorbitoididae, a pesar de su diferente diagnóstico. Desde nuestro punto de vista, no parece lógico incluir la familia Clypeorbinæ entre los rotalidos, debido a la ausencia de los elementos endoesqueléticos que caracterizan esta familia y a la diferente posición de las aberturas, aunque tampoco es clara su inclusión en los lepidorbitoididos. Por otro lado, la presencia de un género problemático del Eoceno del Caribe (*Penoperculinoides*), que parece tener mucho en común con *Sirtina*, y la estructura espiral versus radial del grupo también americano y terciario *Helicostegina-Lepidocyclina* reabren la discusión sobre la posición sistemática de las «tremasteginas», foraminíferos que presentan rasgos análogos a los descritos. La única diferencia entre estos dos grupos parece ser la presencia de camarillas suplementarias estelares, por lo que es probable que haya existido una evolución paralela en el desarrollo de ambos grupos no rotaloides durante el Cretácico y el Terciario, respectivamente.

Conclusiones

Las sucesivas, y cada vez más complejas superestructuras dorsales, observadas en los géneros del Cretácico superior del Tetis: *Sirtina*, *Neu-*

mannites, *Vanderbeekia* y *Clypeorbis* explican al menos un camino para la formación de camarillas laterales en los foraminíferos laminar perforados. En conchas con una disposición espiral de las cámaras, las extensiones alares dorsales de las cámaras involutas pueden extenderse sobre la zona axial de la concha y forman cavidades tubulares, cada vez más alargadas, que pueden dar lugar a un sistema de camarillas. Al mismo tiempo, las pequeñas aberturas situadas en las zonas suturales de las cámaras espirales se transforman en un sistema de estolones oblicuos. Esta transformación progresiva de las prolongaciones alares de las cámaras espirales en camarillas laterales explicaría el porqué de su existencia en diversos grupos de foraminíferos genéticamente no relacionados y de diferentes épocas geológicas.

La ausencia de «folia» y cualquier tipo de placas, así como la posición de la abertura en las cámaras espirales de los miembros de Clypeorbinæ, indica que la citada subfamilia debe ser separada de Rotalidae a pesar de la presencia de un sistema de conductos umbilicales. Estudios futuros deberán confirmar si, por el contrario, Clypeorbinæ debe situarse en las proximidades de los tremasteginidos, foraminíferos que muestran una tendencia similar de transformación de las superestructuras dorsales, similares características en la disposición de las aberturas intercamerales y carecen también de «folia» y placas endosqueléticas.

Agradecimientos

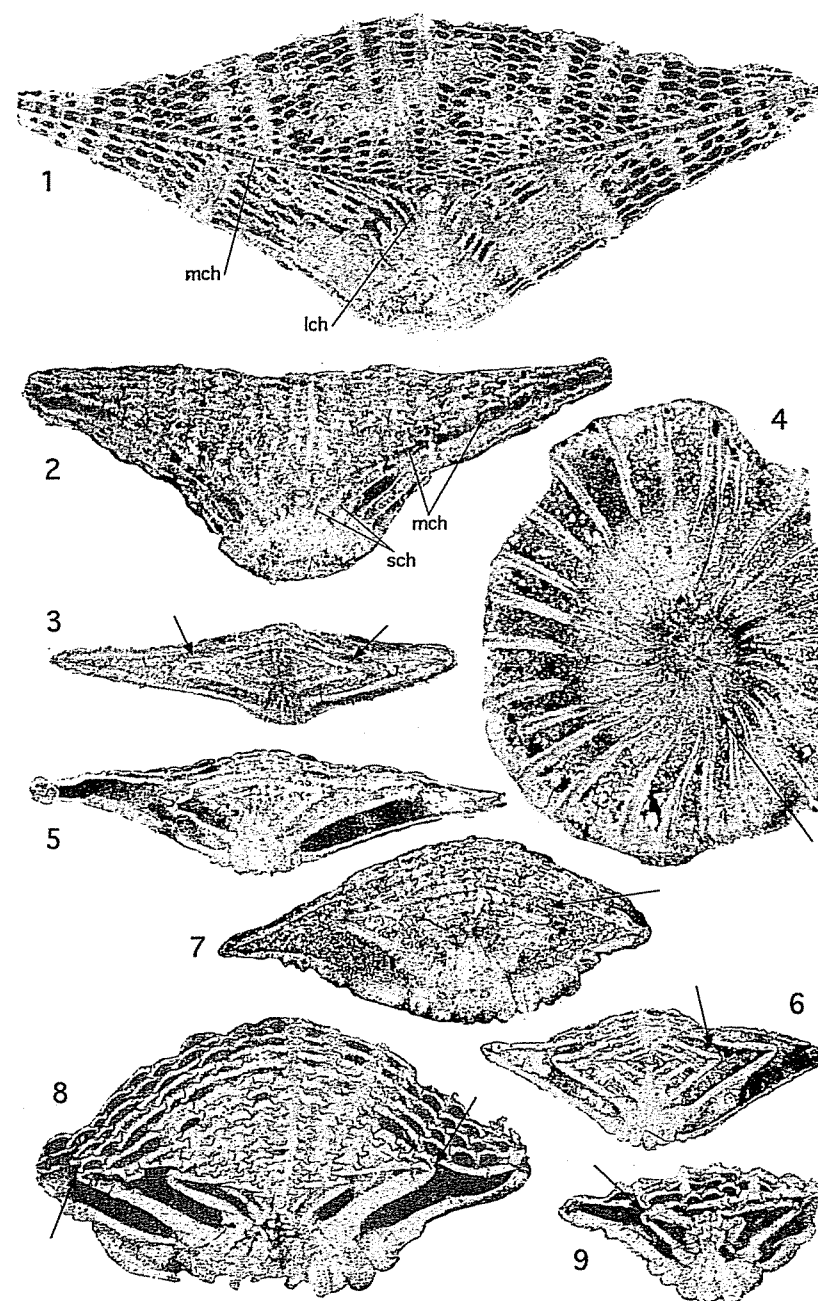
Este trabajo ha sido financiado parcialmente por los proyectos: PB96-1176 y BTE2000-0158, de los Ministerios de Cultura y Ciencia y Tecnología, respectivamente.

Bibliografía

- Bock, J. T. 1976. Studies on some *Miogypsinoides-Miogypsina* s.s. associations with special reference to morphological features. *Scripta geologica*, **36**, 1-35.
- Brönniman, P. and Wirz, A. 1962. New maastrichtian Rotaliids from Iran and Libya. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **55** (2), 519-528.
- Douvillé, H. 1915. Les Orbitoides: développement et phase embryonnaire, leur évolution pendant le Cretacé. *Comptes rendus Académie de France* **161**, 664-669.

- Gorsel, J. T. van 1974. Some complex Upper Cretaceous Rotaliid Foraminifera. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetenschappen*, series B, **77**, 319-339.
- Gorsel, J. T. van. 1978. Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera. En HEADLEY, R. H. and ADAMS, C. G. (eds), *Foraminifera*, Academic Press, **3**, 1-120.
- Hottinger, L. 1981. Fonctions de la disposition alternante des loges chez les foraminifères et la structure d'Omphalocyclus. *Cahiers de Micropaléontologie*, **4**, 45-55.
- Loeblich, A. and Tappan, H. 1987. *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Co. (ed.), New York, 1-970.
- Rahaghi, A. 1976. Contribution à l'étude de quelques grands Foraminifères de l'Iran. *National Iranian Oil Company publication*, **6**, 1-79.
- Rahaghi, A. 1992. Remarks on the genera *Sirtina*, *Vanderbeekia*, *Iranites* and *Neumannites* (Foraminifera) from the Upper Cretaceous of Iran with suggestion of a new subfamily Neumannitidae. *Revista Española de Micropaleontología*, **24** (2), 199-229.
- Rutten, M. G. 1935. Larger Foraminifera of Northern Santa Clara Province, Cuba. *Journal of Paleontology*, **9**, 527-543.
- Schlumberger, C. (1902). Deuxième note sur les Orbitoides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **4** (II), 255-261.
- Sigal, J. 1952. *Ordre des Foraminifères*. En Piveteau, P. (ed.), *Traité de Paléontologie*, 133-301.

Lámina I. 1. *Clypeorbis mammilata* (Schlumberger, 1902). Sección axial de un pequeño espécimen. Leyenda: lch: camarilla lateral del lado ventral (inicio); mch: camarilla de la capa media anular. Muestra 95606, St. Marcet (suroeste de Francia). Maastrichtiense. **2.** *Vanderbeekia* n. sp. Sección axial de una forma A. Leyenda: sch: primeras cámaras espirales; mch: camarillas de la capa media anular. Muestra: 84114, Vila-vella (Lleida, norte de España). Campaniense. **3.** *Sirtina* n. sp. Sección axial casi centrada de una forma B. Las flechas indican las cámaras espirales involutas del lado dorsal. Muestra 95606, St. Marcet (suroeste de Francia). Maastrichtiense. **4.** *Sirtina* n. sp. Sección perpendicular al eje de la concha por el lado dorsal de una forma B. La flecha indica las prolongaciones alares. La misma muestra que 3. **5.** *Sirtina* n. sp. Sección de una forma B paralela a la sección axial. Muestra 84113, Vila-vella (Lleida, norte de España). Campaniense. **6.** *Sirtina* n. sp. Sección axial. La flecha indica las cavidades de la cámara espiral involuta en el lado dorsal. Sierra de Arguena (cordilleras béticas, sureste de España). Maastrichtiense. **7.** *Sirtina orbitoidiformis* Brönniman y Wirz, 1962. Sección axial la flecha indica las cavidades de la cámara espiral involuta en el lado dorsal. Gercus (suroeste de Turquía). **8.** *Neumannites granulosus* Rahaghi, 1976. Sección axial de un espécimen de gran tamaño. Las flechas indican las cavidades de las cámaras espirales involutas en el lado dorsal. La misma muestra que 5. **8.** *Neumannites granulosus* Rahaghi, 1976. Sección oblicua centrada de un espécimen pequeño. La misma muestra que 8.



Palaeobiogeography of pycnodontiform fishes (Actinopterygii, Neopterygii)

J. KRIWET¹

Resumen La paleobiogeografía de pycnodontiformes (Neopterygii, †Pycnodontiformes) mesozoicos y paleógenos es analizada utilizando procedimientos diferentes. Los análisis indican que dispersión y no vicarianza es el factor más importante, determinando la distribución de pycnodontiformes.

Palabras clave: Neopterygii, Pycnodontiformes, Paleobiogeografía.

Key words: Neopterygii, Pycnodontiformes, Palaeobiogeography.

Introduction

Pycnodontiform fishes are a monophyletic group of extinct neopterygians. More than 600 species belonging to about 34 genera have been described in the last 150 years. The spatial distribution patterns of pycnodontiform fishes has been discussed in general terms so far (e.g. Nursall, 1996). Kriwet (2001) was the first to present a comprehensive study of the palaeobiogeography of pycnodonts using different analysing approaches. The present paper summarises the results of this study. For further references and details see Kriwet (2001).

¹ Institut für Paläontologie, ZI Museum für Naturkunde, Humboldt-Universität zu Berlin. Invalidenstraße 43, D-10115 Berlin, Germany. jkriwet@geologist.com

Methods

Multivariate data analyses were applied to explain the relationships of different regions based on the distribution of pycnodont taxa. Five binary similarity coefficients (presence/absence of taxa) (Baroni-Urbani & Buser coefficient, the Jaccard coefficient of Community, the Simpson Index, Legendre and Legendre's unnamed Index, and the Ochiai Coefficient of Closeness) were selected for this purpose following the results of Shi (1993). The mean of the five coefficients multiplied by 100 expresses the percentage of similarity between two areas (numbers in squares) (Fig. 1a). These data were used to create geographical link diagrams. In addition, two cladistic approaches are used to create testable hypotheses and to check the results from HPA. The parsimony analysis of endemism (PAE) treats defined areas as taxa and the taxa as characters and is thus similar to phylogenetic analysis using cladistic principles (e.g., Liebermann & Eldredge, 1996). Although PAE is not based on robust phylogenetic hypothesis and thus makes no assumptions about the evolutionary relationships of the taxa used, it is widely used to reconstruct the distribution of extinct taxa. The other method is phylogenetic biogeography which is based on the phylogenetic relationships of taxa.

Results

The plotting of pycnodont occurrences on palaeogeographic maps indicates that their spatial and temporal distributions are largely consistent with current palaeobiogeographic reconstructions (e.g., Smith *et al.* 1994, Scotese, 1999). Pycnodonts were mostly adapted to shallow marine waters on the upper slope of the shelf zones all over the world. So, the wide distribution of several pycnodonts would imply dispersal along continuous shelves with limited open-sea crossings. Continuous shelf regions between the northern continents on one side and Gondwana continents on the other side were developed during most of the Mesozoic Era. Pycnodonts may have followed these continuous shallow marine regions. Deep-sea areas may have been crossed only accidentally with the help of surface currents. These assumptions are supported by the analyses for each stratigraphic epoch and stage. They indicate that dispersal, which is strongly affected by eustatic sea-level changes, and not vicariance, is the most important factor influencing the distribution of pycnodont genera. The dispersal possibilities were limited to some ex-

tend during times of sea-level lowstands (e.g., Tithonian, lowermost Lower Cretaceous) because of restricted shallow shelf areas. In contrast to that, sea-level highstands resulted in enlarged shelf areas with rather shallow waters enhancing the dispersal of pycnodonts. This is also expressed by the temporal sequence of pycnodont occurrences in different areas, e.g., the appearance of *Gyrodus* Agassiz 1833 in Europe in the Middle Jurassic and the occurrence of *Gyrodus* in the Oxfordian of Chile and Cuba and Kimmeridgian of Mexico (Fig. 1b). Thus, pycnodont distribution is mainly related to opening of sea ways and the breaking up of barriers. The opening of the Bay of Biscay Rift, the opening of the Proto-North Atlantic, and the opening and closure of important marine corridors (e.g., western African sea-way, northern Iberian sea-way) certainly had great influences on the distribution of pycnodonts. Pycnodonts were initially restricted to a rather small area during the Late Triassic up to the Middle Jurassic (Fig. 1c). They spread into the developing marine corridors with the continuous fragmentation of the Pangean continent. This distribution shows mainly a western directed migration based on the temporal sequence of occurrences of taxa (first appearance in the different areas). However, a single Late Jurassic pycnodont is known from Tibet. Pycnodonts intruded continental influenced basins in South America and Africa (e.g., Brazil, Niger) with the beginning of the fragmentation of the South Atlantic ocean during the Early Cretaceous (Fig. 1d). They rapidly extended their geographic range during the Late Cretaceous and migrated far into the North American Interior Sea Way and along the boreal realm of Europe (Fig. 2a). Gondwanian pycnodonts are known from many Upper Cretaceous localities in South America, northern and western Africa, Madagascar, and India, but not from Antarctica. The fossil record of pycnodonts in the Palaeocene indicates a decline of pycnodonts. Only six out of 32 genera are present in the Palaeogene. Their decline in both biogeographic distribution and diversity may be caused by an evolutionary crisis corresponding to the Cretaceous-Palaeogene boundary. The Eocene represents the last extensional event during which pycnodonts, especially species of *Pycnodus* Agassiz 1844, spread again (Fig. 2b). Pycnodonts are still represented in the earliest coral fish assemblage of modern character which is of early middle Eocene age. However, these are the youngest pycnodonts known, and probably as a result of competition with more advanced and rapidly diversifying teleosts (e.g., Labridae, Sparidae, Scaridae etc.) and changing climatic conditions, they became extinct before the end of the Eocene. All records of pycnodonts from the Oligocene or Neogene are misinterpretations and must be attributed to teleosts or even chondrichthyans (Kriwet, 2001).

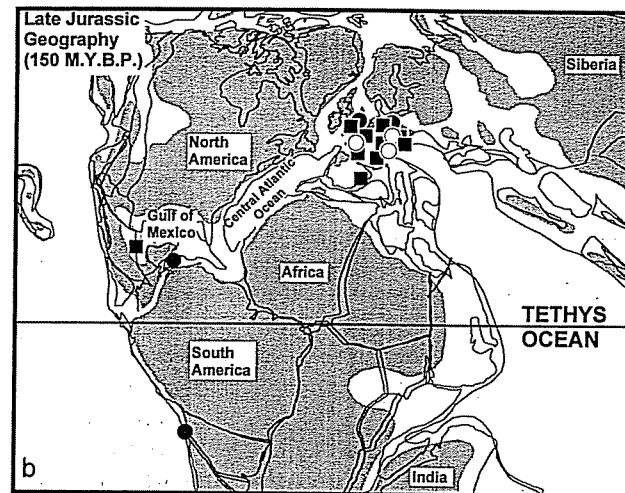
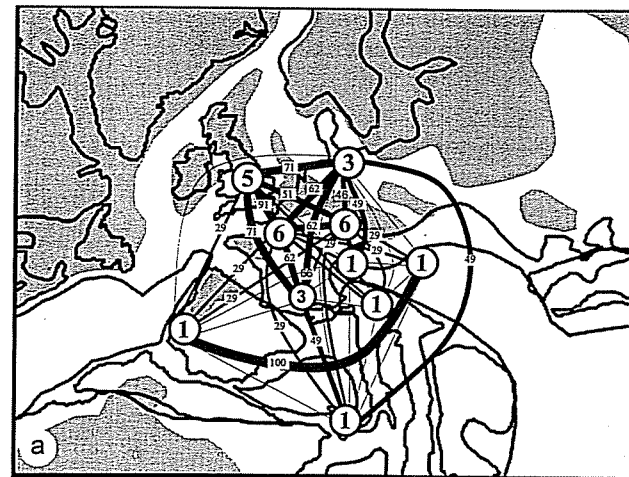


Figura 1. Base maps modified from C. R. Scotese, Palaeomap Project (1999). **a.** Link diagram demonstrating the total numbers of Tithonian (Late Jurassic) pycnodont genera of Europe and the faunal affinities (mean of five binary similarity coefficients). Numbers in circle are the taxonomic diversity, small numbers are the percentage of similarity. **b.** Distribution of *Gyrodus* spp. in the Late Jurassic. The occurrence of *Gyrodus* in the Caribbean Sea and in Chile suggest a marine corridor between North and South America which was not proposed by Scotese (1999). Black circles: Oxfordian, black squares: Kimmeridgian, white circles: Tithonian.

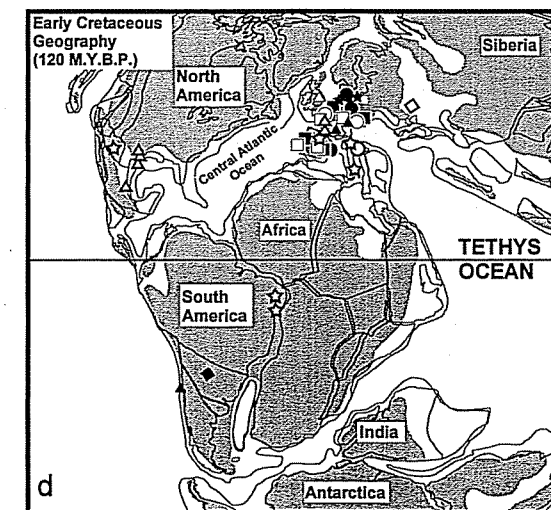
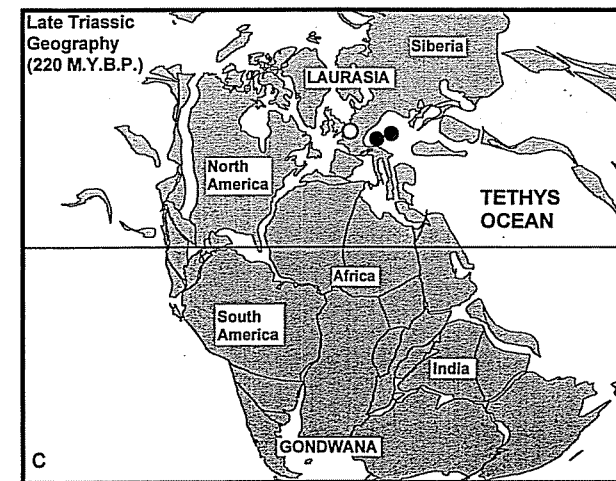


Figura 1. c. Palaeogeographic distribution of Late Triassic pycnodonts. Black circles: late Norian, white circle: Rhaetian. **d.** Palaeogeographic distribution of Early Cretaceous pycnodonts. Black circles: Berriasian, black squares: Valanginian, white circles: Hauterivian, white squares: Barremian, black triangle: Aptian, white triangle: Albian, white stars: Aptian-Albian, black stars: Wealden, white trapezoid: Neocomian in general, black trapezoid: Early Cretaceous in general.

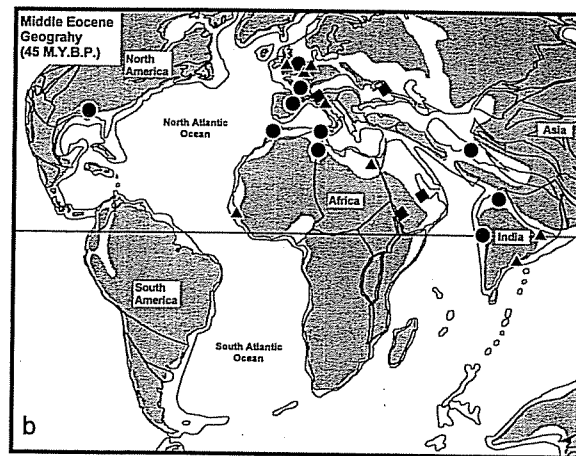
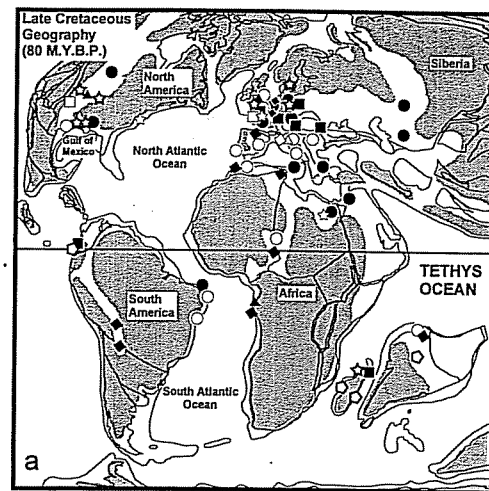


Figure 2. Base maps modified from C. R. Scotese, Palaeomap Project (1999). **a.** Palaeogeographic distribution of Late Cretaceous pycnodonts. A marine connection of the Argentine locality with the Bolivian locality is assumed here. Black circles: Cenomanian, white circles: Cenomanian-Turonian, black squares: Turonian, white squares: Coniacian, black triangles: Coniacian-Santonian, white triangles: Santonian, white stars: Campanian, white trapezoids: Campanian-Maastrichtian, black trapezoids: Maastrichtian, white polygons: Late Cretaceous without precise age. **b.** Palaeogeographic distribution of Eocene pycnodonts. Base map Circles: Ypresian, triangles: Lutetian, trapezoids: Eocene without precise age.

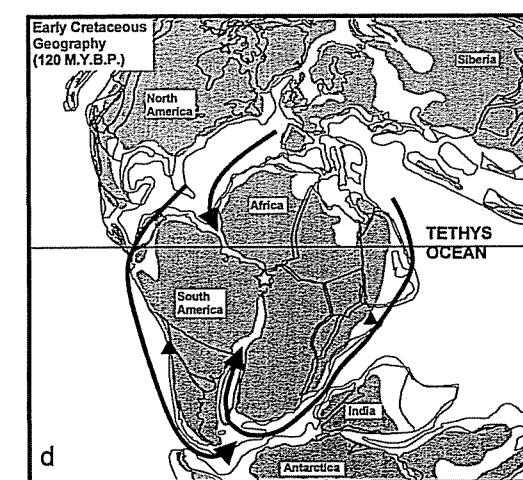
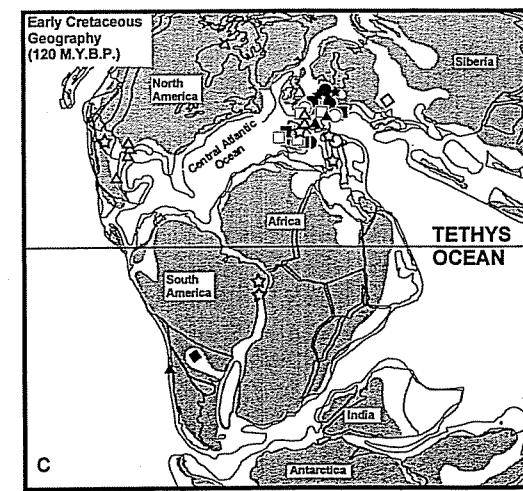


Figure 2. c. Palaeogeographic distribution of Early Cretaceous pycnodonts. Base map modified from C. R. Scotese, Palaeomap Project (1999) and Smith et al. (1994) showing possible connections between the Brazilian and Argentinian localities and the Proto-South Atlantic. A marine connection is proposed here between the Argentinian locality and the opening Proto-South Atlantic enhancing the settlement of the supposed continental environments by marine pycnodonts. Symbols as in Figure 1d. **d.** Same as Figure 2c showing possible migration routes of pycnodont fishes into the Brazilian embayments. Black triangles: Late Jurassic pycnodont occurrences in western and eastern Gondwana.

But there are also apparent conflicts between pycnodont distribution, proposed ecology, and the palaeogeographic reconstructions for the Rhaetian of Belgium, Wealden of Belgium, Lower Cretaceous of eastern Spain, Aptian-Albian of Brazil, and Lutetian of Mali, where the palaeogeographic maps and sedimentology imply the occurrence of pycnodonts in continental basins. The continental occurrences of pycnodonts could be explained by invasion or may be related to the development of basins and troughs (e.g., Lower Cretaceous Santana Formation of Brazil). This resulted in the destruction and fragmentation of their habitats, and shifting of areas, and thus would correspond to the vicariance and refuge model. This may have been actually one of the causes that led to the development of endemic actinopterygian faunas in the Lower Cretaceous of Africa and Brazil. However, the palaeogeographic maps proposed by Smith *et al.* (1994) show that the southern Atlantic already begun to open in the Hauterivian-Barremian, and that a narrow marine seaway was developed in the Aptian-Albian, or even earlier, separating South America from Africa (Fig. 2c). This marine corridor probably facilitated migration of pycnodonts into Gondwana (Fig. 2d). The lack of pycnodont records from large parts of Gondwana (e.g., South Africa, Australia), the Pacific area (e.g., Japan), and all Arctic (e.g., Greenland), and Antarctic regions may represent a collecting bias rather than a climatic effect, and further investigations are needed. Other areas of supposed endemism are northern France (about 33 species) and Germany (about 16 species) in the Late Jurassic (Kriwet 2001). Many species belonging to a few genera were described especially during the 19th century. There are several hypotheses explaining this sympatry: it may be the result of areal splitting, it may be related to the numerous and well studied localities, or the large number of species results from taxonomic splitting. Another aspect is, of course, the possibility of creating parataxa for specimens based on isolated dentitions alone.

Conclusions

The palaeogeographic distribution of pycnodonts can be explained by dispersal. Vicariance patterns were not recognised but can not be excluded. A combination of factors such as palaeogeographic constellation, palaeocurrents, salinity, territoriality, competition, and/or predation certainly influenced the biogeographic pattern of pycnodonts and may explain it. However, our knowledge of the palaeogeographic distribution of

pycnodonts is still only fragmentary. This is mainly due to the intensive study of old-world and North American material. Pycnodont records from South America and Africa are rather rare, whereas no pycnodonts are known from Australia, New Zealand, Antarctica, and most parts of Russia and Asia. At the moment, the distribution of pycnodonts implies that some had a broad, nearly world-wide distribution while others seem to be more restricted. But much more effort (e.g., taxonomical revision on specific level of both isolated dentitions and articulated specimens to reconstruct possible specification patterns, reinterpretation of existing palaeogeographic maps, re-evaluation of the geological context, and reconstructions of palaeocurrents, and collection of additional or new pycnodont material from Gondwana continents (especially Antarctica and Asia) is needed to model a complete scenario for better understanding of the factors that controlled the distribution of pycnodonts.

Acknowledgements

Many people attributed to this study. Special thanks go to H.-P. Schultze, G. Arratia, M. Aberhahn, and K. Kussius (all Berlin). G. Cuenca (Zaragoza), M. Gayet (Lyon), and F. Poyato-Ariza (Madrid) are gratefully acknowledged for their critical review of the manuscript. R. Soler-Gijón (Madrid) helped translating the Spanish abstract. Financial support was provided by the German Scientific Foundation (DFG, Schu 212/13-1).

Bibliography

- Kriwet, J. 2001. *A comprehensive study of pycnodont fishes (Neopterygii, Pycnodontiformes): Morphology, Taxonomy, Functional Morphology, Phylogeny, and Palaeobiogeography*. Unpublished Doctoral Thesis, Humboldt-Universität zu Berlin, 1-581.
- Liebermann, B. S. and Eldredge, N. 1996. Trilobite biogeography in the Middle Devonian: geological processes and analytical methods. *Paleobiology*, **22**, 66-79.
- Nursall, J. R. 1996. Distribution and ecology of pycnodont fishes. In: *Mesozoic Fishes - Systematics and Paleocology* (eds. G. Arratia and G. Viohl). Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 115-124.
- Nursall, J. R. 1996. Distribution and ecology of pycnodont fishes. In: *Mesozoic Fishes - Systematics and Paleocology* (eds. G. Arratia and G. Viohl). Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 115-124.

- Scotese, C. R. 1999. *Paleogeographic Atlas. Paleomap Progress Report 90-0497*. University at Arlington, Arlington, Texas. 2 CDs, 1-21.
- Shi, G. R. 1993. Multivariate data analysis in palaeoecology and palaeobiogeography – a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **105**, 199-234.
- Smith, A. G., Smith, D. G. and Funnell, B. M. 1994. *Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines*. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne, 1-99.

Importancia paleobiogeográfica de la presencia de *Sergipia* (Inoceramidae) en Cassis (S de Francia)

G. LÓPEZ^{1,2} Y J. PHILIP¹

Abstract The presence of *Sergipia* (Maury, 1925) in Cassis, southern France, is herein documented. The occurrence of this genus in few tethyan areas in Europe, west Africa and Brazil, suggests a possible paleobiogeographic migration throughout the Cenomanian-Turonian seaway at northwestern Africa and a restriction to Tethyan conditions. These paleobiogeographic data suggest a very different pattern than those of other common Cenomanian-Turonian inoceramids, as *Mytiloides* (Brongniart), that shows a worldwide distribution.

Key words: Inoceramids, Palaeobiogeography, Cenomanian, Turonian, Cassis (SE France).

Palabras clave: Inocerámidos, Paleobiogeografía, Cenomaniense, Turoniense, Cassis (SE Francia).

Introducción

El género *Sergipia* (Maury, 1925) fue descrito por primera vez en la cuenca de Sergipe, en Brasil, localizándose en niveles del Turoniense

¹ Departament de Geologia (Paleontologia), Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona). gregori.lopez@blues.uab.es

² Centre de Paléontologie et Sedimentologie, Case 67, Université de Provence, 3, place Victor Hugo, 13331 Marseille cedex 03 (France). Jean.Philip@newsup.univ-mrs.fr.

inferior (Maury, 1925; Hessel, 1988). La especie tipo del género es *Sergipia posidonomyaformis* (Maury), y su nombre debe su origen a sus semejanzas en cuanto a la forma y la ornamentación general con la familia de bivalvos Posidoniidae. En la sección tipo, en Brasil, esta especie coexiste con otros inocerámidos del Turoniense inferior-medio del género *Mytiloides* (*Mytiloides transiens* [Seitz] y *Mytiloides hercynicus* [Petrascheck]), ammonites (*Beneueites?* y *Watinoceras?*), y foraminíferos planctónicos (*Hedbergella delrioensis* Beurlen).

Los principales caracteres morfológicos de este género son: conchas normalmente de tamaño pequeño (las conchas adultas no exceden los 15 mm de longitud), planas o muy ligeramente abombadas, casi equivalvas, perfil casi redondeado-ovalado, con una longitud mayor que la altura, los márgenes anterior, ventral y posterior son redondeados y el margen anterior está ligeramente expandido. Es muy característica la presencia de aurículas anteriores y posteriores de forma triangular o casi triangular (Lám. 1). La ornamentación está formada por ondulaciones redondeadas, muy próximas entre sí, y con líneas de crecimiento muy marcadas y estrechas sobre ellas, especialmente cerca del umbo. La morfología de este género es algo semejante a la que presentan algunas especies del género *Mytiloides*, especialmente *Mytiloides hercynicus* (Petrascheck), pero dos de las principales diferencias son la presencia de una aurícula anterior en *Sergipia* y la curvatura de las ondulaciones. En cualquier caso, la semejanza entre las especies de ambos géneros explica las atribuciones de ejemplares, especialmente de localidades de América, al género *Sergipia*, y que en realidad deben ser atribuidos al género *Mytiloides*.

Distribución paleobiogeográfica. Este género es muy común en sedimentos del Turoniense en Sergipe (Brasil), pero no se ha podido comprobar su presencia en otras localidades de Suramérica, ya que las pocas citas conocidas son muy dudosas y los ejemplares no han sido ilustrados. En este sentido, Heinz (1928) citó la presencia de *Inoceramus* (*Sergipia*) *posidonomyaformis* var. *scheibei* Heinz e I. (*Sergipia*) *posidonomyaformis* en México, pero la primera de las especies parece corresponder a una especie de *Mytiloides*, probablemente *Mytiloides teraokai* Matsumoto y Noda (Kauffman, 1977) y la segunda es un ejemplar muy incompleto, que no muestra los caracteres diagnósticos, como la aurícula anterior (Hessel, 1988).

Una de las áreas de Norteamérica en donde las faunas de inocerámidos del Cenomaniense-Turoniense son muy abundantes es el Wes-

tern Interior. Allí se conocen muchas secciones, como la sección de Pueblo, candidata a estratotipo de la base del Turoniense inferior y del Turoniense medio (Kennedy *et al.*, 2000). Pero en ninguna se han reconocido inequívocos ejemplares de *Sergipia*; de hecho, tan sólo existen unas pocas citas de ejemplares que no presentan claras aurículas anteriores, que no han sido ilustrados y que, a lo sumo, han sido muy brevemente descritos.

La presencia de este género ha sido reconocida en una única región en Africa, en el área de Keanawe en Nigeria (Offodile y Reymont, 1977), en donde sólo se ha reconocido la especie *Sergipia hartti* Hessel. Este registro es muy importante, desde el punto de vista paleobiogeográfico, ya que esta área estaba situada en la parte más al sur del brazo marino que cruzaba el noroeste de Africa en el Turoniense. Y por añadidura, la especie *Sergipia hartti* Hessel también ha sido reconocida en Brasil (Hessel, 1988).

Los sedimentos del Cenomaniense y Turoniense están muy bien representados en muchas áreas de Europa, conociéndose muy buenas secciones con registros completos de ammonites, inocerámidos, foraminíferos planctónicos, nanoflora, etc, como en la sección de Ganuza, en Navarra (Lamolda *et al.*, 1997), y varias secciones en Francia, Inglaterra, Alemania y en Polonia (Walaszczyk, 1992). Pero a pesar de la amplia distribución geográfica de los inocerámidos del Turoniense en Europa, la presencia del género *Sergipia* se restringe a unas pocas áreas del Tethys, y a parte de la sección de Cassis (sur de Francia), se ha reconocido en el Grupo Gosau, en los Alpes occidentales (Voigt, 1996); en el Turoniense medio de la cuenca de Bohemia (República Checa), donde coexiste con *Mytiloides hercynicus* (Dr. Cech, comunicación personal, 1996).

Este género es muy abundante en cuanto a número de ejemplares en la sección de Cassis, donde la presencia de *Sergipia* aff. *posidonomyaformis* (Maury) ya fue citada e ilustrada por Jolet (1996) y Jolet *et al.* (1997; en prensa), y en la que se observa asimismo una abundante fauna del Cenomaniense y Turoniense, especialmente de ammonites, inocerámidos y foraminíferos planctónicos. Todas las otras secciones estudiadas en el sur de Francia no han proporcionado ejemplares de *Sergipia*.

Por otro lado, el registro de *Sergipia* en Cassis también es muy interesante desde el punto de vista paleobiogeográfico, dado que la posición paleobiogeográfica de Cassis en el Cenomaniense-Turoniense es muy próxima al extremo norte del brazo de mar que atravesaba el noroeste de Africa.

Conclusiones

La presencia de *Sergipia* en Cassis, en el sur de Francia tiene gran importancia desde el punto paleobiogeográfico. Por un lado, la presencia de este género en áreas del Tethys en Europa, en el Golfo de Guinea (oeste de África) y en la Cuenca de Sergipe (Brasil) pueden indicar una posible vía de migración por el brazo marino que cruzaba el noroeste de África en el Cenomaniense-Turoniense.

Por otro lado, este género no ha sido reconocido en áreas fuera del Tethys, y por ello, parece más sensible a los cambios de temperatura que otros inocerámidos con los que suele coexistir habitualmente, como el género *Mytiloides*, y que en cambio tienen una distribución paleobiogeográfica cosmopolita.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a una beca posdoctoral del Ministerio de Educación y Cultura para investigar (G. López) en el Centre de Paléontologie et Sedimentologie, Université de Provence (Marseille). Los autores agradecen a los revisores (Dr. S. Calzada y Dra. G. Delvene) sus valiosas recomendaciones. Es una contribución al proyecto PB98-0876 de la D.G.I.

Bibliografía

- Harries, P. J., Kauffman, E. G. and Crampton, J. (redactores) 1996. Lower Turonian Euramerican Inoceramidae: a morphologic, taxonomic, and biostratigraphic overview. A report from the First Workshop on early Turonian Inoceramids (Oct. 5-8, 1992) in Hamburg, Germany. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologisch Institut, Universität Hamburg*, 77, 641-671.
- Heinz, H. 1928. Über die Oberkreide-Inoceramen Süd-Amerikas (Inoceramen V). *Mitteilungen aus dem Mineralogisch-Geologisch Staatinstitut in Hamburg*, 10, 41-97.
- Hessel, M. H. R. 1988. Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy and paleoecology. *Fossils and Strata*, 22, 1-49.
- Jolet, P. 1996. *Etude stratigraphique d'une plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique: le Turonien de Provence (S.E. France)*. Thèse Univ. Provence, 221 pp.

- Jolet, P., Philip, J., Thomel, G., López, G. et Tronchetti, G. 1997. Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomaniens-Turonien. La coupe de Cassis (Bouches-du-Rhône, France): proposition d'un hypostratotype européen. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 325, 703-709.
- Jolet, P., Philip, J., Cecca, F., Thomel, G., López, G. and Babinot, F. (en prensa). Integrated platform/basin biostratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian in Provence (S.E. France). *Geobios*, 34 (2).
- Kauffman, E. G. 1977. Systematic, biostratigraphic and biogeographic relationships between middle Cretaceous Euramerican and North Pacific Inoceramidae. *Palaeontological Society of Japan, Special Papers*, 21, 169-212.
- Kennedy, W. J., Walaszczyk, I. and Cobban, W. A. 2000. Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta Geologica Polonica*, 50 (3), 295-334.
- Lamolda, M. A., Gorostidi, A., Martínez, R., López, G. and Peryt, D. 1997. Fossil occurrences in the Upper Cenomanian-Lower Turonian at Ganuza, northern Spain: an approach to Cenomanian/Turonian boundary chronostratigraphy. *Cretaceous Research*, 18, 331-353.
- Maury, C. J. 1925. Fosseis terciarios do Brasil, com descrição de novas formas cretáceas. *Servicio Geológico e Mineralógico do Brasil, Monographi*, 4, 1-705.
- Offodile, M. E. and Reymont, R. A. 1977. Stratigraphy of the Keanawe area of the middle Benue region of Nigeria. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, New series*, 7, 37-66.
- Voigt, S. 1996. Paläobiogeographie oberkretazischer Inoceramen und Rudisten – Ozeanographische und klimatologische Konsequenzen einer neuen Paläogeographie. *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A*, 31, 1-101.
- Walaszczyk, I. 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 42 (1-2), 1-122.

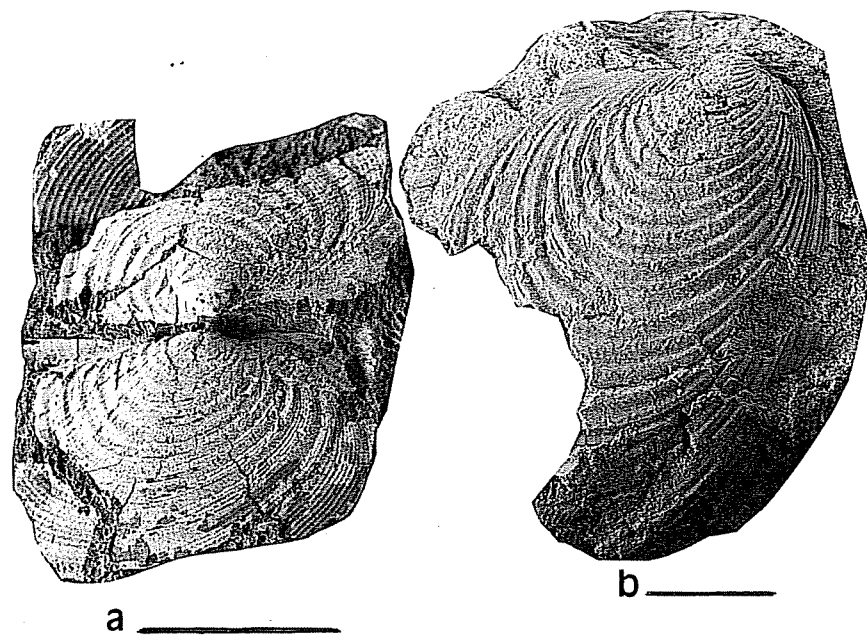


Lámina 1. a) *Sergipia* aff. *posidonomyaformis* (Maury), ejemplar n.º 1062, sección de Cassis (Bouches-du-Rhône, SE de Francia). b) *Mytiloides opalensis* (Böse), ejemplar n.º 937, sección de Cuettes Vignes (Bouches-du-Rhône, SE de Francia). La escala gráfica corresponde a 1 cm, ambos ejemplares forman parte de la colección Jolet, y se encuentran depositados en el Centre de Paléontologie et Sedimentologie, Université de Provence (Marseille, Francia). Las dos valvas del ejemplar de *Sergipia* aff. *posidonomyaformis* muestran claramente las aurículas anteriores de forma triangular, que diferencian claramente esta especie de las restantes especies de inocerámidos del Cenomaniense-Turonense del sur de Francia, como el abundante *Mytiloides opalensis* (Böse).

Paleobiogeografía del género *Genota* Adams y Adams (Turridae, Gastropoda) en el Plioceno del Mediterráneo occidental y región Lusitánica

M. C. LOZANO-FRANCISCO¹ Y J. L. VERA-PELÁEZ¹

Abstract The palaeobiogeography of *Genota* Adams and Adams (Turridae, Gastropoda) of Pliocene in Western Mediterranean and Portugal have been studied. 4 species have been identified of Andalusian basins with three endemic species: two species in Guadalquivir basin (Huelva) and one in Estepona basin (Málaga). One species is distributed in Spanish and Italian basins: *G. bonnanii* Bellardi, 1877. All species are restringed to European Pliocene.

Keywords: Turridae, Gastropoda, palaeobiogeography, Pliocene, South Western Europe.

Palabras clave: Turridae, Gastropoda, paleobiogeografía, Plioceno, Europa sudoccidental.

Introducción

El género *Genota* Adams y Adams es conocido en Europa por pocas especies desde el Mioceno inferior al Plioceno (Bellardi, 1877),

¹ Museo Municipal de Estepona (Sección Paleontología). Plaza de los Misioneros, s/n, 29680 Estepona (Málaga). edelcultu@tline.es

también se conoce en el Mioceno de Birmania y Java (Indonesia) (Powell, 1966). Durante el Plioceno han sido identificadas 4 especies en el Mediterráneo occidental y región Lusitánica (Vera-Peláez y Lozano-Francisco, 2001) si bien, la especie más difundida es *G. bonannii* Bellardi, 1877, presente en todas las cuencas italianas y rara en las cuencas del Guadalquivir y Estepona. Al final del Plioceno el género *Genota* desaparece del Mediterráneo y de las costas europeas. En el Pleistoceno se encuentra en Gabón (Powell, 1966) y en la actualidad sólo en la franja tropical entre Senegal y Angola (Nicklès, 1950; Powell, 1966).

En las cuencas pliocenas de la Cuenca del Guadalquivir (Huelva) ha sido citada *G. ramosa* (Basterot) (González Delgado, 1983). En la Cuenca de Estepona (Málaga) está citada *G. bonannii* Bellardi (Vera-Peláez, 1996; Vera-Peláez y Lozano-Francisco, 1998). En el Vale de Freixo (Pombal, Portugal) está citada *G. ramosa* (Basterot) (Da Silva, 1993).

Se ha estudiado la distribución geográfica para el Plioceno de la región Lusitánica (Península Ibérica atlántica y norte de África) y el Mediterráneo occidental, excluyendo la región Macaronésica. Se ha realizado un estudio sistemático comparativo y geográfico con abundante material fresco de especies actuales africanas.

Material y métodos

Se ha recogido abundante material fósil de los yacimientos de las cuencas pliocenas del Guadalquivir (Formación Arenas de Huelva): área de Villarrasa, área de Bonares, Lucena del Puerto; y Estepona: área del Velerín y Parque Antena. Para la preparación de los fósiles se obtuvo material malacológico por recogida selectiva en el campo, pues se trata de un material muy frágil para el procedimiento estándar.

Para la clasificación e identificación se revisaron importantes colecciones tanto públicas como privadas: JM (Jordi Martinell) en UB (Universidad de Barcelona), BS (Bellardi & Sacco) en MRSN (Museo Regionale di Scienze Naturali) de Turín, Dpto. De Geología de la Universidad de Málaga, RMS (Rafael Muñoz Solís), BL (Bernard Landau), VL (Vera-Lozano) en MMPE (Museo Municipal de Estepona, sección Paleontología). Se realizó previamente una revisión del género *Genota* con los tipos de la colección BS (MRSN) y con topotipos de la colección JM (UB).

Presentación de datos y resultados

Tras el estudio taxonómico detallado y comparativo con lectotipos, sintipos y topotipos de conorbinos de las cuencas neógenas del Dax y Aquitania (S Francia), Piemonte-Liguria (N Italia) y Baix Llobregat (Barcelona) con material recogido de las cuencas andaluzas (Guadalquivir y Estepona) se han identificado en el Plioceno del Mediterráneo occidental y región Lusitánica 4 especies: *Genota bonnani* Bellardi, 1877, *Genota lusitaniae* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, 2001, *Genota domenechae* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, 2001 y *Genota pliocraverii* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, 2001. Todas ellas están restringidas al Plioceno y las 3 últimas son endémicas de las cuencas del Guadalquivir y Estepona (Vera-Peláez y Lozano-Francisco, 2001).

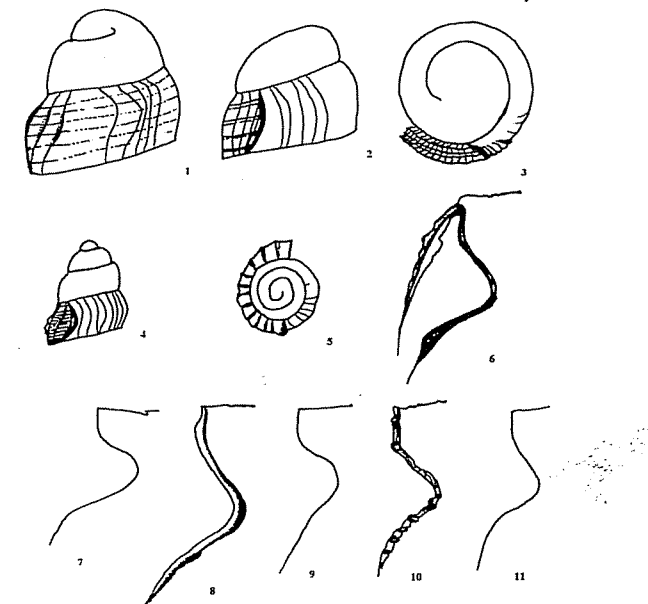


Figura 1. 1-3. Protoconcha de *Genota domenechae* en vistas lateral y apical. Plioceno: Velerín-carretera (Estepona, Málaga). 427,5X. 4, 5. Protoconcha de *Genota lusitaniae* en vistas lateral y apical. Plioceno inferior: Villarrasa (Huelva). 427,5X. 6. Seno anal y callo parietal de *Genota lusitaniae*. Plioceno inferior: Villarrasa (Huelva). 130X. 7. Seno anal de *Genota domenechae*. Plioceno: Velerín-carretera (Estepona, Málaga). 150X. 8. Seno anal de *Genota bonnani*. Plioceno inferior: Lucena del Puerto (Huelva). 240X. 9. Seno anal de *Genota bonnani*. Plioceno: Velerín (Estepona). 150X. 10, 11. Seno anal de *Genota pliocraverii*. Plioceno inferior: Villarrasa (Huelva). 130X. Todas las figuras han sido dibujadas a escala con accesorio de dibujo SZX-DA acoplado a un microscopio estereoscópico Olympus SZX9.

Se observa un gran paralelismo entre las especies pliocenas del Mediterráneo occidental y región Lusitánica con las del Tortonense (Mioceno superior) de la Cuenca del Piemonte (Italia) pudiéndose establecer los siguientes pares de especies: *Genota craverii* Bellardi, 1877 (Tortonense) con *Genota pliocraverii* (Plioceno de la Cuenca del Guadalquivir), *Genota ramosa* (Basterot) (Tortonense) con *Genota lusitaniae* (Plioceno de la Cuenca del Guadalquivir); *Genota mayeri* Bellardi, 1877 (Tortonense) con *Genota domenechae* (Plioceno de la Cuenca del Estepona).

Para completar los resultados también se han tenido en cuenta: 1) las asociaciones faunísticas y el tipo de sedimento de las tanatocenosis en que se encontraron las conchas; 2) el tipo de sustrato y la batimetría de las especies actuales del género *Genota* en África occidental; 3) el tipo de desarrollo larvario: plactotrófico versus no-plactotrófico según la clasificación de las larvas marinas de Thorson (1950) y Jablonsky y Lutz (1980).

Listado de	España							Port.	Francia			Italia					Bioestrat.	Bioc.	P.B.	DL
Especies	Guadalquivir	Estepona					Pom		Rh	AP	P	L	S	R	A		Plioceno			
	Vi	L	B	PA	P	V	VF	R	Rh	AP	P	L	S	R	A		Inf.	Sup.		
<i>Genota bonannii</i>		•				•		?	?			•	•					SFBC DC	IS,IP	?
<i>Genota lusitaniae</i>	•	•	•				•											SFBC	IS,IP	P
<i>Genota pliocraverii</i>	•																	SFBC	IS	?
<i>Genota domenechae</i>				•		•												SFBC DC	IS,IP	NP

Tabla 1. Distribución por cuencas y yacimientos, distribución bioestratigráfica, tipos de desarrollo larvario, pisos batimétricos y biocenosis del género *Genota* en el Mediterráneo occidental y región lusitánica durante el Plioceno La barra negra horizontal indica la distribución bioestratigráfica. Biocenosis, según la clasificación de Pêrés et Picard (1964).

SFBC: Biocenosis de arenas finas bien calibradas

DC: Biocenosis de fondos detrítico-costeros

D.L.: Desarrollo larvario:

P: Plactotrófico

NP: No-plactotrófico

P.B.: Pisos batimétricos:

I.S.: Infralitoral somero

I.P.: Infralitoral profundo

Cuencas y yacimientos:

España: Cuenca del Guadalquivir:

Vi: Área de Villarrasa

B: Área de Bonares

L: Área de Lucena del Puerto

Cuenca de Estepona:

V: Área del Velerín

B: Bizcornil

P.A.: Parque Antena

P: Padrón

Francia: R: Rosellón

Rh: Valle del Rhône (Ródano)

AP: Alpes Marítimos

Italia: P: Cuenca del Piemonte (N Italia)

L: Cuenca de Liguria (N Italia)

S: Siena

R: Monte Mario (Roma)

A: Altavilla (Sicilia)

Portugal (Port.): Pom (Pombal): VF: Vale de Freixo

Los resultados son bastante dispares respecto a la morfología de la protoconcha, *G. domenechae* presenta una concha embrionaria lecitotrófica, es decir, con un desarrollo larvario no-plactotrófico, lo que indica un desarrollo embrionario dentro del huevo, la protoconcha es grande, lisa, de menos de 2 vueltas. *G. lusitaniae* en cambio, presenta una protoconcha pequeña, multispiral cónica, indicativa de un desarrollo larvario plactotrófico, con una fase larvaria *Veliger*, y por tanto con huevos pobres en vitelo (oligolecíticos) y metamorfosis lenta. No hemos podido observar las protoconchas de *Genota bonanni* y *Genota pliocraverii* debido al deterioro de las mismas.

El sedimento encontrado difiere según las cuencas, en la Formación Arenas de Huelva, *Genota lusitaniae* y *Genota pliocraverii* aparecen sobre arenas finas bien calibradas amarillentas-rojizas, asociadas a especies de aguas someras como *Neverita josephinae* (Risso), *Turritella subarchimedis* D'Orbigny, *Calyptrea chinensis* (Linné) o *Acanthocardia paucicostata* (Sowerby). En Estepona encontramos a *G. bonanni* en arenas groseras y conglomerados de matriz arenosa, mientras en Italia aparece en arcillas y margas azules; *Genota domenechae*, en cambio, aparece en depósitos de arenas finas grises y en arenas gruesas, correspondientes a la zona de transición y la zona infralitoral costera, respectivamente. Sólo se encontró en los yacimientos del área del Velerín y Parque Antena en excelente estado de conservación y con la protoconcha completa.

Las especies actuales de *Genota* habitan aguas someras en arenas gruesas, cascajos o piedras, entre 2 m y 30 m (Nicklès, 1950; Bernard, 1984) y presentan una distribución geográfica reducida con endemismos locales. En la actualidad sólo se conocen 3 especies en África tropical: *G. mitriformis* (Wood), *G. nicklesi* (Knudsen) y *G. marchandi* Pin (Nicklès, 1950; Pin, 1996).

Conclusiones

Se han identificado 4 especies de *Genota* en depósitos pliocenos del Mediterráneo occidental y región Lusitánica, todas están presentes en las cuencas andaluzas, con 3 endemismos: 1 de la cuenca de Estepona: *G. domenechae* y 2 de la cuenca del Guadalquivir (Huelva): *G. lusitaniae* y *Genota pliocraverii*. La existencia de endemismos puede ser debido al aislamiento geográfico de estas cuencas. Al final del Plioceno desaparecen todos los representantes de Conorbinae del Mediterráneo y mares eu-

ropeos, restringiéndose desde el Pleistoceno a la actualidad a África occidental, entre Senegal y Angola (Nicklès, 1950; Bernard, 1984).

Los hábitats ocupados para *Genota* durante el Plioceno pueden inferirse similares a los de las especies actuales africanas a tenor del tipo de sustrato encontrado y a las asociaciones faunísticas, es decir, zona infralitoral somera desde la línea de costa a 20 m de profundidad, infau-nales enterrados en arenas o bajo piedras.

Por último, los rangos bioestratigráficos y geográficos están restringidos al Plioceno, sólo una de ellas está también presente en las cuencas italianas: *G. bonnanii*. Las especies pliocenas han sido comparadas con los de otras cuencas europeas miocenas y pliocenas y con especies actuales africanas, llegándose a la conclusión de que todas las especies pliocenas se encuentran extintas en la actualidad, siendo la más afín *G. mitriformis* (Wood) a *G. lusitaniae*.

Agradecimientos

Agradecemos a los doctores Jordi Martinell y Rosa Domènech de la Universidad de Barcelona, a todo el personal del Área de Paleontología del Dpto. de Ecología y Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Málaga, al doctor. Bernard Landau y a don Rafael Muñiz por las sugerencias y aporte de material bibliográfico y malacológico; a los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona por todo el asesoramiento sobre el manejo de microscopios electrónicos de barrido (SEM); al doctor Pavía y a la doctora Campanino por su paciencia y amabilidad en la consulta de la colección BS en MRSN (Museo Regionale de Scienze Naturali de Turín); al doctor Jordi Batllori y a don Juan García por su colaboración y consejo.

Bibliografía

- Bellardi, L. 1877. I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 2. Gasteropoda (Pleurotomidae). *Memoria della Real Accademia di Scienze di Torino*, serie 2, 29, 1-364.
- Bernard, P. A. 1984. *Coquilles du Gabon*. Verlag Christa Hemmen, 1-140.
- González Delgado, J. A. 1983. *Estudio de los gasterópodos del Plioceno de Huelva*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 1-474.
- Da Silva, C. M. 1993. *Gastrópodos Pliocénicos Marinhos de Vale de Freixo (Pombal, Portugal)*. Sistemática, tafonomía, paleoecología. Dpto. de Geología. Universidade de Lisboa, 1-313.

- Jablonski, D. and Lutz, R. A. 1980. Molluscan larval shell morphology. Ecological and paleontological applications. In: *Skeletal growth of aquatic organisms biological record of environmental change* (Ed. D. C. Rhoads and R. A. Lutz). Plenum Press, 1-750.
- Nicklès, M. 1950. *Mollusques testacés marins de la Côte Occidentale D'Afrique*. Ed. Paul Lechevalier, 1-269.
- Pérès, J. M. et Picard, J. 1964. Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume. Bulletins* 31 (47), 1-137.
- Pin, M. 1996. Il genere *Genota* H. y A. Adams, 1853 (Conacea: Turridae) delle coste Occidentali Africane, con descrizione di *Genota marchandi* n. sp. *La Conchiglia* 279, 53-56.
- Powell, A. W. B. 1966. The molluscan families Speightiidae and Turridae. *Bull. of the Auckland Institute and Museum*, 2, 1-184.
- Thorson, G. 1950. Reproductive and larval ecology of marine bottom invertebrates. *Biological Review*, 25, 1-45.
- Vera-Peláez, J. L. 1996. *Turridae (Mollusca, Gastropoda) del Plioceno malacitano*. Tesis Doctoral. Universidad de Málaga, 1-864.
- Vera-Peláez, J. L. y Lozano-Francisco, M. C. 1998. La subfamilia Conorbinae De Gregorio, 1890 (Turridae, Gastropoda) en el Plioceno inferior de Málaga (España). *Malakos*, 6-7, 133-157.
- Vera-Peláez, J. L. y Lozano-Francisco, M. C. 2001. Revisión del género *Genota* Adams & Adams, 1853 (Gastropoda, Turridae, Conorbinae) con 3 especies nuevas del Plioceno andaluz (S España). *Pliocena: Publicaciones del Museo Municipal Paleontológico de Estepona*, 1, 76-90.

2402-11-01

Bivalvos del Ladinense inferior en la región de Riópar (Albacete, España)

A. MÁRQUEZ-ALIAGA¹, J. J. GÓMEZ² Y A. GOY³

Abstract Ladinian bivalves contained in sediments outcropping east of Riópar (Albacete) are studied. In the studied section, on top of sediments in Buntsandstein facies, two carbonate episodes respectively 10 and 26 m thick have been observed. The uppermost episode contains ammonoidea which characterize the Curionii Zone of the Lower Ladinian. Among the bivalves opportunistic infaunal elements like *Pseudocorbula* y *Modiolus* species, which have a cosmopolitan character, are dominant. *Costatoria* aff. *harpae* (Münster) close to *C. multcostata* (Lerman) from the Lower Ladinian of Ramon (Israel) is present, as well as *Enantiostrongylus* with development of divaricated folds, which is frequent in the Sepharadic Province.

Key words: Triassic, Ammonoids, Bivalves, Biocronostratigraphy, Paleobiogeography, Betic Range.

Palabras clave: Triásico, Ammonoideos, Bivalvos, Biocronostratigrafía, Paleobiogeografía, Cordillera Bética.

¹ Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología, Universitat de València, 46100 Burjassot, España. ana.marquez@uv.es.

² Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España. jjgomez@eucmax.sim.ucm.es.

³ Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España. agoy@eucmos.sim.ucm.es.

Introducción

Los materiales del Triásico de la región de Riópar (Albacete) se sitúan en el ámbito de las denominadas Zonas Externas de la Cordillera Bética. Más concretamente, en la Zona Prebética, muy cerca de la Cobertera Tabular de la Meseta (Gil *et al.* 1987; Fernández *et al.* 1994). Los autores citados han distinguido, en las facies Muschelkalk, hasta tres tramos carbonatados separados por lutitas, evaporitas y niveles arenosos; de ellos, el superior es el más expansivo y ha sido datado por Márquez-Aliaga *et al.* (1986) como Ladinense superior.

En el presente trabajo, se estudian los dos primeros tramos carbonatados que se sitúan sobre los materiales terrígenos de facies Buntsandstein. En el segundo de dichos tramos han sido encontrados ammonoideos (Goy, 1995) y los bivalvos que son el motivo principal de este estudio.

Unidades litológicas

Los materiales del Muschelkalk, estudiados en la sección de Fábricas de Riopar (Fig. 1), se sitúan sobre un potente tramo de lutitas con bancos de areniscas, rojas, de facies Buntsandstein y en ellas se distinguen tres unidades litológicas:

a) Dolomías con laminaciones de algas y calizas dolomíticas nodulosas, en niveles finos (0,10-0,40 m), alternando con lutitas rojas en niveles superiores a 1 m. En total representan 13,5 m (niveles 1 a 9).

b) Lutitas con intercalaciones de evaporitas y areniscas, rojas, parcialmente cubiertas, en las que no se han apreciado niveles de carbonatos, 45 m (nivel 10).

c) Dolomías y calizas, con intercalaciones de margas, a veces con laminaciones de algas en los primeros 10 m y que contienen frecuentes niveles con bivalvos y cefalópodos en el resto de la unidad. En total representan 26 m (niveles 11 a 28). Los niveles 21 a 28 tienen mejor exposición al SE de Riópar, en las proximidades del pueblo.

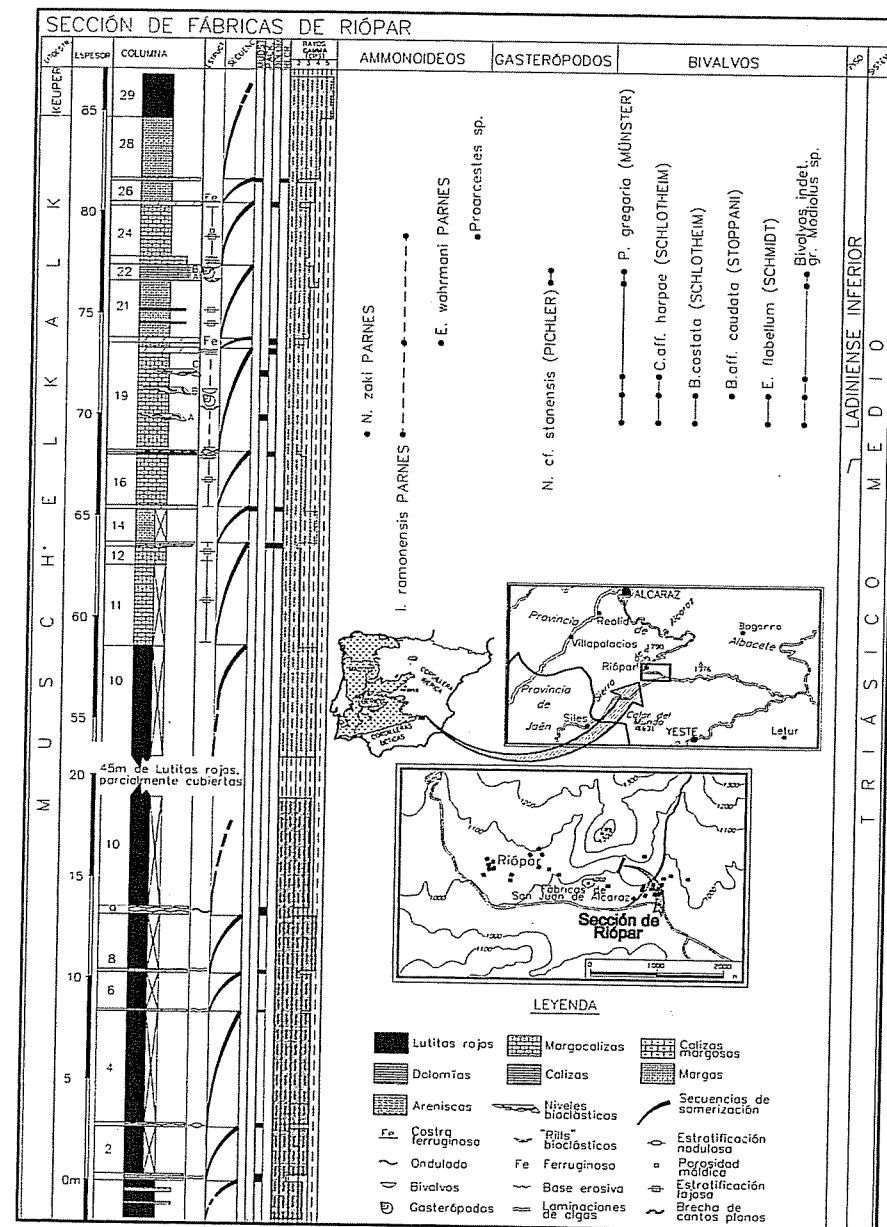


Figura 1. Mapas con la situación de la sección de Fábricas de Riópar y representación gráfica de la columna estudiada.

Asociaciones de bivalvos

La asociación de bivalvos registrada en los distintos niveles de la sección estudiada está constituida en su mayoría por elementos infaunales (Fig. 2). Entre ellos, destaca por su abundancia *Pseudocorbula gregaria* (Münster) (Lam. 1, 3, 7-8), que se encuentra en todos los niveles de la serie estudiada. La mayoría de sus ejemplares mantienen las dos valvas articuladas, lo que indicaría la naturaleza autóctona de la población registrada. Su abundancia está relacionada con el carácter oportunista de la citada especie. Por otro lado, su presencia junto con gasterópodos del grupo Naticidae, muy abundantes en los niveles superiores, indicaría los primeros momentos de colonización en medios marinos poco profundos y ecológicamente inestables. La asociación «*Natica*» *stanensis* (Pichler) y *P. gregaria* (Münster) (Lam. 1, 8) ha sido encontrada con frecuencia en los tramos superiores del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica de edad Ladiniense. (Márquez-Aliaga, 1985).

Especies/niveles	FR-19A	FR-19B	FR-19C	FR-22A	FR-22B
I <i>Pseudocorbula gregaria</i> (Münster)	A	E	A	A	A
I <i>Costatoria</i> aff. <i>harpae</i> (Münster)	18	12	3	—	—
E <i>Bakevellia</i> <i>costata</i> (Schlotheim)	1	2	—	—	—
E <i>Bakevellia</i> aff. <i>caudata</i> (Stoppani)	—	1	—	—	—
C <i>Enantiostreon flabellum</i> (Schmidt)	4	3	—	—	—
G « <i>Natica</i> » cf. <i>stanensis</i> (Pichler)	—	—	—	A	E
Bivalvos indeterminados gr. <i>Modiolus</i> sp.	E	E	E	A	A

Figura 2. Tabla mostrando la distribución, frecuencia y forma de vida de los taxones caracterizados en los diferentes niveles de la Sección de Fábricas de Riópar. A: más de 10 ejemplares; E: menos de 10 ejemplares; I: Bivalvo infaunal; E: Bivalvo epifaunal; C: Bivalvo cementante. G: Gasterópodo.

Los bivalvos infaunales del grupo «*Costatoria*» han sido atribuidos a diferentes especies por muchos autores sin documentar suficientemente la atribución taxonómica (Broglia-Loriga y Posenato, 1986). En nuestro caso, los ejemplares encontrados permiten su atribución al citado género, ya que muestran la característica ornamentación radial con 6 o 7 costillas en ambas valvas cuya forma responde a los Trigonidae tan frecuentes en el Triásico. Sin embargo, el deficiente estado de conservación o la ausencia de características ornamentales de la lúnula, entre

otras, no nos permite cerrar la determinación (Lám. 1, 2 y 7). Hemos atribuido nuestras formas a *Costatoria* aff. *harpa* (Münster) de acuerdo con la figuración y descripción de Schmidt (1935, pag. 81, Lam. V, Fig. 33). El autor establece la afinidad de sus ejemplares, procedentes del Fasanense superior de Covas Veyas (Menorca), con *Myophoria harpa* (Münster) y discute las relaciones filogenéticas de esta especie como precursora de la especie germánica *Costatoria goldfussi* (Alberti) del Ladiniense superior.

Los elementos epifaunales del grupo de los Pteriacea son minoritarios y más frecuentes en los niveles inferiores de la serie. Atribuimos a *Bakevella costata* (Schlotheim) varios ejemplares que conservan parte de la concha calcítica en los bordes ventrales y muestran su característica forma de epibisado inequilateral. En el ejemplar figurado visto desde la parte interna de la valva izquierda (Lám. 1, 1) se puede apreciar la aleta posterior alargada por todo el borde dorsal que caracteriza esta forma. Esta especie ha sido citada en varios yacimientos del Muschelkalk: Longobardiense de Espejeras (Alicante) y Esporlas (Mallorca) (Schmidt, 1935); Ladiniense de Henarejos (Cuenca), Libros (Teruel), Bugarra (Valencia) y Hornos-Siles (Jaén) (Márquez-Aliaga, 1985; Márquez-Aliaga et al., 1984; Márquez-Aliaga et al., 1986 y Márquez-Aliaga y Martínez, 1996). Se trata de una especie cosmopolita característica del Triásico Medio.

Otro ejemplar del nivel 19 se atribuye con reservas a *Bakevella* aff. *caudata* (Stoppani) en el sentido dado por Schmidt (1935, p. 45, Lám. IV, Fig. 7) quien atribuye como afín a la especie de Stoppani un ejemplar del Ladiniense de Siles que muestra las mismas características que el figurado por nosotros, destacando la aleta posterior que se separa del cuerpo de la valva por una enorme escotadura. Las especies atribuidas al grupo de *Bakevella* (antiguas *Avicula*) necesitan, para ser determinadas específicamente, ser descritas con características completas del borde dorsal. En nuestro caso, sólo disponemos de un ejemplar juvenil incompleto en su borde anterior. Sin embargo, nos parece interesante destacar su presencia, tal como la destacó Schmidt (*op. cit.*), ya que se trata de una forma que sólo se ha citado, por ahora, en España en la Zona Prebética y en la Zona Subbética.

Entre los bivalvos cementantes, se registran escasos ejemplares de las denominadas «falsas ostras» del Triásico Medio, que determinamos como *Enantiostrongylus flabellum* (Schmidt). Esta especie atribuida por su autor al género *Placunopsis* se crea con ejemplares muy abundantes del

«Ladiniense Medio» de Siles y Hornos (Jaén) (Schmidt, 1935, p. 64, Lám. V Figs. 4-7). Lerman (1960) encuentra esta especie en materiales del Ladiniense inferior de Ramon (S. de Israel); Márquez-Aliaga, et al. (1986, p. 213, Fig. 4, A) describen un total de 268 ejemplares de distintos yacimientos del área de Orcera (Jaén), aunque su máxima representación está relacionada con la presencia de *Gervillia joleaudi* (Schmidt) en los tramos más altos de las series estudiadas. En nuestro caso, la presencia de *Enantiostrongylus flabellum* (Schmidt) es minoritaria y parece representada por ejemplares juveniles. El estudio de la variabilidad específica de estos grupos de Terquemidae, y su problemática taxonómica, se halla en preparación por uno de nosotros (A. M-A).

Biocronoestratigrafía

Los ammonioideos del Ladiniense de la región de Riópar, son en su mayor parte hungaríticos (*Israelites ramonensis* Parnes, *Negebites zaki* Parnes); son muy escasos los arpadíticos (*Eoprotrachyceras wahrmani* Parnes) y se han encontrado también Arcestidos (*Proarcestes* sp.). Estas especies han sido descritas originalmente por Parnes (1962) y se encuentran en Israel y en el Sinai en materiales de la Zona Curionii del Ladiniense inferior. En la Provincia Sefardí, la especie índice de esta biozona suele encontrarse asociada a *Eoprotrachyceras wahrmani* Parnes (Hirsch, 1987; Parnes, 1986), como ocurre en Riópar.

Conclusiones

La existencia de ammonioideos típicos de la Provincia Sefardí (*Negebites zaki* Parnes, *Israelites ramonensis* Parnes, *Eoprotrachyceras wahrmani* Parnes), entre los niveles 19 y 24, permite atribuir esta porción de la columna de Fábricas de Riópar al Ladiniense inferior (Zona Curionii).

Entre los bivalvos se registra una asociación constituida mayoritariamente por infaunales oportunistas como las especies de *Pseudocorbula* y *Modiolus* de carácter cosmopolita y abundantes en todos los yacimientos españoles del Triásico Medio estudiados. Se ha reconocido una *Costatoria* surcada por escasas costillas radiales y amplios surcos cuyo morfotipo se aleja de *Costatoria golfussi* (Alberti), especie muy frecuente en el Ladiniense superior-Carniense, pero que se aproxima a *Costatoria*

multicostata (Lerman) del Ladinense inferior de Ramon (Israel). También se ha reconocido *Enantiostrongylus*, con formas de amplio desarrollo y que en ocasiones muestran pliegues divaricados muy próximas a las encontradas en el Ladinense inferior de Ramon (Israel). Por otra parte, destaca la ausencia de otras formas frecuentes en el Ladinense superior de la Cordillera Ibérica, lo que nos induce a pensar que en Riópar se ha registrado una asociación de bivalvos con elementos característicos del Ladinense inferior.

Agradecimientos

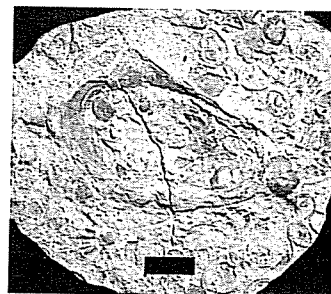
Trabajo financiado por el proyecto DGYCT PB98-0488. Agradecemos al Dr. Antonio Checa González y a la Dra. Graciela Delvene Ibarrola las sugerencias realizadas en relación con este artículo.

Bibliografía

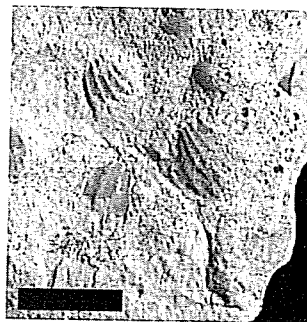
- Broglia Loriga, C. and Posenato, R. 1986. *Costatoria* (*Costatoria*?) *subrotunda* (BITTNER, 1901). A Smithian (Lower Triassic) marker from Tethys. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **92**, 2, 189-200.
- Fernández, J., Dabrio, C. J. y Pérez-López, A. 1994. *El Triásico de la región de Siles-Alcaraz (Cordillera Bética)*. Guía de excursiones, III Coloquio de Estratigrafía del Pérmico y Triásico de España, Cuenca (Edit. A. Arche), 1-47.
- Gil, A., Fernández, J. y López-Garriga, A. C. 1987. Evolución de facies en el Trias de la Zona Prebética y borde de la Meseta. Transversal Orcera-Puente Genave (Prov. Jaén). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 403-420.
- Goy, A. 1995. Ammonoideos del Triásico Medio de España: bioestratigrafía y correlaciones. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **19**, 21-60.
- Hirsch, F. 1987. Bio-stratigraphy and correlation of the marine Triassic of the Sepharadic Province. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 815-826.
- Lerman, A. 1960. Triassic pelecypods from Southern Israel and Sinai. *Bulletin Research Council of Israel*, **9** (1), 1-60.
- Márquez-Aliaga, A. 1985. Bivalvos del Triásico Medio del Sector Meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides. *Colección Tesis Doctorales*. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, **40**, 1-429.

- Márquez-Aliaga, A. de Santisteban, C. y Márquez, L. 1984. Triásico Medio de Bugarra (Valencia, España). *Estudios Geológicos*, **40**, 365-374.
- Márquez-Aliaga, A., Hirsch, F. and López-Garriga, A. C. 1986. Middle Triassic Bivalves from the Hornos-Siles formation (Sephardic province). *Neues Jahrbuch für Geologie Paläontologie. Monatshefte*, **173**, 2, 201-227.
- Márquez-Aliaga, A. y Martínez, V. 1996. Asociaciones de bivalvos del Triásico en España. *Revista Española de Paleontología*, N° Extra, 101-111.
- Parnes, A. 1962. Triassic ammonites from Israel. *Geological Survey of Israel Bulletin*, **33**, 1-59.
- Parnes, A. 1986. Middle Triassic Cephalopods from the Negev (Israel) and Sinai (Egypt). *Geological Survey of Israel Bulletin*, **79**, 1-59.
- Schmidt, M. 1935. Fossilien der spanischen Trias. *Abhandlungen der Heidelberger Akademie der Wissenschaften*, **22**, 1-140.

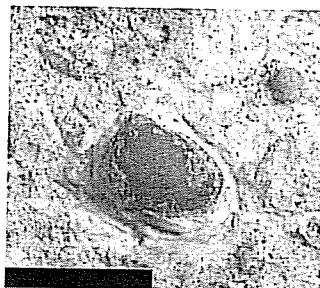
Lámina 1. 1. *Bakevella costata* (Schlotheim). Interior de la valva izquierda mostrando restos de la concha en la aleta dorsal posterior. FR-19A (A1008). Barra = 5 mm. 2. *Costatoria* aff. *harpa* (Münster). Dos moldes internos de valvas izquierdas mostrando cuatro costillas radiales. FR-19A (A1010). Barra = 5 mm. 3. *Pseudocorbula gregaria* (Münster). Molde interno de la valva izquierda. FR-19A (A3026) Barra = 5 mm. 4. *Enantiostrongylus flabellum* (Schmidt). Valva superior elongada, posiblemente la derecha, mostrando la concha original calcítica formando pliegues. FR-19A (A1009). Barra = 5 mm. 5. *Enantiostrongylus flabellum* (Schmidt). Valva superior redondeada, posiblemente la izquierda, mostrando la concha original calcítica formando pliegues en ornamentación divaricada. FR-19B (B1013). Barra = 5 mm. 6. *Bakevella* aff. *caudata* (Stoppani). Valva izquierda mostrando el puntiagudo extremo posterior de la aleta dorsal. FR-19B (B1011). Barra = 5 mm. 7. *Costatoria* aff. *harpa* (Münster). Molde interno de la valva derecha mostrando siete costillas radiales. FR-19C (C1022). y *Pseudocorbula gregaria* (Münster). Barra = 5 mm. 8. a, «Natica» cf. *stanensis* (Pichler); b, *Pseudocorbula gregaria* (Münster). Asociación de baja diversidad de especies oportunistas. FR-22B (E1025). Barra = 5 mm.



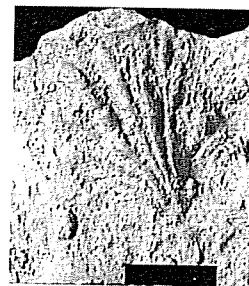
1



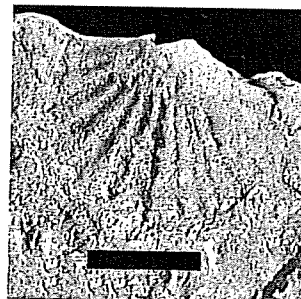
2



3



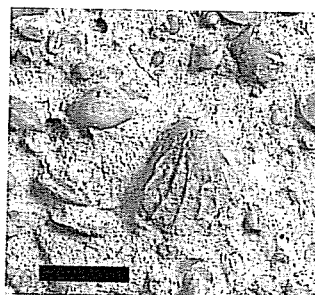
4



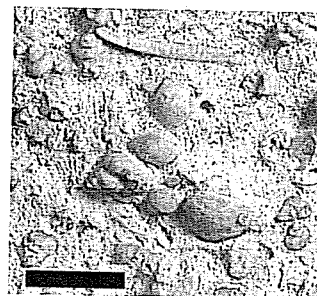
5



6



7



8

El nivel límite Jurásico Medio-Superior (Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío) en Moneva (Zaragoza): Tafonomía y análisis de facies

G. MELÉNDEZ¹ Y J. RAMAJO²

Abstract Facies analysis carried out on the Middle-Late Jurassic iron-oid boundary level, at the classical outcrop of Moneva (north-eastern Iberian Range) reveals a discontinuous, episodic sedimentation during early to early middle Callovian, on a shallow carbonate platform involving common events of taphonomic reelaboration. Homometric iron ooids indicate a short transport from near source areas. A huge, widespread stratigraphic gap, ranging from Anceps Zone to Transversarium Zone, punctuated by an ephemeral early Oxfordian iron-oid sedimentary episode, is recognised.

Key words: Callovian, Oxfordian, biostratigraphy, facies analysis, palaeogeography.

Palabras clave: Calloviense, Oxfordiense, bioestratigrafía, análisis de facies, paleogeografía.

¹ Departamento de Geología (Paleontología). Universidad de Zaragoza. C./ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España); gmelende@posta.unizar.es.

² Departamento de Geología (Estratigrafía). Universidad de Zaragoza. C./ Pedro Cerbuna, 12; 50009 Zaragoza (España); ramajo@posta.unizar.es.

Introducción

La localidad de Moneva se encuentra situada en el límite de las provincias de Zaragoza y Teruel, en la extremidad occidental de la Sierra de Arcos, que se extiende en dirección Este-Oeste en el margen meridional de la Cuenca del Ebro, en los confines de ambas provincias (Fig. 1). Los materiales del Jurásico afloran extensamente en condiciones muy favorables para su estudio en los barrancos formados por los ríos Aguasvivas (al oeste) y Martín. (al este). Las sucesiones del Jurásico Medio y Superior en este sector forman secciones generalmente condensadas, muy fosilíferas.

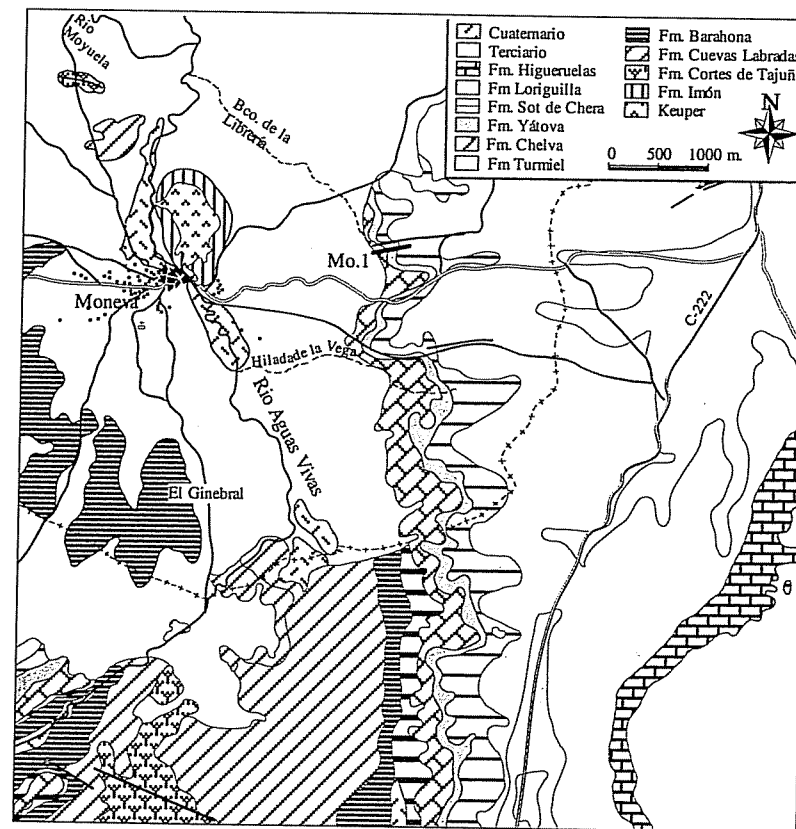


Figura 1. Esquema geológico del área estudiada y situación del afloramiento MO.1, (Barranco de la Librería) en los alrededores de Moneva, en los límites de las provincias de Zaragoza y Teruel.

Datos estratigráficos y tafonómicos (Fig. 2)

La sucesión de especies de ammonites en el Calloviense inferior de Moneva ha sido expuesta con detalle por Sequeiros (1982) y por Lardiés (1990). Los aspectos tafonómicos han sido discutidos por Aurell *et al.* (1994) mientras que los aspectos estratigráficos y sedimentológicos han sido tratados por Aurell *et al.* (1999). Las asociaciones registradas de ammonites, se pueden considerar como típicamente submediterráneas desde el punto de vista biogeográfico. La representación de elementos típicamente mediterráneos (Phylloceratina, Lytoceratina) es mínima (inferior al 1 %) y la representación de elementos de carácter subboreal (Kosmoceratidae) es hasta el momento nula en todo el intervalo. Asimismo, las asociaciones registradas son poliespecíficas y están formadas fundamentalmente por individuos adultos. Esto permite caracterizarlas como poblaciones tafónicas de tipo 3 con evidencias de aloctonía (Fernández-López, 1995).

Nivel 6: está formado por un banco inferior (6a) de 25 a 30 cm, de calizas beige, *wackestone*, de bioclastos (filamentos) y peloides, fosilíferas y muy compactas (Fig. 3). Contienen frecuentes ammonites, bivalvos, braquiópodos, crinoideos y belemnites. Otros grupos: gasterópodos y equinoideos, son más escasos. la presencia de ejemplares de *Bullatimorphites* (*Bomburites*) *microstoma* (d'Orbigny), *Macrocephalites verus* Spath y *Homoeoplanulites furculus* (Neumayr) permite asignar esta capa a la parte inferior de la Biozona Bullatus.

En la parte superior se localiza un banco de 10 a 15 cm, de calizas bioclásticas, de facies similar, muy fosilíferas (nivel 6b). Este nivel contiene una asociación de ammonites característica de las biozonas Bullatus y Gracilis (Subbiozona Prahecquense), la mayoría reelaborados. Algunos ejemplares resedimentados (fragmentos de conchas) representan fragmentos de *Macrocephalites* sp. La asignación bioestratigráfica de este nivel, tal como señala Lardiés (1990) es problemática, pudiendo representar un horizonte ligeramente superior en la Biozona Gracilis. El nivel 6.b está limitado a techo por una superficie de truncamiento que localmente forma una costra micrítica con oolitos ferruginosos dispersos (nivel 6c). Esta superficie marca una importante discontinuidad en la sucesión y una brusca variación en la sucesión de facies. En todo el intervalo se registran frecuentes bivalvos. Estos corresponden en su totalidad a grupos suspensívoros, predominantemente epifaunales, con escasos infaunales, como *Pholadomya* y *Pleuromya*. Su presencia resulta de interés puesto que podrían constituir la respuesta a los episodios de mayor energía en el medio (Delvene, 2000).

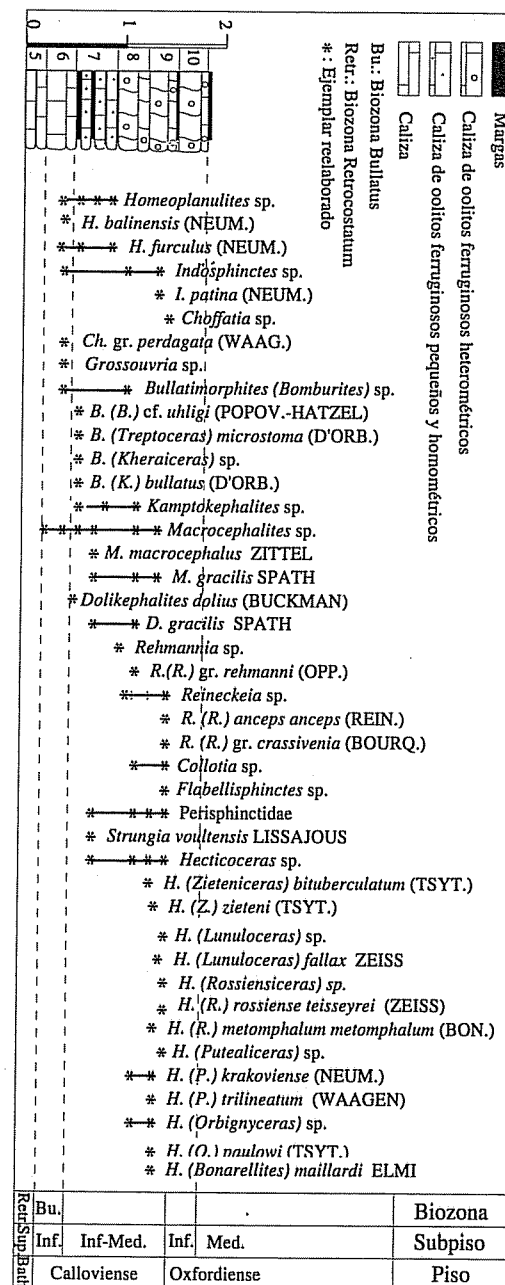


Figura 2. Sucesión estratigráfica y paleontológica de la Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío en el afloramiento MO.1 (Moneva). Basado en el esquema de Lardiés (1988). En la sucesión se indica, por medio de un asterisco, el carácter reelaborado de todos los ejemplares representados.

Niveles 7 y 8: Calizas micríticas, rojizas, bioturbadas (*Thalassinoides*), poco compactas, estratificadas en capas irregulares, con interstratos margosos. Facies de *wackestone* bioclástico con oolitos ferruginosos relativamente homométricos (2 a 3 mm.), más o menos dispersos e irregularmente distribuidos (1 m de espesor). Contienen numerosas formas características de la Biozona Gracilis (cfr. Sequeiros, 1982; Lardiés, 1988, 1990). No obstante, algunos de los ejemplares reconocidos presentan señales claras de reelaboración, posiblemente durante episodios tempestíficos, durante el Biocrón Gracilis (cfr. Aurell *et al.*, 1994, p. 558; Fig. 5, 1999). El carácter lenticular de las capas de caliza oolítica, (Lardiés, 1990) y la distribución y la relativa homometría de los oolitos ferruginosos apoya la hipótesis de la aloctonía de los mismos y su transporte desde áreas no muy distantes, probablemente emergidas. Esto apoya la idea de una sedimentación rápida y episódica.

Nivel 9a: Una capa de 20 a 25 cm de espesor de calizas rojizas a amarillentas, con oolitos ferruginosos frecuentes y facies muy similar al nivel anterior. Una segunda capa de 12 cm (**nivel 9b**) muestra una mayor concentración de ammonites y un mayor contenido en oolitos. La facies comprende calizas *wackestone* a *packstone* de bioclastos (filamentos y *Globuligerina*) con oolitos ferruginosos más heterométricos (algunos, mayores de 5 mm) y granos de cuarzo. Este banco está coronado por una superficie de truncamiento que localmente forma una costra ferruginosa de 2 a 5 cm de espesor (**nivel 9c**) muy mineralizada, con hematites y siderita, y que muestra unas laminaciones posiblemente estromatolíticas. Este intervalo (= nivel 16 de Sequeiros, 1982, Fig. 2) contiene una asociación de ammonoideos característica de la parte inferior de la Biozona Anceps. No obstante, al igual que en las asociaciones registradas anteriores, los ejemplares suelen presentar claras señales de reelaboración. En la parte superior, en la costra que corona la capa (**nivel 9c**) se ha reconocido un ejemplar de Reineckeidae (?*Rehmania* sp.) que muestra un inicio de surco anular encostrado en la región ventral.

La escasez de elementos no reelaborados en la asociación reconocida no permite por el momento datar con precisión este nivel, aunque, de acuerdo con otros autores (Sequeiros, *loc. cit.*) podría corresponder a la parte inferior de la Biozona Anceps (Calloviense medio). Por otro lado, las facetas elipsoidales y anulares indican una formación bajo la acción de corrientes direccionales, no oscilatorias, en condiciones someras, en ambientes probablemente inter a supramareales, indicando un probable episodio prolongado de exposición de la plataforma (Fernández-López, 1985; Fernández-López y Meléndez, 1993).

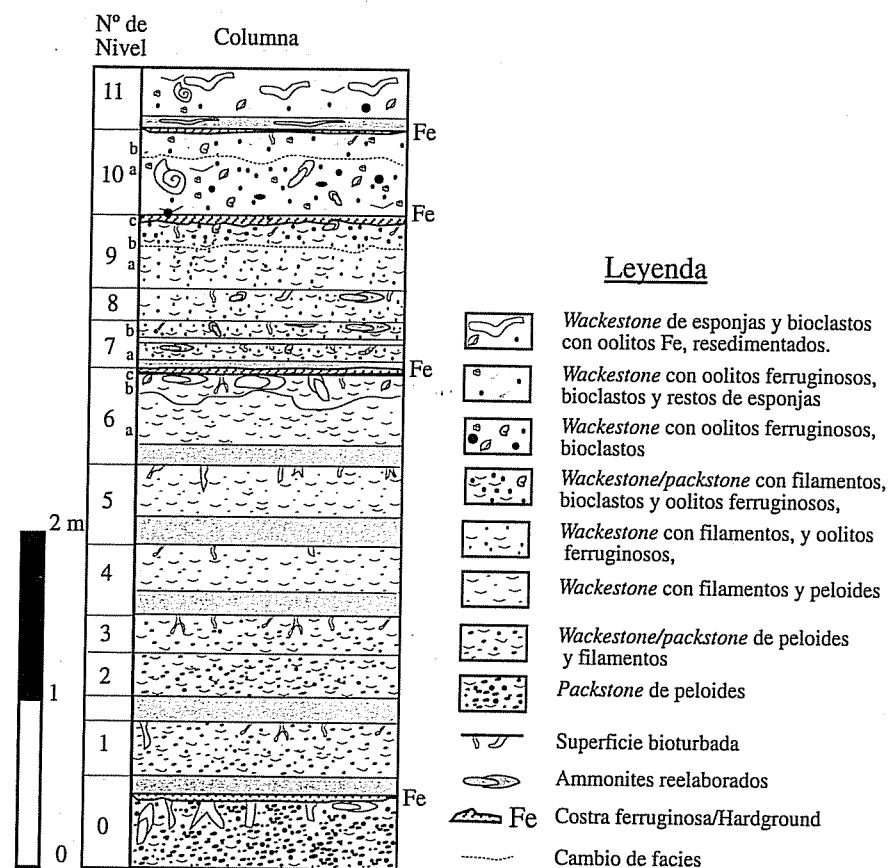


Figura 3. Distribución de facies durante el intervalo Bathoniense superior - Oxfordiense medio en la sección de Moneva. La capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío se extiende entre los niveles 7 y 10.

El límite entre el Calloviense y el Oxfordiense se localiza entre los niveles 9 y 10 y está marcado por una laguna estratigráfica cuya amplitud bioestratigráfica abarca desde la Biozona Anceps p.p. (Calloviense medio) a la Biozona Transversarium (Oxfordiense medio: Sequeiros, 1982, Lardiés, 1990; Aurell *et al.*, 1994). A este límite se asocia una laguna registrática (Fernández-López, 1986) cuya amplitud comprendería los taxorregistros Anceps (p.p.), Coronatum, Athleta, Lamberti y Mariae al menos.

Nivel 10: Banco de 15 a 20 cm de espesor. Calizas amarillentas con oolitos ferruginosos gruesos y heterométricos: wackestone micrítico con bioclastos y foraminíferos (*Globuligerina*). Presenta superficies de discontinuidad frecuentes y concentración local de tuberoides en la parte superior. Contiene diversos ejemplares (moldes fragmentados) de «*Otosphinctes*» y *Prososphinctes* considerados como característicos de la Biozona Claromontanus (Oxfordiense inferior). Junto con ellos se han citado ejemplares (conchas fragmentadas y fragmentos de conchas) de *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp. (Sequeiros, 1982). El mayor tamaño y heterometría de los oolitos indica mayor proximidad al área fuente que en los estadios anteriores. Por otro lado, algunos fragmentos de *Perisphinctidae* como *P. (Dichotomosphinctes)* permitirían asignar este nivel al Oxfordiense medio, aunque los datos no son aún precisos. Por encima de una nueva superficie de discontinuidad, se sitúa un banco de 15 a 20 cm de espesor de calizas rosadas, wackestone bioclástico, con espongiarios, crinoides, braquiópodos, bivalvos y ammonites de la Formación Yátova (Biozona Transversarium).

Observaciones paleogeográficas

La sección de Moneva, por los bajos valores de potencia registrados para el Calloviense inferior y el carácter claramente incompleto de la sucesión puede ser definida como una sección condensada por comparación con otros sectores más occidentales de la plataforma (en Ricla), en donde el Calloviense está representado por secciones expandidas. Estos datos permiten interpretar el sector de Moneva-Sierra de Arcos como un alto paleogeográfico durante el Calloviense inferior, biozonas Bullatus y Gracilis (Lardiés *et al.*, 1988). Las condiciones de escasa batimetría, agitación, y baja tasa de sedimentación habrían favorecido los procesos tafonómicos descritos en el capítulo anterior y el desarrollo preferente de comunidades bentónicas epifaunales.

Entre los biocronos Gracilis y Transversarium tuvo lugar la formación del nivel de oolitos ferruginosos. La sedimentación fue escasa y discontinua. Los datos sedimentológicos de este nivel indican un cierto transporte de los mismos desde un área fuente cercana por la acción de corrientes que serían las principales causantes de la reelaboración repetida de fósiles de ammonites. La laguna registrática asociada al límite Calloviense-Oxfordiense se corresponde probablemente con el intervalo de exposición de la plataforma en este sector. En áreas occidentales

de la plataforma (Aguilón; Ricla) más subsidentes y profundas, la sedimentación marina persiste hasta el comienzo del Biocrón Athleta, lo cual da una idea de la estructuración de la plataforma en bloques subsidentes y elevados (Lardiés *et al.*, 1988). El nivel 10, con oolitos ferruginosos heterométricos representa un nuevo evento efímero de inundación de la plataforma al comienzo del Oxfordiense medio y la llegada de oolitos o de material arcilloso desde un área emergida más cercana que en los episodios anteriores.

Conclusiones

El análisis conjunto de los datos paleontológicos (tafonómicos, bioestratigráficos y paleoecológicos) y sedimentológicos ha permitido añadir nuevas precisiones sobre la génesis y el significado paleogeográfico del nivel de oolitos ferruginosos en el sector de Moneva-Sierra de Arcos. Asimismo, este análisis permite comprender mejor la relevancia de este nivel límite en la reconstrucción paleogeográfica de la Plataforma Aragonesa durante el Calloviense.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a los Drs. Jesús Caracuel y M.^a Dolores Lardiés, la revisión crítica del manuscrito. El trabajo forma parte del proyecto: BTE 2000-1148 (MCT-CSIC): «Las Plataformas Aragonesa y Castellana (Cuenca Ibérica) durante el Jurásico Medio. Escala biocronoestratigráfica y ciclos paleoambientales».

Bibliografía

- Aurell, M., Bádenas, B., Bello, J., Delvene, G., Meléndez, G., Pérez-Urrasti, I., y Ramajo, J. 1999. El Calloviense y el Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica nororiental y la Zona de Enlace con la Cordillera Costero-Catalana, en los sectores de Sierra de Arcos, Calanda y Xerta-Paüls. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **25**, 73-110. Madrid.
- Aurell, M., Fernández-López, S. and Meléndez, G. 1994. The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications. *Geobios* M.S. **17** (2), 549-561.

- Delvene, G. 2000. Los bivalvos del Jurásico Medio y Superior en la Cordillera Ibérica (España): Sistemática y Paleoecología, Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, Departamento de Ciencias de la Tierra, 1-209.
- Fernández-López, S. 1985. Séquences sédimentaires et séquences taphonomiques. *Strata*, **2**, 116-121.
- Fernández-López, S. 1986. Sucesiones paleobiológicas y sucesiones registráticas (nuevos conceptos paleontológicos). *Revista Española de Paleontología*, **1**, 29-45.
- Fernández-López, S. 1995. Taphonomie et interprétation des paléoenvironnements. *Geobios*, M.S. **18**, 137-154.
- Fernández-López, S. and Meléndez, G. 1993. Abrasion surfaces on internal moulds of ammonites as palaeobathymetric indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110** (1994), 29-42.
- Lardiés, M.^a D. 1990. Observaciones bioestratigráficas y sedimentológicas sobre el Calloviense en la Provincia de Zaragoza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**, 157-172.
- Lardiés, M.^a D., Meléndez, G. y Sequeiros, L. 1988. Nuevos datos sobre el Calloviense del sector central de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). Bioestratigrafía y facies. *II Congreso Geológico de España*, Granada, 1988, Sociedad Geológica de España, Comunicaciones **1**, 293-296.
- Sequeiros, L. 1982. El Calloviense de Moneva (Zaragoza). precisiones bioestratigráficas. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, **80**, 153-162.

Aalenian calcareous nannofossil biohorizons of some sections, from Lusitanian Basin and Basque-Cantabrian Area

N. PERILLI¹, M^a H. HENRIQUES² AND M^a S. URETA³

Resumen En el presente trabajo se ha realizado un estudio sobre los nanofósiles calcáreos de las sucesiones del Aalenense en las cuencas Lusitánica y Vasco-Cantábrica. Los biohorizontes reconocidos se han podido relacionar con las biozonas y subbiozonas de ammonites y se han comparado con los hallazgos previos de otras secciones en las provincias Boreal y Tethysiana.

Palabras clave: Portugal, España, Aalenense, Nannofósiles calcáreos, Bioestratigrafía.

Key words: Portugal, Spain, Aalenian, Calcareous Nannofossils, Biostratigraphy.

Study sections

Cropping out in the Lusitanian Basin and Basque-Cantabrian area, the Aalenian ramp deposits were sedimented on the western margin of

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Via S. Maria 53, 56100 Pisa (Italy). perilli@dst.unipi.it.

² Departamento Ciências da Terra, 3049 Coimbra Codex (Portugal). hhenriq@ci.uc.pt.

³ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid (Spain). solureta@geo.ucm.es.

the Iberian Plate. At São Gião, Boa-Viagem and Cabo Mondego in Portugal, and San Andrés and Tudanca in Spain, the thick Aalenian succession is superbly exposed, and consists of a regular marlstone and limestone alternation. In these sections, a continuous ammonite record allows to recognize all the Aalenian Zones (Opalinum, Murchisonae, Bradfordensis and Concavum) and relative Subzones (Opalinum and Comptum, Haugi and Murchisonae, Bradfordensis and Gigantea, Concavum and Limitatum). The ammonite assemblages include both North European and Mediterranean taxa (Goy and Ureta, 1994; Henriquez *et al.*, 1996).

PREVIOUS WORKS: Aalenian calcareous nannofossils have been also investigated in: Great Britain (Bown 1987; Bown *et al.*, 1988); Germany (Bown 1987; Bown *et al.*, 1988; Baldanza and Mattioli, 1996; de Kaenel and, Bergen 1996); Northern France (Bown 1987; Bown *et al.*, 1988); Southern France (Bown 1987; Mattioli and Erba, 1999); Switzerland (de Kaenel, in de Kaenel *et al.*, 1996), Italy (Cobianchi, 1992; Reale *et al.*, 1992; Mattioli and Erba, 1999); Central Spain (Perilli, 1999); Portugal (Hamilton, 1977, 1979; Bown, 1987; de Kaenel and Bergen, 1993; Bergen, in de Kaenel *et al.*, 1996) and Morocco (de Kaenel, in de Kaenel *et al.*, 1996).

AIM: This work focuses on Aalenian nannofossil assemblages of the samples collected at São Gião, Boa-Viagem, Cabo Mondego, San Andrés, and Tudanca sections, in order to calibrate against ammonite zones/subzones the biohorizons recognized. Afterwards, these events are compared with previous findings from other Boreal and Tethyan sections.

MATERIAL: Simple smear slides were prepared and semiquantitative analyses were carried out with a light polarizing microscope. The marlstones yielded moderate to good preserved, common and diverse nannofossil assemblages, whilst those recovered from the limestones are usually scarce and worse preserved. However, the closely sampled lithologies provide a continuous and age significant succession of assemblages; better preserved and diverse in the samples collected at São Gião, Boa-Viagem and San Andrés.

ASSEMBLAGES : The early Aalenian assemblages are dominated by the genera *Schizosphaerella* (Deflandre and Dangeard), *Lotharingius* (Noël, Goy), and *Discorhabdus* (Noël); whilst *Biscutum* (Black), *Bussonius* (Goy),

Carinolithus (Prins), and *Tubirhabdus* (Prins) are subordinated, and *Triscutum* (Dockerill) and *Retecapsa* (Black) are very rare. In middle Aalenian, the assemblage composition significantly changes, due to the replacement between the genera *Watznaueria* (Reinhardt) and *Lotharingius*; the former is one of the main constituent of the middle-late Aalenian assemblages, whilst the abundance of the latter decreases from the middle Aalenian. The middle Aalenian composition change is stressed by the disappearance (i.e. *Bussonius*) or the abundance decrease (i.e. *Biscutum*, *Carinolithus*) of taxa, that are characteristic of the late Pliensbachian-Toarcian time interval. Hence, in the middle-late Aalenian, along with the genus *Watznaueria*, the genera *Schizosphaerella* and *Discorhabdus* are still significantly present, *Biscutum* and *Carinolithus* are subordinated, and *Triscutum* is always scattered present.

EVENTS: The early Aalenian First Occurrence of *Watznaueria contracta* (Cobianchi, Erba and Pirini Raddrizzani) is a reliable and distinctive event, although the occurrence of transitional forms between *Watznaueria* and *Lotharingius* could hide the early specimens of *Watznaueria contracta*, a common and widespread taxon in both Boreal and Tethyan sections. In the selected sections, the middle Aalenian First Common Occurrence *Watznaueria contracta* is the other easily detectable biohorizon. According to the literature, the First Occurrence of *Triscutum sullivanii* (de Kaenel and Bergen), *Triscutum tiziense* (de Kaenel and Bergen) and *Carinolithus magharensis* (Bown), and the Last Occurrence of *Bussonius prinsii* (Goy) have been also recognized. Unfortunately, the biostratigraphic value of the First Occurrence of *Triscutum sullivanii*, *Triscutum tiziense* and *Carinolithus magharensis* (Moshkovitz and Ehrlich, Bown) is scarce, since these species are extremely rare. Instead, the Last Occurrence of *Bussonius prinsii* seems to be more useful, because of this taxon is a significant assemblage constituent up to the early Aalenian.

Final Remarks

According to the achieved results, the First Occurrence of *Watznaueria contracta* has been recognized in the Opalinum Zone in Italy (Cobianchi, 1992; Mattioli and Erba, 1999), South France (Mattioli and Erba, 1999), Morocco and Switzerland (de Kaenel, 1996, in de Kaenel *et al.*, 1996). In

Iberian Range (Perilli, 1999) and South Germany (Baldanza e Mattioli, 1996; de Kaenel and Bergen, 1996) this event lies in the late Toarcian, Aalensis Zone, whilst in the Boreal sections, studied by Bown *et al.*, (1988) and Bown and Cooper (1998), it is located in the Murchisonae Zone. In the investigated sections, the First occurrences of *Triscutum tiziense* (de Kaenel and Bergen) and *Triscutum sullivanii* (de Kaenel and Bergen) lie within the Opalimum Zone, as recognized in Portugal (Bergen, 1996, in de Kaenel *et al.*, 1996) and Morocco (de Kaenel, 1996, in de Kaenel *et al.*, 1996); however, a lower first occurrence of both species is not excluded. In the Iberian Range (Perilli, 1999), South Germany (Baldanza and Mattioli, 1996) and Italy (Mattioli, 1994) both events are located in the late Toarcian, Aalensis Zone. According to this work, the First Occurrence of *Carinolithus magharensis* (Bown) has been placed in the Opalinum Zone in Portugal (Bergen, 1996, in de Kaenel *et al.*, 1996), Iberian Range (Perilli, 1999), Italy (Cobianchi, 1992; Mattioli and Erba, 1999) and Southern France (Mattioli and Erba, 1999). In the studied sections, *Bussonius prinsii* disappears (Goy) within the Opalinum Zone, as noticed in Portugal (Bergen, 1996, in de Kaenel *et al.*, 1996), Iberian Range (Perilli, 2000) and Switzerland (de Kaenel, 1996, in de Kaenel *et al.*, 1996). In Morocco (de Kaenel, 1996, in de Kaenel *et al.*, 1996) and NW Europe (Bown and Cooper, 1998), it lies in the Murchisonae Zone.

References

- Baldanza, E. and Mattioli, E. 1996. The calcareous nannofossil biostratigraphy in the Wittnau KB Borehole. *Aaleneus*, 6 September, 1996, 21-27.
- Bown P. R. 1987. Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. *Paleontologist Association, Special Paper Paleontology*, 38, 1-118.
- Bown P. R. and Cooper M. K. E. 1998. Jurassic. In: Bown. P. R. (Ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, 55-66.
- Bown P. R., Cooper M. K. E. and Lord A. R. 1988. A Calcareous Nannofossil Biozonation scheme for the early to mid Mesozoic. *Newsletters Stratigraphy*, 20, 91-114.
- Cobianchi M. A. 1992. Sinemurian-Early Bajocian Calcareous Nannofossil biostratigraphy of the Lombardy Basin, Southern Calcareous Alps (Northern Italy). *Atti Ticinesi Scienze della Terra*, 35, 61-106.

- De Kaenel E. and Bergen J. A. 1993. New Early and Middle Jurassic coccolith taxa and biostratigraphy from the eastern proto-Atlantic (Marocco, Portugal and DSDP Site 547B). *Eclogae Geologicae Helvetia*, **86**, (3), 861-907.
- De Kaenel, E. and Bergen, J. A. 1996. Kalkige Nannofossilien im Profil der Tongrube Wittnau. *Geologisches Landesamt Baden-Württemberg*, 33-36.
- De Kaenel E., Bergen J. A. and von Salis Perch-Nielsen K. 1996. Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of Western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. *Bulletin Société Géologique de France*, **167** (1) 15-28.
- Goy, A. y Ureta, S. 1994. Bioestratigrafía del Aalenense en el sector occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica España). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, 102-105.
- Hamilton G. B. 1977. Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. *Eclogae Geologicae Helvetia*, **70**, 575-597.
- Hamilton G. B. 1979. Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. *Eclogae Geologicae Helvetia*, **72**, 1-17.
- Henriquez, M. H., Linares, A., Sandoval, J. and Ureta, S., 1996. The Aalenian in the Iberian (Betic, Lusitanian and Iberian Basins). *GeoResearch Forum*. **1-2**, 139-150.
- Mattioli, E. Calcareous nannofossil content of the Toarcian-Aalenian Fiuminata section (Central Italy). *Paleopelagos*, **3**, 261-277.
- Mattioli, E. and Erba, E. 1999. Synthesis of calcareous nannofossil events in the Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **105**, 43-376.
- Perilli, N. 1999. Calcareous nannofossil biostratigraphy of Toarcian-Aalenian transition at Fuentelsaz section (Iberian Range, East Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **25**, 189-212.
- Reale V., Baldanza, A., Monechi, S. and Mattioli, E. 1992. Calcareous nannofossil biostratigraphic events from the Early-Middle Jurassic of the Umbria-Marche area (Central Italy). *Memorie di Scienze Geologiche*, **43**, 41-75.

Microflora criptogâmica da Bacia Bauru (Cretáceo Superior), Minas Gerais, Brasil

M^a. C. E. SENRA¹, R. M. LISBÔA²
E L. H. S. SILVA¹

Abstract The cretaceous sediments from Bauru Basin, Minas Gerais yielded a variety plant remains including specimens of aquatic pteridophyte sporocarps, carophyte gyrogonites and, rare palinomorphs. Studies in stereomicroscope revealed the gyrogonites were ovoid-cilindric elongated with preserved helicoidal filaments. The depositional environment of Bauru Basin prevented the fossilization of the vegetative parts which accounts for the poor taxonomic characterization of the material studied.

Key words: Charophyta, *Marsilea* L., Bauru Basin, Upper Cretaceous.

Palavras chave: Charophyta, *Marsilea* L., Bacia Bauru, Cretáceo Superior.

Introdução

A microflora estudada é representada por elementos reprodutivos de algas Carófitas e de Marsiliáceas datadas do Cretáceo superior da Bacia Bauru.

¹ Departamento de Ciências Naturais, Universidade do Rio de Janeiro. Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo, Rio de Janeiro, Brasil, CEP-22.270-000. flandria@aol.com

² Departamento de Botânica, Museu Nacional, UFRJ.

As Carófitas são conhecidas como registro fóssil desde o Siluriano, estando figurada pelas estruturas reprodutivas femininas – os oogônios que uma vez calcificados ocorrem na forma de girogonites (Peck, 1941).

As Marsiliáceas são raras como fósseis, sendo representadas pelos esporocarpos. O registro mais antigo remonta ao Cretáceo Superior, no intervalo Cenomaniano-Turoniano e no Terciário (Dorofeev, 1981; Sahni e Rao, 1943).

Aspectos geográficos e geológicos da Bacia Bauru

As rochas da Bacia Bauru distribuem-se em uma área de 350.000 km² localizada no Brasil meridional, abrangendo os estados de Minas Gerais, Goiás, São Paulo, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Paraná (Goldberg e Garcia, 2000). Está situada entre os paralelos 18° – 24° de latitude e 54° – 48° de longitude.

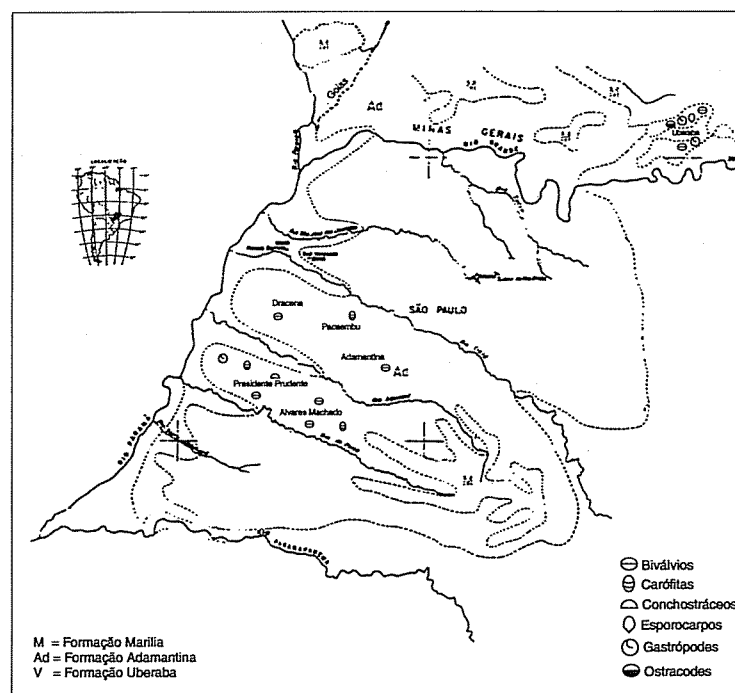


Figura 1. Localizada após os tópicos segmentos NE e SW.

A litografia da Bacia Bauru divide-se em Grupo Caiuá e Grupo Bauru. Este último reúne as Formações Adamantina, Marília, Uberaba além dos depósitos quaternários (Fig. 1).

As litologias restritas ao Cretáceo compreendem arenitos quartzosos localmente com cimento carbonático da Formação Adamantina; arenitos, siltitos e lamitos com elementos de origem vulcânica da Formação Uberaba; arenitos com cimento e concreções carbonáticas e intercalações pelíticas da Formação Marília (Fernandes e Coimbra, 1996).

Material e Métodos

Os exemplares de Carófitas estudados são provenientes de testemunhos situados nas cotas de 179-180 metros além de um material adicional de afloramentos da região, e que se encontram depositados na Coleção Paleontológica da Universidade de São Paulo. Os esporocarpos de Marsiliácea juntamente com palinomorfs de origem diversa são procedentes de cinco localidades situadas no Estado de São Paulo e que se encontram depositados na coleção do Centro de Pesquisas Llewelyn Ivor Price. Ambos os materiais foram examinados, mensurados e fotografados em estereomicroscópio e no caso específico dos esporocarpos, em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

Resultados

Os girogonites observados em estereomicroscópio são provenientes de indivíduos maduros da família Characeae. Apresentam-se bem preservados, com forma cilíndrico-ovóide alongada, de base afilada a aguda, de dimensões em torno de 0,1-0,4 mm, na qual a porção mediana se apresenta mais alargada e proeminente. Os lados se mostram convergentes do ápice para a base. Células laterais dispostas helicoidalmente em relação ao maior eixo, em número de 10, ligeiramente sulcadas, que se torcem em direção a base. No espaço intercelular, ocorrem cristas reduzidas, com as extremidades agudas. A porção apical apresenta-se truncada com 5 células espirais bem visíveis. Os fósseis, muito frágeis, estão preservados por substituição ocorrendo em siltitos parcialmente calcíferos (Mezzalana, 1974; Petri, 1955).

Nos esporocarpos de *Marsilea* os exames realizados em MEV apontaram um revestimento externo composto por compartimentos multiseriados poliédricos regulares e simétricos distribuídos ao longo do comprimento, interpretados como células epidérmicas (Silva *et al.* 1999). Em direção à base do esporocarpo, as células vão tornando-se gradativamente mais alongadas e delgadas. O tamanho das formas ovóides varia de 0,75 a 1,10 e de 0,90 a 1,50 mm nas elípticas. A extremidade basal do esporocarpo mostra, uma cicatriz peduncular, com forma irregular, equivalente ao ponto de inserção do pecíolo e uma impressão circular de pequenas dimensões, correspondente à posição de um dente superior. Na parte interna dos esporocarpos aparecem cavidades regulares, provavelmente os receptáculos dos soros, preenchidos por incontáveis estruturas discoidais interpretados como esporos.

As características observadas no material fóssil permitiram associar os esporocarpos ao gênero atual *Marsilea* Linnaeus que se encontra amplamente reportado em tratamento taxonômico para o Novo Mundo (Johnson, 1986).

Os fósseis (girogonites e esporocarpos) na sua totalidade estão completos, com a morfologia externa bem preservada, sem sinais de transporte intenso ou retrabalhamento. A biomineralização por carbonato de cálcio propiciou a preservação da parte orgânica das estruturas reprodutivas tais como feições celulares, cicatrizes e possivelmente as cavidades dos soros (esporocarpos).

As Carófitas recentes são encontradas em ambientes dulçaquícolas e salobros, de caráter lântico e lóticos, correntes d'água de baixa energia. Apresentam-se fixas a substratos moles, lodosos ou arenosos, formando extensas populações que podem alcançar até 1 metro de comprimento. Colonizam orlas de corpos aquáticos rasos sujeitas incidência de luz solar. Os oogônios são estruturas reprodutivas femininas das Caráceas e de acordo com o grau de maturidade desenvolvem, um processo de incrustação por carbonato de cálcio, que pode ser influenciado pela dinâmica do ambiente. Tal característica, ainda, confere certa resistência desta estrutura aos fatores ambientais (Strassburger *et al.*, 1971).

O habitat preferencial das Marsíleas atuais são corpos aquáticos lânticos de diferentes profundidades, como lagos e represas temporárias ou permanentes que, ocasionalmente, têm suas margens extensamente colonizadas. Embora vivam fixadas ao fundo lamoso através de rizomas, as marsiliáceas mantêm suas folhas e estruturas de reprodução em condições sub-aéreas. Os fatores mencionados são necessários à produção

dos esporocarpos, provavelmente relacionada com a intensidade luminosa incidente na área colonizada (Allsopp, 1951). O tipo de revestimento rígido dos esporocarpos previne contra o ressecamento, por períodos que variam de 30 a 100 anos (Smith, 1987), permitindo a sua resistência aos períodos prolongados de seca. A durabilidade dos esporocarpos responde pela sua persistência sob climas semi-áridos (Johnson, 1986).

Conclusões

O tipo de fossilização dos exemplares pode ser explicado pela presença de um lençol freático instável, rico em carbonato de cálcio que propiciou a biomineralização. Alguns dos caracteres morfológicos observados nos esporocarpos ovóides como tamanho, contorno e a cicatriz peduncular indicam semelhanças com a espécie atual *Marsilea* cf. *polycarpa* Hook. e Grev. Nos girogonites, as feições morfo-anatômicas visualizadas permitiram-nos associar à espécie extinta *Praechara barbosai* (Petri) Mezzalana.

De acordo com as condições de preservação dos espécimens é possível afirmar, que são autóctones, fossilizados no próprio habitat. Considerando que as carófitas e as marsiliáceas necessitam de luminosidade e que os fósseis são autóctones, estes sugerem que os sedimentos correspondem às porções marginais do corpo aquático.

O levantamento mundial das ocorrências pretéritas de Marsíleas permite afirmar que este é o único registro fóssilífero nas Américas.

A ocorrência de esporocarpos de *Marsilea* e de girogonites de *Praechara* associada à expressiva quantidade dos fósseis concordam com os dados paleoclimáticos e paleoambientais existentes sobre a Bacia Bauru.

O ambiente deposicional da Bacia Bauru não favoreceu a preservação das partes vegetativas dos exemplares estudados, o que impossibilitou obter informações adicionais de natureza taxonômica acerca do material estudado.

Agradecimentos

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pelo apoio ao projeto.

Bibliografia

- Allsopp, A. 1951. *Marsilea* spp.: materials for experimental study of morphogenesis. *Nature*, **168**, 301.
- Dorofeev, P. I. 1981. Taxonomy of the Tertiary Marsileaceae. *Botanik Zhurnal*, **66**, 792-801.
- Fernandes, L. A. e Coimbra, A. M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68** (2), 195-205.
- Gilg, E. y Schürhoff, P. N. 1967. *Curso de Botânica Geral y Aplicada*. Editorial Labor, S. A., Barcelona, 183-184.
- Goldberg, K. and Garcia, J. V. 2000. Palaeogeography of the Bauru Group, a dinosaur bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brasil. *Cretaceous Research*, **21**, 241-254.
- Johnson, D. M. 1986. Systematics of the New World species of *Marsilea* (Marsileaceae). *Systematics Botany Monographs*, **11**, 1-19.
- Mezzalana, S. 1974. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. *Boletim do Instituto Geológico e Geográfico*, **11**, 122-123.
- Peck, R. E. 1941. Lower Cretaceous Rocky Mountains nonmarine microfossils. *Journal of Paleontology*, **15** (3), 285-304.
- Petri, S. 1955. Charophyta cretácicas de São Paulo (Formação Bauru). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **4** (1), 67-72.
- Sahni, B. and Rao, H. S. 1943. A silicified flora from the intertrappean cherts round Sausar in the Deccan. *Proceedings National Academy Science of India*, **13**, 36-75.
- Senra, M. C. E. e Silva, L. H. S. 1998. Presença de pteridófitas na Bacia Bauru, Grupo Bauru, Cretáceo Superior de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70** (2), 380-381.
- Smith, G. M. 1987. *Botânica Criptogâmica. Briófitas e Pteridófitas*. Calouste Gulbenkian, Lisboa, 294-359.
- Strassburger, E., Noll, F., Schenck, H. y Schimper, A. F. W. 1971. *Tratado de Botânica*. Editorial Marín S. A., Barcelona, 351-353.

Análise tafonômica das associações fossilíferas e interpretação paleoambiental da Bacia Bauru (Cretáceo Superior), sudeste do Brasil

M^a C. E. SENRA¹ E L. H. S. SILVA¹

Abstract Upper Cretaceous sedimentary succession of Bauru Basin from SE Brazil comprise calcareous sandstones and marls deposited in a continental environment. Fossil associations collected in two localities have been studied in detail, with special reference to their taxonomic composition and taphonomic patterns. This results have led to the recognition of a well-defined northeast (Uberaba, Minas Gerais State) and southwest (Presidente Prudente, São Paulo State) palaeogeographic areas within the Bauru Basin.

Key words: Taphonomic analysis, paleoenvironmental reconstruction, Bauru Basin, Upper Cretaceous

Palavras chave: Análise tafonômica, interpretação paleoambiental, Bacia Bauru, Cretáceo Superior.

Introdução

Os depósitos da Bacia Bauru distribuem-se em uma área de 350.000 km, com importante registro no sudeste do Brasil. A sequência sedi-

¹ Universidade do Rio de Janeiro, Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo, Rio de Janeiro, Brasil, CEP 22.270.000, flandria@aol.com.

mentar de idade atribuída ao Neocretáceo é representada em Uberaba, Estado de Minas Gerais, região nordeste da bacia, por espessos pacotes de arenitos carbonáticos com lamitos subordinados depositados segundo Capilla (1996) em sistemas fluviais entrelaçados (tipo *braided*); na porção sudoeste em Presidente Prudente ocorrem argilitos associados com bancos de arenitos não calcíferos originados em ambiente fluvial meandrante com várzeas e baixos associados (Mezzalira, 1974).

Vegetais críptogâmicos, invertebrados e vertebrados formam o conteúdo fossilífero composto por girognites de carófitas, esporocarpos de pteridófitas (Senra e Silva, 1999), bivalvíos, gastrópodes, ostracodes, conchostráceos; fragmentos de peixes, anfíbios, répteis crocodilianos, quelônios e dinossauros completam as tafocenoses.

A análise tafonômica dos fósseis de criptógamas e invertebrados aplicada à interpretação paleoambiental é o principal objetivo do presente trabalho. Informações paleogeográficas e paleoclimáticas (Senra e Silva, 2000) corroboram a distribuição do conteúdo fossilífero em dois segmentos biogeográficos um a nordeste outro a sudeste (Tab. 1).

COMPOSIÇÃO TAXONÔMICA DAS TAFOCENOSSES. Na região de Uberaba, são registrados girogonites, esporocarpos de pteridófitas, gastrópodes, bivalvíos e ostracodes. *Anodontites* Bruguière e *Florenceia* Mezzalira são os moluscos comuns nos arenitos. Exclusivamente nos lamitos *Physa* Draparnaud e *Viviparus* Monfort dominam as assembléias fossilíferas compostas por ostracodes, esporocarpos biomineralizados por carbonato de cálcio. Os levantamentos taxonômicos na área de Presidente Prudente apontaram também girogonites, conchostráceos, ostracodes e uma importante fauna de moluscos endêmica composta por espécies dos gêneros *Diplodon* Spix, *Itaimbeia* Mezzalira, *Taxodontites* Mezzalira, *Monocondylaea* Lea, *Sancticarolis* Mezzalira e *Hydrobia* Hartmann.

Conforme a caracterização tafonômica e a composição taxonômica, os invertebrados e plantas da Bacia Bauru distribuem-se em dois compartimentos paleogeográficos a nordeste e a sudoeste.

INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL. Durante o Cretáceo Superior as condições ambientais a nordeste da Bacia Bauru constituíam-se por rios de alta energia, associados a lagoas e represas, que embora efêmeras possuíam uma relativa estabilidade trófica vital ao desenvolvimento de plantas aquáticas, gastrópodes, ostracodes e conchostráceos. Periodicamente algumas lagoas já assoreadas eram removidas durante episódios de enxurrada, re-

I. Invertebrados

Fósseis	Segmento NE				Segmento SW			
	F	D	P	O	F	D	P	O
Gastrópodes	—	—	■	□ □	■ A	—	■	□
Bivalvíos	■	■ B	■	□	■	■ B	■	□
Ostracodes	■ A	—	■	□	■ A	■	■	□
Conchostráceos	i	i	i	i	■	—	■	□

II. Vegetais

Fósseis	Segmento NE			Segmento SW		
	F	P	O	F	P	O
Girogonites	—	■	□	■	■	□
Esporocarpos	—	■	□	i	i	i

F: fragmentação; D: desarticulação; P: densidade populacional - Ausente: —; Raro: ■; Frequente: ■; Abundante: ■. O: fases ontogenéticas - jovens ou imaturos: □; adultos ou maduros: □. Outras feições tafonômicas - abrasão intensa: A; *butterflyed*: B; ocorrência isolada: |, coquinas mono específicas: | coquina pluriespecífica: |, i: inexistente neste segmento.

Tabla 1. Feições tafonômicas das biofábricas nos segmentos NE e SW.

depositando a microfauna. No segmento nordeste a preservação dos organismos *in situ*, confirma um sistema fluvial meandrante A presença de girogonites de carófitas pressupõe águas alcalinas nos dois segmentos. As evidências tafonômicas remetem a um clima semi-árido, onde períodos de seca prolongada intercalavam-se com chuvas torrenciais. Os esporocarpos de pteridófitas apontam condições mais úmidas a nordeste.

Conclusões

Quanto ao perfil tafonômico das ocorrências conclui-se que no segmento nordeste ocorrem três associações: uma alóctone com ostraco-

des, uma parautóctone com girogonites, conchostráceos e bivalvíos em registros isolados geralmente associados aos fragmentos ósseos de répteis, e a terceira autóctone que reúne esporocarpos e gastrópodes. Conforme os aspectos morfo-anatômicos observados nos esporocarpos, estes representam indivíduos maduros, indicando estabilidade no habitat aquático. Destaca-se que nas duas espécies de gastrópodes todas as fases ontogenéticas são representadas por indivíduos jovens e adultos. Os padrões de classes de tamanho sugerem morte não-seletiva, ou seja catastrófica, que atingiu a totalidade da biocenose. No segmento sudoeste predominam as associações autóctones com girogonites de carófitas, ostracodes e conchostráceos e onde os bivalvíos formam depósitos coquínóides autóctones, apresentando conchas inteiras, geralmente articuladas arranjadas em posição de vida, distribuídas em pavimentos. Os exemplares em posição *butterflyed* evidenciam exposição sub-aérea anterior ao soterramento. As raras ocorrências de gastrópodos são isoladas e conforme o grau de abrasão presente, alóctones.

Agradecimentos

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) pelo apoio ao projeto.

Bibliografia

- Capilla, R. 1996. O sistema fluvial entrelaçado do Cretáceo Superior na região de Peirópolis-MG (Formação Marília). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68, 271.
- Mezzalana, S. 1974. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. *Boletim do Instituto Geológico e Geográfico*, Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo, 11, 122-123.
- Senra, M. C. E. e Silva, L. H. S. 1999. Moluscos dulçaquícolas e microfósseis vegetais associados na Formação Marília, Bacia Bauru (Cretáceo Superior), Minas Gerais, Brasil. *Boletim do V Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 497-500.
- Senra, M. C. E. & Silva, L. H. S. 2000. Fossil assemblages from Marília Formation (Upper Cretaceous) Minas Gerais, Brazil. *Abstracts 6th International Cretaceous Symposium*, 126.

Ocorrência de construções estromatolíticas holocênicas na porção marginal Lagoa Salgada, Rio de Janeiro, Brasil

L. H. S. SILVA¹ E M^a. C. E. SENRA¹

Abstract The study of 60 samples from substrates of Lagoa Salgada, in north of the Rio de Janeiro (Brazil), enable the identification of seventh species of blue-green algae in microbial mats and fifteen species in stratiform stromatolites. The skeletal remains include bivalves, gastropods, ostracods, foraminifera and other taxa. Ostracods belong to the genus *Cyprideis* Jones. They constitute the first reference of hypersaline environments in Brazil.

Key words: Blue-green algae, microbial mats, stratiform stromatolites, Lagoa Salgada, Brasil.

Palavras chave: Algas azuis; esteiras microbianas, estromatólitos estratiformes; Lagoa Salgada, Brasil.

Introdução

A Lagoa Salgada é parte do complexo deltáico do Rio Paraíba do Sul. A sua evolução geológica vincula-se às flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior, estando isolada na planície

¹. Departamento de Ciências Naturais. Universidade do Rio de Janeiro. Rua Voluntários da Pátria, 107. Botafogo. Rio de Janeiro, Brasil. CEP-2.270-000. lhermida@uol.com.br; flandria@aol.com.

arenosa formada por cristas de praia, com sedimentos caracterizados por duas seqüências: uma marinha e outra lagunar (Lemos, 1996).

Localiza-se ao norte do Estado do Rio de Janeiro, a 75° 71' 80" lat. S e 29° 33' 57" long. E. Possui comprimento de 8,6 km e 1,9 km de largura. A área total abrange 1,54 km² com espelho d'água de 4,5 km de comprimento e 1,2 km de largura, em sua porção central. A profundidade aproximada é 0,80 m (Silva e Silva & Senra, 2000). Na localidade são encontradas estromatólitos holocênicos.

Composição microbiana

Na borda sudoeste foram estabelecidas 10 estações de coleta, distando 60 metros cada. Em cada estação foram retiradas amostras de sedimento de 3 quadrates de 0,9 m², separados por 0,5 m. Na região, as esteiras microbianas possuem coloração variada, desde o cinza escuro, passando por tons de marrom até o avermelhado. Elas apresentam-se tufadas e laminadas e possuem espessura de 20 cm; os estromatólitos estratiformes consistem de placas poligonais com espessura de 2,8 mm e comprimento de 29,76 cm.

A identificação revelou 17 espécies de cianofíceas nas esteiras, sendo 6 da família Phormidiaceae, 2 da Nostocaceae, 2 da Hydrococcaceae, 3 da Chroococcaceae e 4 da Mycrocystaceae. As espécies de cianofíceas encontradas foram *Phormidium komarovii* Anissimova, *Phormidium hypolimneticum* Campbell, *Phormidium tenue* Gomont, *Oscillatoria terebriformis* Elenkin e Kossinsk, *Lyngbya aestuarii* Liebman, *Schizothrix friesii* Gomont, *Calotrix confervicola* Agardh, *Calotrix crustacea* Thuret, *Hyella balani* Lemmermann, *Hyella caespitosa* Bornet e Flahault, *Chroococcus turgidus* Nägeli, *Chroococcus minor* Nägeli, *Chroococcus membraninus* Nägeli, *Aphanocapsa littoralis* Hansgirg, *Aphanothece saxicola* Nägeli, *Aphanothece castagnei* Rabenhorst e *Aphanothece halophytica* Hot e Frémy.

Nos estromatólitos estratiformes (Fig. 1) foram observadas 15 espécies sendo 6 da família Phormidiaceae, 2 da Hydrococcaceae, 3 da Chroococcaceae, 3 da Mycrocystaceae e 1 da Nostocopsidaceae. Identificou-se *Phormidium tenue* Gomont, *Phormidium hypolimneticum* Campbell, *Microcoleus chthonoplastes* Thuret, *Chroococcus turgidus* Nägeli, *Chroococcus minor* Nägeli, *Chroococcus dispersus* Lemmermann, *Aphanothece saxicola* Nägeli, *Aphanothece stagnina* A. Braum, *Aphanothece halophytica*

Hof e Frémy, *Schizothrix friesii* Gomont, *Schizothrix arenaria* Gomont, *Lyngbya aestuarii* Liebman, *Hyella balani* Lemmermann, *Hyella caespitosa* Bornet & Flahault. O desenvolvimento e a distribuição dessas microalgas parecem estar regidos por fatores bióticos e abióticos.



Figura 1. Estromatólitos estratiformes da Lagoa Salgada (borda sudoeste).

Os parâmetros físico-químicos forneceram os seguintes valores médios: pH -8,74; condutividade -50.000 mS/cm; salinidade -64,7%; temperatura da água -26,91° C; temperatura da esteira microbiana -26,11° C e taxa de oxigênio dissolvido -3,7 mg/L. A água foi classificada como clara.

BIODETRITOS. Rodrigues *et al.* (1981) e Lemos (1996) registraram a presença de bivalvíos, gastrópodes, foraminíferos, ostracodes e cirripédios, associados aos estromatólitos. As conchas e carapaças destes organismos constituem a parte mais significativa dos biodetritos. Estudos recentes ampliaram a diversidade dos restos esqueléticos, onde foram encontrados girogonites de carófitas e pupas de insetos. Cirripédios e bivalvíos são encontrados formando populações vivas, enquanto que os gastrópodes e ostracodes constituem a parte exclusivamente esquelética.

Nos restos esqueléticos se destacam os gastrópodes, ostracodes e foraminíferos; os bivalvíos são semi-infaunais e os cirripédios colonizam a superfície dos estromatólitos estratiformes. Os bivalvíos pertencem à espécie *Anomalocardia brasiliiana*, as duas espécies de gastrópodes foram in-

cluídas preliminarmente no gênero *Littoridina* e os ostracodes pertencem ao gênero *Cyprideis* Jones, sendo esta a primeira ocorrência para o ambiente hipersalino no Brasil (Coimbra, com. pes.) Os foraminíferos estão representados por 75 espécies (Rodrigues *et al.*, 1981).

De acordo com Kidwell (1991), estes biotritos foram classificados como poliespecíficos e autóctones/alóctones, sendo o espectro ecológico composto por organismos principalmente bentônicos. Os gastrópodes e ostracodes, que são numericamente predominantes, ocorrem inteiros ou fragmentados, estando os ostracodes articulados ou desarticulados, ambos apresentam sinais de abrasão por rolamento ou arrasto, bioerosão e pigmentação intensa.

Alguns gastrópodes estão preenchidos por sedimento e conchas de ostracodes e foraminíferos. Os bivalvíos aparecem com as duas valvas, contendo sedimento ou em posição *butterflyed*, raramente desarticulados. Os cirripédios estão inteiros, raramente com as placas soltas. Os foraminíferos são inteiros, com a superfície das conchas preservadas em condições originais. As observações *in situ* indicam que o material sofreu transporte em algum grau de intensidade. Não se verificou orientação preferencial.

A pigmentação é um caráter expressivo nos gastrópodes e ostracodes, que estão mineralizados, com pigmentação preta, cinza e branca; espécimes translúcidos aparecem despigmentados. Este caráter foi observado no gênero *Paramelania*, presente no Lago Tanganica pigmentados por óxidos metálicos, devido ao comportamento infaunal (Cohen, 1989).

Discussão e conclusões

A Lagoa Salgada pode ser considerada um ambiente estressante, devido aos seus parâmetros ambientais. A singularidade do ambiente está na sedimentação carbonática e na presença de estromatólitos. Corroborando com Golubic (1980), o conteúdo biótico é dominado pelas cianofíceas, que se especializaram e adquiriram adaptabilidade, o que permitiu a sobrevivência neste ambiente hipersalino.

Algumas espécies são endolíticas e outras casmoendolíticas. As casmoendolíticas se estabeleceram nos estromatólitos estratiformes devido a sua porosidade, fissuras e microcavidades e as endolíticas,

Hyella balani, *Hyella caespitosa*, justificam sua presença na composição dos estromatólitos e esteiras. *Hyella balani* e *Hyella caespitosa* já foram citadas como espécies endolíticas (Baeta Neves, 1991).

Tanto nas esteiras quanto nos estromatólitos estratiformes, a família Phormidiaceae é a mais frequente e caracterizada por algas filamentosas. As cianofíceas *Chroococcus membraninus*, *Hyella balani* e *Hyella caespitosa* são resistentes à emersão, forte intensidade luminosa e ação dos organismos pastadores. *Lyngbya aestuarii* aparece revestindo o sedimento das esteiras formando assim camadas microbianas associadas ao substrato arenoso.

As esteiras estudadas podem ser consideradas como um depósito de cianofíceas e resultam da captação e ligação dos sedimentos e da precipitação do carbonato de cálcio, corroborando com Lee (1999). Nos estromatólitos estratiformes e nas esteiras a intensidade luminosa bem como a temperatura podem ser fatores condicionantes para as cianofíceas, ocorrendo morte de algumas das filamentosas e aumento das formas esféricas unicelulares e coloniais, adaptadas às fracas intensidades luminosas.

A análise dos valores aponta temperatura dentro da faixa de normalidade; pH alcalino; diminuição no teor de oxigênio dissolvido e salinidade elevada. A presença significativa das cianofíceas é justificada pela salinidade, temperatura da água e das esteiras microbianas e pela baixa competição.

As características tafonômicas nos bioclastos indicam um comportamento infaunal dos gastrópodes e ostracodes. Os bioclastos da superfície dos estromatólitos foram acumulados por transporte lateral na região entremarés e eólico. A disponibilidade de carapaças deve-se a expulsão dos organismos na fase de ressecamento dos estromatólitos.

Agradecimentos

A Universidade do Rio de Janeiro e a Prefeitura da cidade de Campos pelo apoio ao projeto.

Bibliografia

- Baeta Neves, M. H. C. 1991. Estudo das cianofíceas marinhas bentônicas da região de Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brasil). I - Chroococcales. *Hoehnea*, São Paulo, 18 (1), 191-204.
- Cohen, A. S. 1989. The tafonomy of gastropod shell accumulation in large lakes: an example from Lake Tanganyika, Africa. *Paleobiology*, 15 (1), 26-45.
- Golubic, S. 1980. Halophyly and halotolerance in Cyanophytes. *Origins of life*, 10, 169-183.
- Kidwell, S. M. 1991. The stratigraphy of shell concentration. In: *Topics in geobiology*. Peter Allison and Derek Briggs, Plenum Press, New York, 9, 211-290.
- Lee, R. E. 1999. *Phycology*. Cambridge University Press, Cambridge, 95-97.
- Lemos, R. M. T. 1996. *Estudo das fácies deposicionais e das estruturas estromatolíticas da Lagoa Salgada-Rio de Janeiro*. Dissertação de Mestrado em Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, 1-122.
- Rodrigues, M. A., Carvalho, M. G. P. e Dias, G. T. M. 1981. Interpretação paleoambiental das lagoas Salgadas e das Ostras (RJ) Brasil, com base em foraminíferos. In: *Anais do Congresso Latino Americano de Paleontologia*, Porto Alegre, II, 893-906.
- Silva e Silva, L. H. e Senra, M. C. E., 2000. Estudo comparativo de esteiras microbianas presentes em duas lagoas hipersalinas. *Revista de Guarulhos, Geociências*, São Paulo, V, 225-227.

Novo registro de estromatólitos recentes no Estado do Rio de Janeiro (Brasil): exemplo da Lagoa Pernambuco

L. H. S. SILVA¹ E M^a. C. E. SENRA¹

Abstract The study of 20 samples from substrates of Lagoa Pernambuco, in northeast of the Rio de Janeiro (Brazil), enable the identification of thirteen species of blue-green algae in calcareous stromatolites and microbial mats. The same species of blue-green algae occur in calcareous stromatolites and the microbial mats. The skeletal remains contain molluscs.

Key-words: Blue-green algae, microbial mats, stromatolites, Lagoa Pernambuco, Brazil.

Palavras chave: Algas azuis, esteiras microbianas, estromatólitos, Lagoa Pernambuco, Brasil.

Introdução

Na costa brasileira são encontrados inúmeros ecossistemas lacustres, cujas áreas variam de poucos metros até milhares de quilômetros, denominados genericamente de lagoas costeiras (Esteves *et al.*, 1984).

¹ Departamento de Ciências Naturais. Universidade do Rio de Janeiro. Rua Voluntários da Pátria, 107. Botafogo. Rio de Janeiro, Brasil. CEP-22.270-000. lhermida@uol.com.br; flandria@aol.com.

A Lagoa Pernambuco é uma lagoa costeira, caracterizada pela presença de estruturas biossedimentares formadas por atividades microbianas denominadas de estromatólitos.

Coe Neto (1984) afirma que esta lagoa tem a sua origem ligada às subidas sucessivas, relativamente recentes, do nível do mar. Estes avanços foram responsáveis pelo aparecimento de duas séries de cordões litorâneos arenosos, de idades diferentes entre 5.000 e 7.000 anos, que ocasionaram o aparecimento e o fechamento de um sistema de pequenas lagoas existentes na região, no qual a Lagoa Pernambuco está inserida.

Caracterização físico-química da Lagoa Pernambuco

A Lagoa Pernambuco é um corpo aquático costeiro situado no litoral nordeste do estado do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Localiza-se entre as latitudes 22° 55' 31" e 22° 52' 02" S e as longitudes 42° 20' 21" e 42° 17' 26" W de Greenwich.

Apresenta largura máxima de 0,75 km e 5,0 km de comprimento, caracteriza-se por bacia hidrográfica praticamente ausente (Andrade & Silva e Silva, 2000), faz parte do sistema lagunar de Araruama. Possui salinidade elevada, cerca de 67,7 ‰, devido à pequena extensão, pouca profundidade, mínimo aporte de águas fluviais, baixa pluviosidade e alta incidência de ventos.

Conforme Coutinho *et al.* (1999), a evaporação média na região é de 1.400 mm/ano e as chuvas atingem 900 mm/ano. Verifica-se também baixa taxa de oxigênio dissolvido, com uma média de 4,05 mg/L, favorecendo, assim, o crescimento de espécies microbianas. Identificou-se pH médio de 8,41 e temperatura média da água de 25,7° C.

Complexo estromatolítico

Foram estabelecidas 5 estações de coleta, distando cerca de 30 metros cada. De cada estação foram extraídas amostras de sedimento em 2 quadrates de 0,9 m², separados por 0,5 m. As amostras retiradas

representavam as esteiras microbianas, estromatólitos estratiformes e individuais.

O estudo na área demonstrou a ocorrência de estromatólitos recentes somente na borda da lagoa. Na região de inframaré ocorrem esteiras microbianas, na de entremarés identifica-se estromatólitos estratiformes e na de supramaré a presença de estromatólitos individuais do tipo domal.

As esteiras microbianas (Fig. 1) possuem variação de cor, do cinza até o marron-avermelhado; são coesas, inconsolidadas ou constituídas por pequenas placas arredondadas, ricas em matéria orgânica. Formadas por depósitos de cianofíceas, resultam da captação e coalescência do sedimento e da precipitação do carbonato de cálcio, possuindo espessura média de 15 cm. Determinam o primeiro estágio do crescimento dos estromatólitos domais (Silva e Silva e Senra, 2000).

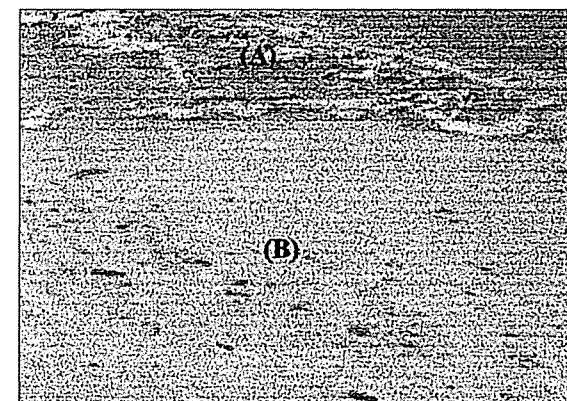


Figura 1. (A) Detalhe da esteira microbiana laminada. (B) Vista parcial da esteira microbiana tufada.

Nota-se a presença de esteiras de formas laminada e tufada, ambas com maior freqüência de exemplares filamentosos.

Os estromatólitos estratiformes, segundo estágio na evolução, variam em espessura, apresentam cimentação superficial frágil e alta porosidade. Constituem-se de placas poligonais, delimitados por fendas de dessecação, de largura variável.

Os estromatólitos domais (Fig. 2) apresentam laminações alternadas relativamente finas, cabeços circulares a irregulares, cimentação frágil na porção mediana, altura média de 15 cm, largura média com 12 cm.

Nas esteiras microbianas bem como nos estromatólitos foram verificadas 13 espécies de cianofíceas. Identificaram-se *Aphanothece halophytica* Hof and Frémy, *Aphanothece castagnei* Rabenhorst, *Aphanothece saxicola* Nägeli, *Aphanothece stagnina* A. Braum, *Microcoleus chthonoplastes* Thuret, *Microcoleus vaginatus* Gomont, *Phormidium komarovii* Anissinova, *Schizothrix friessi* Gomont, *Chroococcus minor* Nägeli, *Chroococcus turgidus* Nägeli, *Calothrix crustacea* Thuret, *Spirulina subtilissima* Kützinger e *Brachytrichia quoyi* Born et Flah.



Figura 2. Estromatólitos domais da porção marginal da Lagoa Pernambuco.

Discussão e conclusões

A Lagoa Pernambuco é um ambiente peculiar por apresentar sedimentação carbonática, possuindo esteiras microbianas típicas e estromatólitos recentes. As esteiras presentes são o primeiro substrato fixo, necessário para a formação dos estromatólitos individuais. Tanto as esteiras microbianas quanto os estromatólitos estão dispersos nas porções marginais, não sendo verificadas estruturas estromatolíticas no interior da lagoa.

A análise parcial dos valores médios obtidos aponta: a temperatura da água ligeiramente elevada, pH alcalino, diminuição nos teores de

oxigênio dissolvido na água e salinidade elevada. Estes fatores propiciam o desenvolvimento das cianofíceas, que suportam ambientes inóspitos. Nestas áreas com grande «stress» ambiental ocorrem poucas espécies, aparecendo, porém um grande número de indivíduos.

Fatores com intensidade luminosa bem como temperatura podem ser limitantes para as cianofíceas, ocorrendo a morte de parte das filamentosas e aumento das formas esféricas, adaptáveis às fracas intensidades luminosas.

As espécies *Microcoleus chthonoplastes* e *Schizothrix friessi* aparecem no complexo estromatolítico, quantitativamente mais expressivas que as demais filamentosas. O gênero *Schizothrix* já foi mencionado para outros ambientes, onde ocorrem estromatólitos em diversas partes do mundo. O gênero *Aphanothece* é mais tolerante a fortes salinidades, por isto justifica sua presença na área de estudo. Até a presente data, o conteúdo microbiano caracterizado é semelhante nas esteiras e nos estromatólitos.

Foram identificadas espécies microbianas endolíticas, justificando sua presença nos estromatólitos e esteiras. Caracterizou-se casmoendolíticas que se estabeleceram nos estromatólitos domais devido a sua porosidade, fissuras e microcavidades; também ocorrem espécies epilíticas.

Os estromatólitos recentes são formados em locais restritos tais como reservatórios de águas rasas e diferentes salinidades, sob climas quentes e secos e com elevada evaporação. Sua relevância geológica relaciona-se a reconstrução paleoambiental destes registros fossilíferos apontando que condições ambientais semelhantes prevaleciam no passado.

Agradecimentos

A Universidade do Rio de Janeiro pelo apoio dado ao projeto.

Bibliografia

- Andrade, M. M. e Silva e Silva, L. H. 2000. Determinação de microalgas para a Lagoa Pernambuco, Rio de Janeiro, Brasil In: *Resumos do Encontro Regional de Botânicos*, Bahia, XXII, 136.

- Coe Neto, R. 1984. Algumas considerações sobre a origem do sistema lagunar de Araruama. In: *Restingas: Origem, estrutura e processos*. CEUFF, Niterói, 61-63.
- Coutinho, R., Ribeiro, P; Kjerfve, B., Knoppers, B., Muehe, D. e Valentin, J. L. 1999. Araruama: uma lagoa ameaçada. *Ciência Hoje*, 25, 24-31.
- Esteves, F. A., Ishii, I. H. e Camargo, A. F. M. 1984. Pesquisas limnológicas em 14 lagoas do litoral do Estado do Rio de Janeiro. In: *Restingas: Origem, estrutura e processos*. CEUFF, Niterói, 443-454.
- Silva e Silva, L. H., Senra, M. C. E., Srivastava, N. K. 1999. Composição ficológica dos testemunhos dos estromatólitos estratiformes e esteira algal na Lagoa Salgada, Rio de Janeiro, Brasil. In: *Anais do Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, Porto Seguro, VII, viiabequa_zcp073.pdf.
- Silva e Silva, L. H. e Senra, M. C. E. 2000. Estromatólitos da Lagoa Salgada, Quaternário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: *Resumos do Congresso Ibérico de Paleontologia*, Portugal, I, 95-96.

Paleobiogeografía y paleoecología de la subfamilia Clavatulinae (Turridae, Gastropoda) en el Plioceno del Mediterráneo occidental y región Lusitánica

J. L. VERA-PELÁEZ¹ Y M. C. LOZANO-FRANCISCO¹

Abstract The palaeobiogeography and palaeoecology of the subfamily Clavatulinae (Gastropoda, Prosobranchia, Turridae) of Pliocene from Western Mediterranean and Lusitanian region have been studied. 16 species have been identified in Andalusian basins with 8 endemic species: 5 of Guadalquivir Basin (Huelva) and 3 of Estepona basin (Málaga). 1 species is endemic of Rhone and Roussillon basins (S France), 1 of Pombal (Portugal) and 1 is endemic of Sicilia (S Italy).

Key words: Clavatulinae, Turridae, Palaeogeography, Pliocene, Mediterranean.

Palabras clave: Clavatulinae, Turridae, Plioceno, Paleogeografía, Mediterráneo.

Introducción

Los miembros de la subfamilia Clavatulinae están bien representados en el Mediterráneo occidental y región Lusitánica durante el Plio-

¹ Museo Municipal de Estepona (Sección Paleontología), plaza de los Misioneros s/n, 29680 Estepona (Málaga). Tfno: 952807154. Fax: 952805168. delcultu@teleline.es.

ceno, con 19 especies identificadas. Los clavatulinos presentan una amplia distribución paleogeográfica y bioestratigráfica que se remonta al Mioceno inferior (Aquitaniense) de las Cuencas del Dax y Aquitania (S Francia) (Peyrot, 1932) y Cuenca del Piemonte-Liguria (N Italia), Mioceno medio (cuenca anglo-belga-holandesa) y cuenca de Viena (Austria); Mioceno superior (Tortonense) de las cuencas de Piemonte-Liguria (N Italia) (Bellardi, 1877; Sacco, 1904) y Caceira (S Portugal) (Pereira da Costa, 1866) y que se continúa hasta el Plioceno en Europa, Oriente Medio occidental (Erūnal-Erentöz, 1958) y África. Al final del Plioceno los clavatulinos desaparecen de Europa y del Mediterráneo, encontrándose en la actualidad restringidos a África occidental entre Senegal y el Cabo de Buena Esperanza (Nicklès, 1950) y 3 especies relictas del Mar Rojo (Bosh *et al.*, 1995).

Se ha estudiado la región Lusitánica (Península Ibérica atlántica y Norte de África) y el Mediterráneo, excluyendo la región Macaronésica. Se ha realizado un estudio sistemático, geográfico y ecológico comparativo con abundante material fresco de especies actuales africanas.

Material y métodos

Se ha recogido abundantísimo material fósil (más de 2.000 conchas) de numerosos yacimientos de las cuencas pliocenas del Guadalquivir (Formación Arenas de Huelva): área de Villarrasa, área de Bonares, área de Lucena del Puerto; Estepona: área del Velerín, Parque Antena, el Bizcornil y el Padrón; Vélez-Málaga (Málaga). Para la preparación de los fósiles se ha seguido el método estándar de tamizado (luz de malla de 1 mm) y levigado. También se obtuvo material malacológico por recogida selectiva en el campo.

Para la clasificación e identificación se revisaron importantes colecciones tanto públicas como privadas (JM (Jordi Martinell) en la Universidad de Barcelona, BS (Bellardi y Sacco) en MRSN (Museo Regionale Scienze Naturali) de Turín, Universidad de Málaga, RMS (Rafael Muñoz Solís), BL (Bernard Landau) y VL (Vera-Lozano). Todo el material de las cuencas andaluzas está depositado en MMPE (Museo Municipal de Estepona, sección Paleontología). Con la colección BS (en MRSN) se realizó previamente una revisión de la sistemática de Clavatulinae con los tipos de dicha colección y con topotipos de la col. JM (Vera-Peláez, 1996; Vera-Peláez y Lozano-Francisco, 2001).

Los clavatulinos pliocenos han sido comparados con los de otras cuencas europeas miocenas y pliocenas y además se ha efectuado un estudio comparativo con las especies actuales africanas, llegándose a la conclusión de que todas las especies pliocenas se encuentran extintas en la actualidad.

Presentación de datos y resultados

Tras el estudio taxonómico detallado y comparativo con lectotipos, sintipos y topotipos de clavatulinos de las cuencas neógenas del Dax y Aquitania (S Francia), Piemonte-Liguria (N Italia) y Baix Llobregat (Barcelona) con material recogido de las cuencas andaluzas (Guadalquivir, Estepona, Málaga, Vélez Málaga) (Vera-Peláez y Lozano-Francisco, 2001), se han identificado en el Plioceno del Mediterráneo occidental y región Lusitánica un total 19 especies encuadradas en 2 géneros: *Clavatula* y *Perrona*. Especies exclusivamente pliocenas son: *Clavatula interrupta* (Brocchi), *Clavatula rustica* (Brocchi), *Clavatula romana* (Defrance), *Clavatula implexa* Bellardi, *Clavatula martinelli* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, *Clavatula munizsolisi* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, *Clavatula delgadoi* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, *Clavatula dodecapunctata* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, *Clavatula landaui* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, *Clavatula iberoechinata* Vera-Peláez y Lozano-Francisco (las seis últimas son endémicas de las cuencas de Estepona y Guadalquivir), *Clavatula raffaelloi* Ruggieri and Curti, *Clavatula cf. gradata* (Defrance), *Clavatula depereti* Fontannes, *Clavatula* sp, *Perrona estebunensis* Vera-Peláez y Lozano-Francisco, *Perrona villarrasensis* Vera-Peláez y Lozano-Francisco; especies mio-pliocenas son *Clavatula carimulata* Sacco, *Clavatula rugata* Bellardi y *Perrona jouanneti* (Des Moulins), siendo ésta última la que presenta un mayor rango bioestratigráfico (Mioceno inferior-Plioceno superior) y geográfico (Mediterráneo, Paratethys y Atlántico europeo) y una excepción en el registro fósil de Clavatulinae.

Para el estudio paleoecológico se ha recurrido a tres criterios fundamentales (Tabla 1): 1) las asociaciones faunísticas y el tipo de sedimento de las tanatocenosis en que se encontraron los clavatulinos; 2) el estudio del tipo de sustrato y la batimetría de las especies actuales de los géneros *Clavatula* y *Perrona* en África occidental; 3) el tipo de desarrollo larvario: planctotrófico versus no-planctotrófico según la clasificación de las larvas marinas de Thorson (1950) y Jablonsky y Lutz (1980).

Listado de especies	Mioceno			Plioceno	Biocenosis	P.B.	D.L.	N.T.
	Inferior	Medio	Superior	Inferior	Superior			
<i>Clavatula interrupta</i>					SFBC, DC	IS, IP	NP	C
<i>Clavatula rustica</i>					SFBC, DC	IS, IP	NP	C
<i>Clavatula romana</i>					SFBC, DC	IS	?	C
<i>Clavatula implexa</i>					SFBC	IS	?	C
<i>Clavatula martinelli</i>					DC	IS, L	NP	C
<i>Clavatula munizsolisi</i>					SFBC	IP	NP	C
<i>Clavatula delgadoi</i>					SFBC	IS	NP	C
<i>Clavatula dodecapunctata</i>					SFBC	IS	NP	C
<i>Clavatula landaui</i>				?	SFBC	IS, IP	?	C
<i>Clavatula iberoechinata</i>					SFBC	IS	NP	C
<i>Clavula raffaeloi</i>					?	IS	?	C
<i>Clavatula carinulata</i>					SFBC, DC	IS, IP	NP	C
<i>Clavatula rugata</i>					SFBC	IS, IP	?	C
<i>Clavatula depereti</i>					SFBC	IP	?	C
<i>Clavatula cf. gradata</i>					SFBC	IP	?	C
<i>Clavatula sp.</i>					SFBC	IS	?	C
<i>Perrona jouanneti</i>					SFBC	IS, IP	P	C
<i>Perrona estebunensis</i>					SFBC	IP	NP	C
<i>Perrona villarrasensis</i>					SFBC	IS	?	C

Tabla 1. Distribución bioestratigráfica, tipos de desarrollo larvario, hábitats, biocenosis y sedimentología de los clavatulinos del Mediterráneo occidental y región lusitánica. Distribución bioestratigráfica: Biocenosis, según la clasificación de Pérès and Picard (1964). SFBC: Biocenosis de arenas finas bien calibradas. DC: Biocenosis de fondos detrítico-costeros. D.L.: Desarrollo larvario: P: Planctotrófico, NP: No-planctotrófico. P. B.: Pisos batimétricos: I.S.: Infralitoral somero. I.P.: Infralitoral profundo. L.: Litoral. N. T.: Nivel trófico. C: carnívoro.

Los resultados son bastante homogéneos, todas las especies del género *Clavatula* de las cuencas andaluzas y portuguesas presentaron un desarrollo larvario no-planctotrófico, lo que indica un desarrollo embrionario dentro del huevo con metamorfosis directa, cabe destacar las especies *Cl. munizsolisi* y *P. estebunensis* con protoconchas de 1,2 mm de diámetro. Sólo la especie *P. jouanneti* presentó un claro desarrollo larvario planctotrófico, indicativo de una fase larvaria *Veliger*; y por tanto con huevos pobres en vitelo (oligolecíticos) y metamorfosis lenta. Este tipo de desarrollo presenta importantes implicaciones bioestratigráficas, siendo esta especie la de mayor rango estratigráfico, con una mayor capacidad de dispersión.

El sedimento encontrado difiere según las cuencas, en la Formación Arenas de Huelva, *Clavatula* y *Perrona* aparecen sobre arenas finas bien calibradas amarillentas-rojizas, asociadas a especies de aguas someras como *Neverita josephina* (Risso), *Turritella subarchimedis* D'Orbigny, *Calyptraea chinensis* Linné o *Acanthocardia paucicostata* (Sowerby). En la cuenca de Estepona, la mayoría de las especies (*Cl. interrupta*, *Cl. rusti-*

ca, *Cl. romana*, *Cl. martinelli*) aparecen en arenas groseras y conglomerados de matriz arenosa, también de aguas someras; sin embargo, *Cl. munizsolisi* y *P. estebunensis* aparecen en depósitos de arenas finas grises, correspondientes a la zona de transición a la plataforma continental (medio más profundo). *Cl. interrupta* aparece tanto en aguas someras como infralitoral profundo, encontrándose en las cuencas de Málaga, Vélez Málaga, Baix Llobregat (España), Ródano, Rosellón, Alpes Marítimos (S Francia), Piemonte-Liguria, Siena-Toscana (Italia) en margas y arcillas azules, indicativas de un medio más profundo (Tabla 2).

Respecto a los representantes actuales de *Clavatula* y *Perrona* hay que decir que viven a poca profundidad sobre arenas gruesas, cascajos, bajo piedras, en la región somera desde 2 m hasta 30 m (Nicklès, 1950; Bernard, 1984) y presentan una distribución geográfica reducida con muchos endemismos locales.

Listado	España										Francia			Italia				Po.	Tú	Ma	Tq	
de	Guadalquiv.			M	Estepona				Barce.		R	Rh	AP					VF	T	B	A	
Especies	Vi	B	L	VM	V	B	PA	P	BL	AE	R	Rh	AP	P	L	S	R	A	VF	T	B	A
<i>Cl. interrupta</i>	●	●	●	●	●				●	●		●			●	●	●	●	●			●
<i>Cl. rustica</i>					●				●	●					●	●	●	●		●		
<i>Cl. romana</i>					●				●							●	●	●		●		
<i>Cl. implexa</i>	●		●		●										●							
<i>Cl. martinelli</i>					●																	
<i>Cl. munizsolisi</i>					●	●	●	●														
<i>Cl. delgadoi</i>	●																					
<i>Cl. dodecapunctata</i>	●	●	●																			
<i>Cl. landaui</i>																						
<i>Cl. iberoechinata</i>	●		●																			
<i>Cl. raffaeloi</i>																		●				
<i>Cl. carinulata</i>	●	●	●		●																	
<i>Cl. rugata</i>				●																		
<i>Cl. depereti</i>											●											
<i>Cl. cf. gradata</i>										●												
<i>Clavatula</i> sp/																			●			
<i>P. jouanneti</i>	●	●	●	●	●					●									●	●	●	●
<i>P. estebunensis</i>					●		●															
<i>P. villarrasensis</i>	●																					

Tabla 2. Distribución de especies por cuencas pliocenas del Mediterráneo y región Lusitánica, con especial atención a las cuencas españolas. España: Cuenca del Guadalquivir: Vi: Área de Villarrasa, B: Área de Bonares, L: Área de Lucena del Puerto, Málaga: VM: Vélez Málaga, Estepona: V: Área del Velerín, B: Bizcornil, P.A.: Parque Antena, P: Padrón, Barcelona: B.L.: Baix Llobregat. A.E.: Alt Empordà. Francia: R: Rosellón, Rh: Valle del Rhône (Ródano), AP: Alpes Marítimos. Italia: P: Cuenca del Piemonte (N Italia), L: Cuenca de Liguria (N Italia), S: Siena, R: Monte Mario (Roma), A: Altavilla (Sicilia). Portugal: (PO.). VF: Vale de Freixo (Pombal). Marruecos: B: Bel Henri. Túnez: Tú: Túnez. Turquía: Tq. A: Antioquía y/o Karaman.

Conclusiones

Se han identificado 19 especies de clavatulinos, 16 del género *Clavatula* y 3 de *Perrona*, de las que 15 están presentes en las cuencas andaluzas de Huelva y Estepona, con 8 endemismos; un endemismo de las de Vale de Freixo (Pombal, Portugal), un endemismo de Altavilla (Palermo, Sicilia) y un endemismo de las Cuencas del Rosellón y del Ródano (S Francia). El elevado número de endemismos puede ser debido al aislamiento geográfico de estas cuencas y también al tipo de desarrollo larvario (no-planctotrófico) como causante de una escasa dispersión de estas especies. Al final del Plioceno desaparecen todos los clavatulinos del Mediterráneo, Europa y región Lusitánica, restringiéndose desde el Pleistoceno a la actualidad a África occidental.

Los hábitats ocupados por los Clavatulinae durante el Plioceno pueden inferirse similares a los de las especies actuales africanas a tenor del tipo de sustrato encontrado y a las asociaciones faunísticas, es decir, zona infralitoral somera desde la línea de costa a 30 m de profundidad, infaunales enterrados en arenas groseras o bajo piedras, con escasas excepciones de especies más generalistas que llegaban a mayor profundidad en arcillas y margas azules.

Por último, los rangos bioestratigráficos son bastante cortos para la mayoría de las especies, restringiéndose al Plioceno para 16 especies; 2 están presentes desde el Tortoniense italiano (*Cl. rugata* y *Cl. carinulata*), mientras *P. jouanneti* presenta una distribución que abarca todo el Mioceno y Plioceno para el Atlántico y el Mediterráneo.

Agradecimientos

Agradecemos a los doctores Jordi Martínell y Rosa Domènech de la Universidad de Barcelona, a todo el personal del Área de Paleontología del Dpto. de Ecología y Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Málaga, al doctor Bernard Landau y a don Rafael Muñoz por las sugerencias y aporte de material bibliográfico y malacológico; a los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona por todo el asesoramiento sobre el manejo de microscopios electrónicos de barrido (SEM); al doctor Pavía y a la doctora Campanino por su paciencia y amabilidad en la consulta de la colección BS en MRSN (Museo Regionale de Scienze Naturali de Turín); al doctor Jordi Batllori y a don Juan García por su colaboración y consejo.

Bibliografía

- Bellardi, L. 1877. I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Parte 2. Gasteropoda (Pleurotomidae). *Memoria della Real Academia di Scienze Torino*, serie 2, 29, 364 pp.
- Bernard, P. A. 1984. *Coquilles du Gabon*. Verlag Christa Hemmen. 140 pp.
- Bosch, D. T., Dance, S. P., Mooloenbeek, R. G. and Graham Oliver, P. 1995. *Seashells of Eastern Arabia*. Eds. Peter Dance and Motivate Pub. 296 pp. Dibai, UAE.
- Erüinal-Erentöz, L. 1958. Mollusques du Néogène des Bassins de Karaman, Adana et Hatay (Turquie). *Public. L'Institut d'Etudes et de Recherches Minières de Turquie*. Serie C, 4, 1-232.
- Jablonski, D. and Lutz, R. A. 1980. Molluscan larval shell morphology. Ecological and paleontological applications in *Skeletal growth of aquatic organisms biological record of environmental change*. (Eds. Donald C. Rhoads and Richard A. Lutz), 750 pp.
- Nicklès, M. 1950. *Mollusques testacés marins de la Côte Occidentale D'Afrique*. (Paul Lechevalier, ed.) 269 pp.
- Pereira da Costa, F. A. 1866. Gasteropodes des Dépôts Tertiaires du Portugal. *Comite Geologica Portugal*. 1, 1-116.
- Pérès, J. M. y Picard, J. 1964. Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume*. Bulletin 31, fasc. 47, 137 pp.
- Peyrot, M. A. 1932. Conchologie neogenique de l'Aquitania. *Actas Societè Linnean Bordeaux*. 82, 544 pp.
- Sacco, F. 1904. *I Molluschi dei Terreni Terciarii del Piemonte e della Liguria*. P. 30. Aggiunte e correzioni. Carlo Clausen. Torino. 203 pp.
- Thorson, G. 1950. Reproductive and larval ecology of marine bottom invertebrates. *Biology Review*, 25: 1-45.
- Vera-Peláez, J. L. 1996. *Turridae (Mollusca, Gastropoda) del Plioceno malacitano*. Tesis Doctoral. Universidad de Málaga. 864 pp.
- Vera-Peláez, J. L. y Lozano-Francisco, M. C. 2001. Revisión de la subfamilia Clavatulinae (Gastropoda, Prosobranchia, Turridae) con ocho especies nuevas del Plioceno andaluz (S España). *Publicaciones del Museo Municipal Paleontológico de Estepona*, 1, 1-75.

TEMA LIBRE

Primer registro de fragmentos de cáscara de huevo de ave en el Terciario de la Cuenca del Ebro

O. AMO¹ Y C. LAPLANA¹

Abstract Remains of avian eggshells are described from the Early Miocene of Fuentes de Ebro (Ebro Basin, Zaragoza, Spain). These eggshell fragments belong to the ornithoid prismatic type. Eggshell thickness and internal structure are similar to those of caprimulgiiform (nightjar) eggs.

Key words: Avian eggshells, ornithoid-prismatic morphotype, Early Miocene, Ebro Basin, Península Ibérica.

Palabras clave: Cáscaras de huevo de ave, morfotipo ornitoide-prismático, Mioceno Inferior, Cuenca del Ebro, Iberian Peninsula.

Introducción

Los registros de huevos completos o de cáscaras de huevo en el Terciario de la Península Ibérica son muy escasos. Sánchez Marco (1995, 1999) realiza una recopilación de los hallazgos paleornitológicos en el Terciario de la Península Ibérica, entre los que apenas se señalan cua-

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. olgaamo@posta.unizar.es; claplana@posta.unizar.es.

tro yacimientos con huevos o cáscaras de huevo fósiles. A estas citas hay que añadir las de Jatiel en Teruel (Amo *et al.*, 2000), en donde se ha encontrado un molde interno de un huevo prácticamente desprovisto de su cáscara, y la del yacimiento Toril 3A en Daroca, Zaragoza (Amo *et al.*, 1999), que ha proporcionado una abundante colección de fragmentos de cáscara de huevo de ave de tipo prismático.

El estudio de las cáscaras de huevo, todavía incipiente en el Terciario de la Península Ibérica, puede aportar información de interés para aumentar el conocimiento de sus asociaciones ornitológicas. A pesar de su aparente fragilidad, los huevos, conservados como fragmentos, tienen un elevado potencial de conservación en medios lacustres y fluvio-lacustres, en donde los restos óseos de aves son poco abundantes.

En este trabajo, se describe un nuevo conjunto de fragmentos de cáscara de huevo de ave procedentes de niveles del Mioceno Inferior próximos a la localidad zaragozana de Fuentes de Ebro, encontrados por uno de los autores (C. L.) durante el seguimiento paleontológico de las obras del subtramo 2a del tren de alta velocidad Madrid-Barcelona-frontera francesa. Los niveles de donde proceden estos restos se encuentran inmediatamente por debajo de la base de los yesos de Retuerta (Formación Zaragoza) de Quirantes (1978). Un yacimiento próximo llamado Abuelo 1, de posición estratigráfica similar, ha dado una asociación de micromamíferos que ha permitido a Cuenca *et al.* (1992) datarlo como Mioceno Inferior.

Los restos se han obtenido por medio de lavado-tamizado de aproximadamente 100 kg de sedimento. Junto a las cáscaras de huevo sólo se ha encontrado un tibial fibular de anuro indeterminado.

Los fragmentos de cáscara han sido observados y fotografiados con un microscopio electrónico de barrido para apreciar los detalles de su morfología externa e interna y su estructura. El estudio detallado de ésta ha sido realizado a través de láminas delgadas de cortes radiales de las cáscaras.

Descripción

Se han encontrado 50 fragmentos de cáscara de huevo, de espesor comprendido entre 0,13-0,14 mm. La homogeneidad en el espesor, co-

loración y estructura sugieren que se trata de fragmentos del mismo tipo de huevo (¿tal vez un único ejemplar?).

La superficie externa es lisa y aunque no existe ningún tipo de ornamentación, con el microscopio electrónico es posible observar los límites de los prismas que constituyen la estructura de la cáscara (Lám. I, 5). Todos los fragmentos tienen el mismo color crema con algunas manchas de tonos ligeramente más oscuros.

En la superficie interna se aprecian las mamilas no crateradas, débilmente erosionadas, de pequeño tamaño y ampliamente espaciadas (Lám. I, 6).

En vista radial y en lámina delgada se observa que la cáscara está constituida por dos capas distintas, una capa mamilar más clara y una capa prismática oscura constituida por unidades prismáticas más altas que anchas fuertemente empaquetadas (Lám. I, 1-4). La relación entre la anchura y la altura de las unidades cristalinas es aproximadamente de 1/3. La capa mamilar representa aproximadamente 1/4 del espesor total de la cáscara. Bajo luz polarizada se aprecia un modelo de extinción columnar (Lám. I, 2 y 4).

De acuerdo con estas características, los fragmentos de cáscara se han incluido en el morfotipo ornitoide prismático, que es característico de aves. Este morfotipo incluye una sola oofamilia llamada Neognatoolithidae Kohring, 1997, con un único oogénero, *Neognatoolithus* Kohring, 1997. Provisionalmente, determinamos estos fragmentos de cáscara como *Neognatoolithus* sp.

La ausencia de capa externa, la relación entre el espesor de la capa mamilar y la capa continua (1/3) y el espesor son, según los datos aportados por Mikhailov (1997), rasgos característicos de los huevos de las aves del orden Caprimulgiformes, que incluye los chotacabras actuales, por lo que la asignación de los fragmentos de cáscara de Fuentes de Ebro a este orden es probable.

Comparación con otros materiales

La estructura y espesor de los fragmentos de cáscara de Fuentes son similares a los descritos por Kohring y Hirsch (1996) como ornitoide prismático de tipo 2 en el Eoceno de Geiseltal (Alemania), pero la re-

lación entre la anchura y la altura de las unidades prismáticas es en este caso de 1/2,5, y el espesor es ligeramente mayor (0,17-0,19 mm.) que el del material de Fuentes de Ebro.

En el Mioceno Inferior de Dolnice (República Checa), Kohring (1998) describe tres tipos de cáscara de huevo de tipo ornitoide prismático, que asigna al complejo Galloanseare, a Palaeolidae y a Gruiformes. Estos tres tipos presentan espesores mayores que los de las cáscaras de Fuentes, además de otros aspectos estructurales que los diferencian de aquellas.

Este morfotipo también ha sido descrito en el Mioceno Medio de Daroca (yacimiento Toril 3A, Amo *et al.*, 1999) en donde se han identificado dos tipos de cáscara ornitoide prismática. El material de Toril 3A difiere del de Fuentes de Ebro en su mayor espesor y en su estructura, con una capa externa muy evidente en ambos tipos.

Conclusiones

A partir de sus características morfológicas y estructurales, los fragmentos de cáscara de huevo descubiertos en niveles del Mioceno Inferior de Fuentes de Ebro (Zaragoza) son caracterizados como de tipo ornitoide prismático, y determinados como *Neognatoolithus* sp. de acuerdo con la clasificación parataxonómica propuesta para los huevos de vertebrados. Su espesor y estructura interna son similares a los que se observan en los huevos de caprimulgiformes.

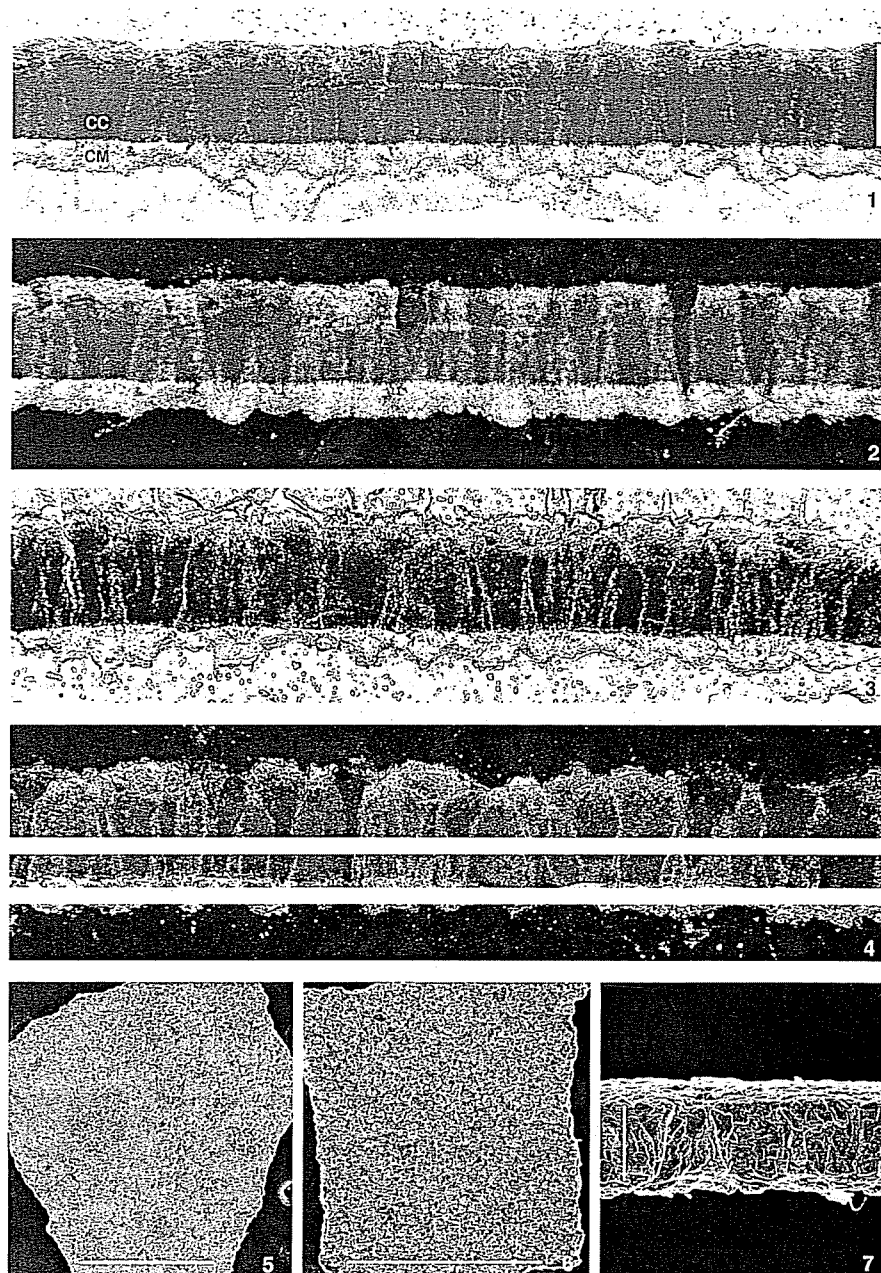
Agradecimientos

Agradecemos a Fraga UTE, a través de su ingeniero D. Enrique Blanco, la ayuda proporcionada durante la realización de las labores de muestreo sobre el terreno. Las fotografías de láminas delgadas han sido realizadas en el Laboratorio de Fotografía Microscópica, y las de microscopio electrónico en el Servicio de Microscopía Electrónica, ambos de la Universidad de Zaragoza. Agradecemos al Dr. Enrique Arranz y a Cristina Gallego su apoyo técnico durante las sesiones fotográficas.

References

- Amo, O., Azanza, B., Sánchez, A., Sánchez, I. M. and Morales, J. 1999. First record of ornitoid prismatic eggshells from the Miocene of Spain. In: *IV European Workshop on Vertebrate Paleontology (Albarracín, Teruel, Spain). Abstracts*. (Eds. J. I. Canudo y G. Cuenca-Bescós), 15.
- Amo, O., Laplana, C. y Liñán, E. 2000. El primer huevo fósil del Terciario aragonés. *Naturaleza Aragonesa*, 5, 19-20.
- Cuenca, G., Canudo, J. I., Laplana, C. y Andrés, J. A. 1992. Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geologica Hispanica*, 27 (1-2), 127-143.
- Kohring, R. 1997. Eischalen neognather Vögel aus dem mitteleozänen Geiseltal (Deutschland). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe E., Paläobiologie*, 24, 269-279.
- Kohring, R. 1998. Schildkröten- und Vogel-Eischalen aus dem Untermiozän (MN4b) von Dolnice (Tschechien). *Documenta naturae*, 122, 49-57.
- Kohring, R. and Hirsch, K. F. 1996. Crocodilian and avian eggshells from the Middle Eocene of the Geiseltal, Eastern Germany. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 16 (1), 67-80.
- Mikhailov, K. E. 1997. Avian Eggshells: an Atlas of Scanning Electron Micrographs. *British Ornithologist's Club Occasional Publications*, 3, 88 pp.
- Quirantes, J. 1978. *Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros*. Institución «Fernando el Católico», 681, 207 pp.
- Sánchez Marco, A. 1995. Tertiary avian localities of Spain. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 39 (3/4), 719-732.
- Sánchez Marco, A. 1999. Catálogo paleornitológico del Terciario ibérico y balear. *Estudios geológicos*, 55, 163-171.

Lámina 1. Fotografías de láminas delgadas (1-4) y de microscopio electrónico de barrido (5-7) de fragmentos de cáscara de huevo de Fuentes de Ebro. Todas las secciones radiales están orientadas con la parte externa hacia arriba. 1. Lámina delgada bajo luz normal de una sección radial. Se aprecia el límite neto entre la capa mamilar (CM) y la capa continua (CC). En la parte más externa de la capa continua se distingue una zona irregular de alteración diagenética. 2. Mismo ejemplar bajo luz polarizada. El patrón de extinción columnar es visible. 3. Lámina delgada bajo luz normal de una sección radial. En este caso, se reconocen con claridad las zonas de contacto entre las unidades prismáticas adyacentes. 4. Mismo ejemplar bajo luz polarizada. 5. Vista externa. 6. Vista interna. 7. Vista radial. Las figuras 1-4 están a la misma escala (en la figura 1), que es de 0,1 mm. Para las figuras 5 y 6, es de 1 mm. Para la figura 7, es de 0,1 mm.



Cuantificación del evento evolutivo del límite Cretácico/Terciario en El Kef (Tunisia) basado en foraminíferos planctónicos

I. ARENILLAS¹, J. A. ARZ¹ Y E. MOLINA¹

Abstract We quantify the planktic foraminiferal evolutionary model across the Cretaceous/Tertiary (K/T) boundary from El Kef (Tunisia), calculating four metrics: extinction ratio, speciation ratio, taxonomic flux and volatility. Turnovers in these metrics suggest a stasis episode in the terminal Maastrichtian, a K/T catastrophic mass extinction and several post-K/T evolutionary radiations with a general evolutionary instability.

Key words: K/T boundary, planktic foraminifera, extinction, taxonomic flux, volatility.

Palabras clave: Límite K/T, foraminíferos planctónicos, extinción, flujo taxonómico, volatilidad.

Introducción

La intensidad del evento evolutivo acontecido en el límite Cretácico/Terciario (K/T) se puede poner de manifiesto mediante el análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos. Se ha documentado en

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza; C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009, Zaragoza, España. ias@posta.unizar.es, josearz@posta.unizar.es, emolina@posta.unizar.es

numerosas ocasiones el brusco descenso de la riqueza específica y de la diversidad de los foraminíferos planctónicos en coincidencia con el límite K/T (ver Arenillas *et al.*, 2000). Según nuestros datos, el evento provocó la extinción de más del 90% de las especies finicretácicas de foraminíferos planctónicos, de las cuales más del 70% de las extinciones coinciden con el límite K/T. Este modelo se ajusta a un claro modelo de extinción en masa catastrófica. Atendiendo a la intensidad y rapidez del evento K/T, la hipótesis que mejor lo explica es la teoría del impacto meteorítico (Smit, 1982). El corte estratotípico de El Kef es uno de los cortes del límite K/T más continuos y expandidos conocidos hasta la fecha y la diversidad, abundancia y conservación de los foraminíferos es muy alta. El Kef es, por tanto, excelente para modelizar las tendencias evolutivas de los foraminíferos planctónicos en el tránsito K-T. Basándonos en el estudio bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos de El Kef por Arenillas *et al.* (2000), el objetivo de este trabajo es cuantificar el modelo evolutivo utilizando el modelo de Dean y McKinney (2001).

Biozonación y Bioestratigrafía

La biozonación aplicada en El Kef está basada en la biozonación de Molina *et al.* (1996) y en la reciente subzonación de Arenillas *et al.* (*en prensa*) para el Daniense inferior (Fig. 1). Las subzonas identificadas en El Kef han sido las de *Plummerita hantkeninoides* (Brönnimann), *G. cretacea* (Cushman), *Parvularugoglobigerina longiapertura* (Blow), *Pu. eugubina* (Luterbacher y Premoli-Silva), *Eoglobigerina simplicissima* Blow, *P. pseudobulloidis* (Plummer) y *Subbotina triloculinoides* (Plummer), cuyos límites inferiores se corresponden con la primera aparición de las especies del mismo nombre, excepto en el caso de la Subzona de *G. cretacea*, cuya base se corresponde con la última aparición de *P. hantkeninoides* en el límite K/T. El estudio bioestratigráfico sugiere un claro patrón de extinción en masa catastrófica de foraminíferos planctónicos en el tránsito K-T. Se identificaron un total de 66 especies en el Maastrichtense terminal, de las cuales 4 (6,1%) desaparecen en la parte superior de la Subzona de *P. hantkeninoides*, 47 (71,2%) se extinguen en coincidencia con el límite K/T y 15 (22,7%) desaparecen a lo largo de la parte basal del Daniense (hipótesis A). No obstante, todavía no se ha demostrado con total seguridad la supervivencia de 13 de estas últimas 15 especies (Arenillas *et al.*, 2000). Solamente son especies supervivientes seguras las pertenecientes a *Guembelitria*, ya que juegan un claro papel en la fi-

logenia y evolución posterior de foraminíferos planctónicos. Si finalmente se demuestra que los ejemplares de las otras 13 especies son reelaborados, el porcentaje de especies que se extinguen en coincidencia con el límite K/T sería del 90,9% (hipótesis B), o del 96,7% si excluimos las especies que desaparecen antes del evento K/T y cuya relación con el mismo es dudosa. Después del evento de extinción, se ha reconocido una rápida radiación evolutiva de hasta 40 nuevas especies, siendo la riqueza específica generalmente inferior a 20 especies.

Modelo evolutivo cuantificado

El patrón de extinción y evolución de foraminíferos planctónicos en El Kef ha sido cuantificado utilizando el modelo de Dean y McKinney (2001), un interesante modelo que permite cuantificar las tendencias evolutivas e incluye dos nuevos conceptos: flujo taxonómico y volatilidad, además del de tasa de extinción y tasa de especiación. Estos índices se calculan para intervalos estratigráficos consecutivos, para cuya elección sólo existe una regla: la de su aproximada regularidad. El número, posición y resolución de los intervalos depende del especialista. Nosotros hemos considerado suficiente elegir intervalos de 100 cm e interesante utilizar dos series de intervalos solapados (ver Fig. 1) para controlar mejor las variaciones evolutivas. Los límites entre intervalos de una serie se corresponden con la parte media de los intervalos de la otra serie y viceversa. El límite K/T se ha hecho corresponder con el límite entre los intervalos 12 y 13 y con la parte media del intervalo M.

En cada intervalo se han medido 4 parámetros: el número de especies identificadas en cada intervalo (G), el número de especies que se extinguen dentro de cada intervalo (E), el número de especies que aparecen en cada intervalo (N) y el número de especies que persisten en cada intervalo (S). Estos parámetros se han obtenido a partir de la distribución estratigráfica de las especies propuesta por Arenillas *et al.* (2000) en El Kef, quienes estudiaron un total de 41 muestras. La tasa de extinción (T_E) y especiación (T_N) en cada intervalo se definen respectivamente como $T_E = E/G$ y $T_N = N/G$. El flujo taxonómico se define como $F = (G-E+N+S) / [S-G((E+S)/(N+S))]$. Este índice proporciona una estimación sobre la expansión o el declive de la diversidad en cada intervalo, que, representado como $\log F$, presenta valores negativos cuando hay declive y valores positivos cuando hay expansión evolutiva. El último concepto, el de volatilidad, se define como $V = (G-S)/G$. La

volatilidad es una medida de la variabilidad evolutiva y representa, en realidad, lo contrario del concepto de estabilidad evolutiva, presentando valores bajos cuando hay estabilidad y valores altos cuando hay importantes cambios evolutivos.

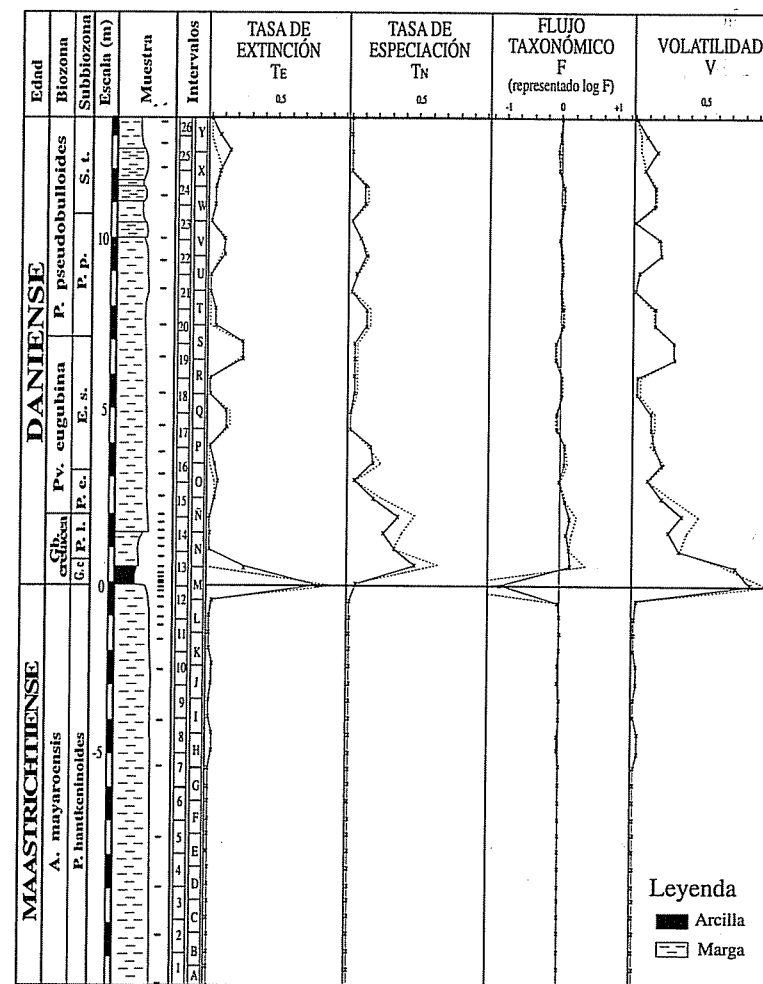


Figura 1. Variación de T_E , T_N , F y V en el tránsito K-T del corte de El Kef (líneas continuas: hipótesis A; líneas discontinuas: hipótesis B -ver texto-). Subbiozonas: G. c. (*G. cretacea*), P. l. (*P. longiapertura*), P. e. (*P. eugubina*), E. s. (*E. simplicissima*), P. p. (*P. pseudobulloides*) y S. t. (*S. triloculoides*).

Aplicando estos sencillos índices y representando su valor en la escala estratigráfica (Fig. 1), obtenemos curvas de la variación de T_E , T_N , F y V en El Kef. Los resultados muestran unos espectaculares valores de $T_E = 0,80$ y $\log F = -1,10$ en coincidencia con el límite K/T (hipótesis A). Si descontamos las especies finicretácicas cuya supervivencia es dudosa o no demostrada (hipótesis B), los valores se incrementarían a $T_E = 0,92$ y $\log F = -1,92$. Con la resolución elegida de intervalo, este máximo absoluto o «pico» de T_E representa la tasa de extinción más alta de la historia evolutiva de los foraminíferos planctónicos, cercana a la extinción total (donde $T_E = 1$). Los valores de F sugieren un fuerte declive de la diversidad en coincidencia con el límite K/T. En el intervalo siguiente, se observa por el contrario unos valores prácticamente opuestos, para $T_N = 0,47$ y $\log F = 0,18$, valores que, si consideramos la hipótesis B, ascienden a $T_N = 0,64$ y $\log F = 0,45$. Estos valores representan una importante expansión de la diversidad después del evento K/T y, de acuerdo a la escala de tiempo utilizada, sugieren una brusca radiación evolutiva de nuevas especies. Estos dos eventos consecutivos provocan dos máximos absolutos de la volatilidad, con valores ($V = 0,97$ y $0,64$ respectivamente en la hipótesis B) muy cercanos al valor máximo posible ($V = 1$), el cual indicaría una inestabilidad evolutiva total.

La curva de volatilidad sugiere la existencia de 4 etapas principales en el modelo evolutivo del tránsito K-T en El Kef: (1) Maastrichtiense terminal: V se mantiene en valores iguales o próximos a 0, indicando una alta estabilidad evolutiva, casi total si exceptuáramos la extinción de fondo; (2) Evento K/T (Subzonas de *G. cretacea* y *P. longiapertura*): V adquiere valores muy altos, cercanos al máximo posible en la Subzona de *G. cretacea*, sugiriendo una inestabilidad evolutiva muy alta en un intervalo de tiempo muy corto; (3) Daniense basal (Subzonas de *P. eugubina*, *E. simplicissima* y *P. pseudobulloides*): V mantiene valores altos, en torno a 0,20, sugiriendo que la inestabilidad evolutiva se mantiene; (4) A partir de la Subzona de *S. triloculoides*: los valores V descienden, situándose por debajo de 0,05, e indicando el regreso a una mayor estabilidad evolutiva.

Las etapas (2) y (3) coinciden con las dos radiaciones evolutivas principales de foraminíferos planctónicos de la parte inferior del Daniense distinguidas a nivel mundial (ver Arenillas *et al.*, 2000). La primera, muy intensa y rápida, coincide con la evolución de pequeñas especies oportunistas de *Parvularugoglobigerina* y *Globoconusa*, y la segunda, más extendida en el tiempo, coincide con la evolución de especies de mayor tamaño correspondientes fundamentalmente a géneros con pa-

red reticulada (*Eoglobigerina*, *Parasubbotina*, *Praemurica* y *Subbotina*). Debemos destacar también que los mayores valores de T_N en la parte basal del Daniense coinciden aproximadamente con los límites inferiores de las subzonas propuestas recientemente por Arenillas *et al.* (en prensa). La base de la Subzona de *Pu. longiapertura* coincide con el máximo absoluto de $T_N = 0,64$ y las bases de las Subzonas de *Pu. eugubina*, *E. simplicissima*, *P. pseudobulloides* y *S. triloculinoides* con máximos relativos de $T_N = 0,48$, $0,22$, $0,14$ y $0,12$ respectivamente. Esta coincidencia entre máximos de T_N y límites biozonales permite justificar la utilidad de la subzonación establecida por Arenillas *et al.* (en prensa).

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto DGES PB97-1016.

Bibliografía

- Arenillas, I., Arz, J. A., Molina, E. and Dupuis, C. 2000. An independent test of planktic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at El Kef (Tunisia): catastrophic mass extinction and possible survivorship. *Micropaleontology*, **46** (1), 31-49.
- Arenillas, I., Alegret, L., Arz, J. A. and Molina, E. (en prensa). Foraminiferal biostratigraphy and event-stratigraphy across the K/T boundary: New lowermost Danian biozonation. *Lethaia*.
- Dean, W. G. and McKinney, M. L. 2001. Taxonomic flux as a measure of evolutionary turnover. *Revista Española de Paleontología*, **16** (1), 29-38.
- Molina, E., Arenillas I. and Arz J. A. (1996). The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost (Spain). *Revue de Micropaléontologie*, **39** (3), 225-243.
- Smit, J. 1982. Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geological Society of America Special Paper*, **190**, 329-352.

Hyaenids as collecting agents of bones in the Plio-Pleistocene record of Spain

A. ARRIBAS¹ AND P. PALMQVIST²

Resumen Se presentan los resultados obtenidos tras una revisión del registro fósil de los miembros de la familia Hyaenidae (Mammalia, Carnivora) en el Plioceno superior y el Pleistoceno de España. Una comparación de las localidades más representativas con restos de grandes mamíferos revela mayor diversidad taxonómica en las asociaciones recolectadas por las hienas respecto a las generadas por otros procesos geológicos o agentes biológicos. Finalmente, el estudio tafonómico de Venta Micena ha proporcionado información detallada sobre el comportamiento de la hiena gigante *Pachycrocuta brevirostris*.

Palabras clave: Hienas, asociaciones fósiles, Plioceno superior, Pleistoceno, España.

Key words: Hyaenas, fossil assemblages, upper Pliocene, Pleistocene, Spain.

Hyaenids in the Late Pliocene and Early Pleistocene of Spain

Although relatively few hyaenid species are recorded in the Spanish Plio-Pleistocene, the results of their bone-collecting and modifying acti-

¹ Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E.), c/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid, Spain. A.Arribas@igme.es.

² Departamento de Geología y Ecología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos 29071 Málaga, Spain. Paul.Palmqvist@uma.es.

vities are very significant. The end of the Pliocene was characterized by the coexistence of two species: *Pliocrocute perrieri* Croizet et Jobert (formerly *Hyaena perrieri*), a hyaenid with an anatomical built well designed for scavenging, and *Chasmaporthetes lunensis* Del Campana, a cursorial species with slender limbs and less specialized craniodental and postcranial features, similar to those shown by the first member of the family Hyaenidae, the Vallesian genus *Protictitherium* (Ginsburg *et al.*, 1981). *Protictitherium* and *Chasmaporthetes* have a more slicing dentition than that of other hyaenids. In addition, both genera show an analogous limb structure (Arribas and Antón, 1997), which is functionally translated in an efficient extension of the foot that facilitates a powerful forward impulse during locomotion. Such cursorial adaptation contrasts with the anatomy of the tibiae in other species that show scavenging habits (e.g., *Crocute* and *Hyaena*), because in the latter the articulations tend to be flatter, facilitating the stability of the body, which is related to the ability of transporting heavy portions of carrion (Spor and Badoix, 1988). *P. perrieri* and *C. lunensis* were extinct in Spain by the end of the Pliocene (MN17).

A new species is recorded in the Iberian Peninsula from the beginning of the Quaternary, the giant, short-faced hyena *Pachycrocute brevirostris* Aymard, which is the most significant representative of this family in Europe up to middle Pleistocene times (0.5 Ma; Turner and Antón, 1996); however, its chronostratigraphic distribution in Spain is restricted to the early Pleistocene [although it is worth to mention that *P. brevirostris* was tentatively identified in the Pliocene locality at Casablanca-1, Castellón (Soto and Morales, 1985) by an isolated tooth (I^3) whose taxonomic attribution is doubtful]. This species is present in the following lower Pleistocene localities (Fig. 1): Venta Micena, Cueva Victoria, Incarcal, and Pontón de la Oliva.

P. brevirostris is basically represented in the Spanish record by craniodental remains. Taking into account the dimensions of the skull, some authors have estimated for this species a size similar to that of a lioness, with a height at the shoulder of 90-100 cm. On the other hand, the tibia was short in relation to the length of the femur, suggesting a less cursorial lifestyle than that of other hyaenids (Turner and Antón, 1996); such shortening would provide greater strength and locomotive stability for dismembering and transporting ungulate carcasses, respectively (Spor, 1985). Thus, *Pachycrocute* seems to have been the hyaenid better adapted for scavenging habits.

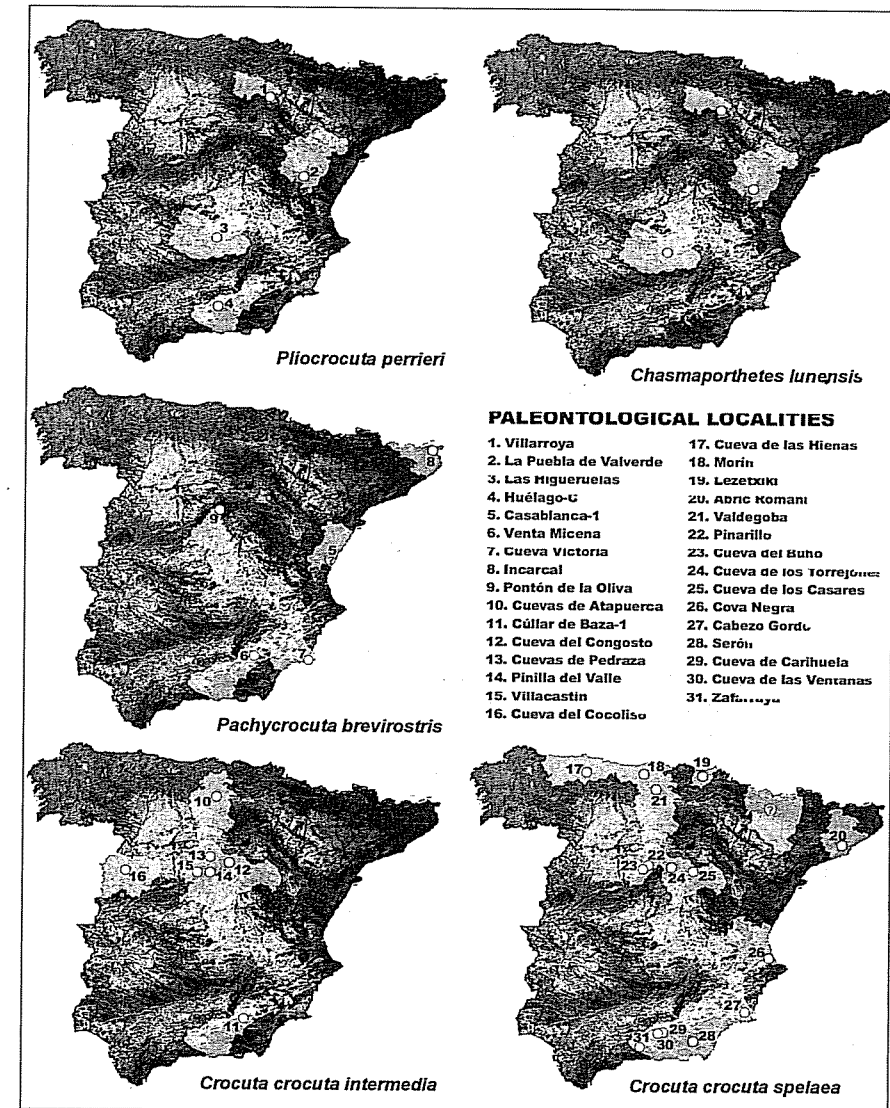


Figure 1. Geographic distribution by provinces of hyaenid species recorded in the Spanish Pliocene and Pleistocene. It is certainly significant that all hyaenid remains of late Pliocene and early Pleistocene age (e.g., Venta Micena) were preserved in assemblages generated at open localities, while the record of the members of this family is centered from a million years onwards in the karstic morphosystem, independently of the species considered (there are only two exceptions).

Taphonomic analysis of the Venta Micena assemblage has revealed a highly selective scavenging behaviour for *P. brevirostris*, the bone collecting agency at this locality (Palmqvist *et al.*, 1996). The hyaenas scavenged the ungulate prey hunted by saber-tooths and wild dogs, and transported to their maternity dens whole carcasses and limbs. Once in the den, the hyaenas seem to have relied more on the total marrow yields provided by the limb bones than on the flesh contents, as revealed by comparative study of the relative frequencies of bone portions preserved in the assemblage (Arribas and Palmqvist, 1998; Palmqvist and Arribas, 2001).

Hyaenids in the middle and upper Pleistocene of Spain

A new member of the family Hyaenidae arrives in Europe during the early-middle Pleistocene transition, the African spotted hyena, *Crocuta crocuta* Erxleben. It is represented by a gracile form, *C. c. intermedia*, in the following localities: Atapuerca Gran Dolina, Cúllar de Baza-1, Cueva del Congosto, Pinilla del Valle, Cuevas de Pedraza and Villacastín, and Cueva del Cocoliso. The anatomy of the members of this lineage shows a morphological stasis until the middle/late Pleistocene transition, when a larger size and structural modifications in the architecture of the cheek teeth (e.g., the development of the protoconid and the talonid in P4) are achieved (Arribas, 1994). At the beginning of the upper Pleistocene the variety *C. c. spelaea* Goldfuss is found within the Iberian ecosystems. It is certainly one of the most typical species in the first half of this period, and it seems to have had a great success in the adaptation to the extreme climatic conditions of the last glaciation (Würm, between isotopic stages 6 and 4), developing cave-dwelling habits. There are fossil remains of *C. c. spelaea* Goldfuss up to ~21 Ka of age in Cueva Morín, which corresponds to the chronology of the disappearance of this species in Europe. However, a recent article (Carrión *et al.*, in press) on the palinological contents of coprogenic materials from the Cueva de las Ventanas shows a radiometric date of only 10,670 yr BP, which is contrasted with the palinological sequence from the nearby locality at Cueva de Carihuela; if this evidence is confirmed, the last appearance datum for the genus *Crocuta* could then be placed at the Pleistocene-Holocene transition. Skeletal remains of the cave hyena have been preserved in the other following Spanish localities: Cova Negra, Abric Romaní, Valdegoba, Los Casares, Cueva del Búho, Pinari-1,3, Cueva de Los Torrejones, Cueva de las Hienas, and Lezetxiki III.

Hyaenids as collecting agencies of bones

Following these general aspects concerning the geographic and chronological distribution of Plio-Quaternary hyaenids in Spain, the discussion that follows is focussed on the implication of these species in the Iberian fossil record. Although the activity of hyaenids is well known in early Pliocene localities from Spain (e.g., the karstic site at Layna, Soria; MN 15; *Hyaena pyrenaica* Deperet and *C. lunensis*), it is only when *P. perrieri* and *C. lunensis* are associated in the record that the members of the family Hyaenidae acquire a great importance as generating agents of palaeontological assemblages in swampy or lacustrine environments. This is the case of several late Pliocene sites with skeletal remains of *P. perrieri* and *C. lunensis*, such as Villarroja (La Rioja; MN 16a) and La Puebla de Valverde (Teruel; MN 17). Both sites show the results, slightly altered by hydrodynamic processes, of the bone-modifying activities of hyaenids (basically adult individuals). A different situation is recorded at the early Pleistocene site of Venta Micena, where *P. brevirostris* was the bone-collecting and -modifying agent, since this assemblage shows taxonomic, anatomical, ontogenetic, and spatial features which are both quantitatively and qualitatively different from those of other assemblages; such features allowed to propose a mixed model between the activity of adult individuals (i.e., a feeding place) and juveniles (i.e., a maternity den) in an open environment (Palmqvist *et al.*, 1996; Arribas and Palmqvist, 1998; Arribas, 1999; Palmqvist and Arribas, 2001). Although *Pachycrocuta* is recorded in other Spanish localities of early Pleistocene age, it is during the Middle Pleistocene that hyaenids are again important in the fossil record with the appearance of *C. crocuta*. From this moment onwards, the members of the family Hyaenidae cease their activities in open places and change to a prevailing role in the genesis of karstic assemblages, essentially around the Sistema Central (Pedraza caves in Segovia), in most cases associated to human remains or evidence of anthropic activities. During the Middle Pleistocene there are two models of palaeontological localities: feeding places and maternity dens. The latter prevail during the late Pleistocene in the Cantabric fringe (Cueva de Las Hienas) and is found again at both sides of the Sistema Central, with evidence on associated feeding places (Pinarillo 1, Cueva del Búho and Cueva de Los Torrejones, the latter with presence of human fossils).

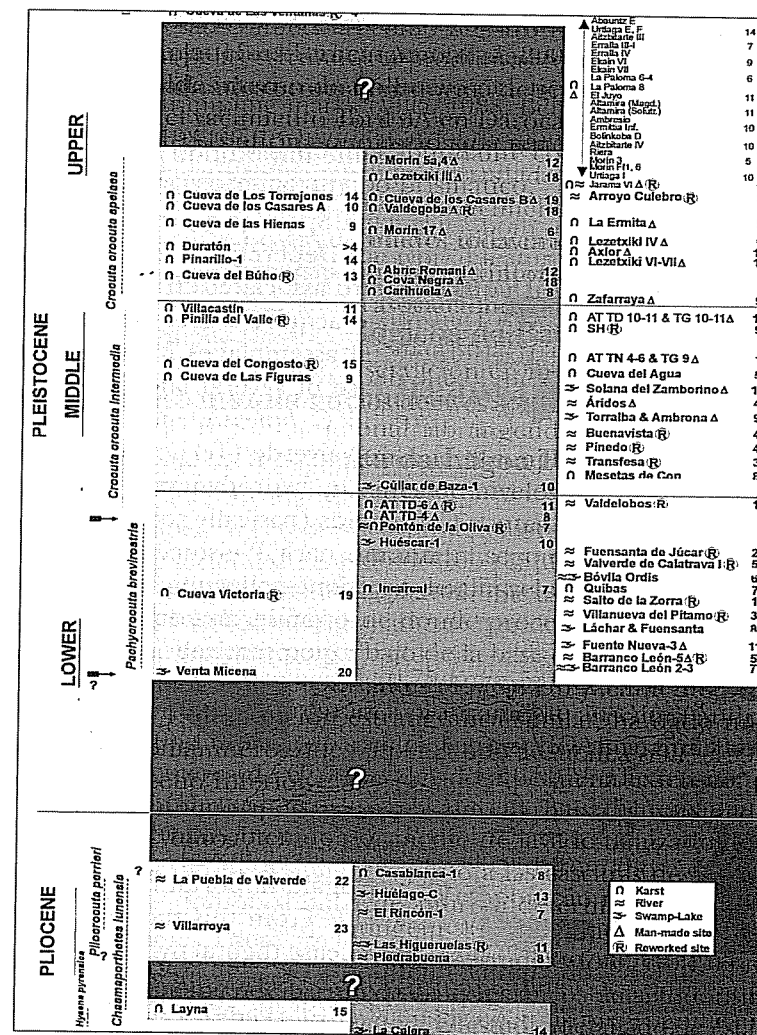


Figure 2. Upper Pliocene and Lower Pleistocene fossil localities from Spain with significant assemblages of large mammals. The left column shows the localities with record of hyaenas and the taphonomic results of their activities. The column at the center shows those sites in which hyaenas were preserved but there is no evidence of their bone-collecting and -modifying activities. The right column shows the localities which lack any record related to the members of the family Hyaenidae. The number of species of large mammals identified at each site is indicated (references in ARRIBAS, 1999). Note the absence of real information on the representatives of this and other families of carnivores in the Plio-Pleistocene transition and at the base of the Lower Pleistocene of Spain.

Conclusions

All data available from the known fossil record in Spain suggest that there exists a geographic concentration of hyaenids as biological agents generating palaeontological localities during the Plio-Pleistocene, their presence being linked in most cases to a scarce representation of Pleistocene hominids in calcareous regions with karstic systems not well developed (Fig. 1): in the northeastern part of the Iberian Peninsula during the late Pliocene, in southeastern Spain at the beginning of the Pleistocene and in both sides of the mountainous Sistema Central during the end of the Middle Pleistocene and the beginning of the late Pleistocene.

The comparison of the most significant Late Pliocene and Pleistocene localities in Spain with skeletal remains of large mammals (Fig. 2) reveals a higher taxonomic richness and diversity in the assemblages accumulated by hyaenas than in those collected by other biological agencies (e.g., hominids) or by geological processes (e.g., water currents). Thus, hyaenids have played a pivotal role in transmitting palaeobiological information on the composition of large mammals communities to the fossil record.

Acknowledgments

This research was supported by DGESIC projects PB97-1082 and PB97-1267-C03-02.

Bibliography

- Arribas, A. 1994. Los macromamíferos del yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España). *Boletín Geológico y Minero*, 105, 344-361.
- Arribas, A. 1999. *Análisis y modelización de la tafonomía del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada) y su estudio comparativo con otras localidades españolas del Plio-Pleistoceno continental*. Ph.D. dissertation, Universidad Complutense de Madrid, 353 pp.
- Arribas, A. y Antón, M. 1997. Los carnívoros de los yacimientos pliocenos de Las Higuieruelas y Piedrabuena (Ciudad Real, España). *Boletín Geológico y Minero*, 108, 111-120.

- Arribas, A. and Palmqvist, P. 1998. Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza Basin, Granada, Spain). *Geobios*, **31** (suppl.), 3-47.
- Carrión, J. S., Riquelme, J. A., Navarro, C. and Munera, M. 2001. Pollen in hyaena coprolites reflects late glacial landscape in southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, in press.
- Ginsburg, L., Morales, J. y Soria, D. 1981. Nuevos datos sobre los carnívoros de Los Valles de Fuentidueña. *Estudios geológicos*, **37**, 383-415.
- Palmqvist, P. and Arribas, A. 2001. Taphonomic decoding of the paleobiological information locked in a lower Pleistocene assemblage of large mammals. *Paleobiology*, **27**, 512-530.
- Palmqvist, P., Martínez-Navarro, B. and Arribas, A. 1996. Prey selection by terrestrial carnivores in a lower Pleistocene paleocommunity. *Paleobiology*, **22**, 514-534.
- Soto, E. y Morales, J. 1985. Grandes mamíferos del yacimiento villafranquiense de Casablanca I, Almenara (Castellón). *Estudios geológicos*, **41**, 243-249.
- Spoor, C. F. 1985. Body proportions in Hyaenidae. *Anatomischer Anzeiger Jena*, **160**, 215-220.
- Spoor, C. F. and Badoux, D. M. (1988). Descriptive and functional myology of the back and hindlimb of the striped hyena (*Hyaena hyaena*, L. 1758). *Anatomischer Anzeiger Jena*, **167**, 313-321.
- Turner, A. and Antón, M. (1996). The giant hyena, *Pachycrocuta brevirostris* (Mammalia, Carnivora, Hyaenidae). *Geobios*, **29**, 455-468.

Remarks on the archaeological and palaeontological record from Orce (lower Pleistocene, Guadix-Baza basin, southeastern Spain)

A. ARRIBAS¹ AND P. PALMQVIST²

Resumen Hasta la década de 1990 los prehistoriadores postulaban, de forma mayoritaria, que la ocupación humana de Europa no habría de ser más antigua del Pleistoceno medio. Sin embargo, los últimos hallazgos de Atapuerca, Dmanisi y Orce indican una cronología más antigua para este fenómeno de colonización, que quedaría rebajada al límite Plio-Pleistoceno. Se presenta una reevaluación final de los presuntos restos paleoantropológicos de Venta Micena y se ofrecen nuevas evidencias sobre la estratigrafía de Barranco León-5, con precisiones sobre el hallazgo de utensilios líticos y de un fragmento de molariforme.

Palabras clave: Tafonomía cuantitativa, *Homo* sp., Orce, Pleistoceno inferior, España.

Key words: Quantitative taphonomy, *Homo* sp., Orce, lower Pleistocene, Spain.

¹ Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E.), c/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid, Spain. A.Arribas@igme.es.

² Departamento de Geología y Ecología (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos. 29071 Málaga, Spain. Paul.Palmqvist@uma.es.

Introductory remarks: the evidence for the first human arrival in Europe

The chronology of the first colonization of Europe by the hominids has generated a long and persistent debate during the last decade, and until recently most palaeoanthropologists and prehistorians claimed that there were no permanent human settlements before 0.6-0.4 Ma (e.g., Arago, Bilzingsleben, Boxgrove, Fontana Ranuccio, Mauer, Schöningen), with most evidences concentrating on <0.3 Ma (e.g., Atapuerca Sima de los Huesos, Petralona, Swanscombe, Steinheim, Tautavel). However, new findings and the re-evaluation of the geochronological evidence available suggest an earlier arrival in Asia, during late Pliocene times (see reviews in Arribas and Palmqvist, 1999; Palmqvist and Arribas, 2001a). The evidence covers a wide geographical fringe, from Israel (Erq-el-Ahmar, 'Ubeidiyah, Yiron), Georgia (Dmanisi), the Indian subcontinent (Pabbi Hills, Riwat), Java (Modjokerto, Sangiran), and China (Gongwangling, Jianshi, Longuppo, Luonan, Yuanmon). In addition, recent discoveries in several sites placed close to or below the Brunhes-Matuyama polarity reversal from Italy (Ceprano) and Spain (Atapuerca Gran Dolina, Cueva Victoria, Orce) are providing an emerging picture of continued human presence in Europe at the end of the lower Pleistocene. The latter findings have forced those researchers who defended the «short chronology» (Roebroeks and Kolfshoten, 1994) for the first human arrival in Europe to change their views (e.g., see Straus, 2001, Bar-Yosef and Belfer-Cohen, 2001).

Several sites located within the Orce-Venta Micena sector of the Guadix-Baza Basin (province of Granada, southeastern Spain) have provided some fossil remains which have been tentatively attributed to the hominids (see review in Gibert *et al.*, 1999a). Complementarily, two important tool assemblages (Fuente Nueva-3 and Barranco León-5 sites; Oms *et al.*, 2000) supplied new evidence of human presence in southern Spain during the lower Pleistocene. The human affinities of the fossils from Venta Micena have instigated a long and persistent controversy during the past two decades. The basal tool assemblage from Fuente Nueva-3 (FN-3) is less problematic, however, and includes more than one hundred pieces composed of limestone cobbles and knapped flint, showing an Oldowan (i.e., Mode I) technology. The stone tools are associated with a faunal assemblage of lower Pleistocene mammals, which is similar in composition to that of Venta Micena. According to palaeomagnetic analysis (Oms *et al.*, 2000), the whole stratigraphic section at FN-3 is included within a reversed polarity interval. The faunal assemblage also indicates that it is placed within the Matuyama chron; speci-

fically, the presence of *Allophaiomys bourgondiae* Chaline (Agustí in Oms *et al.*, 2001) indicates an age slightly older than 1.07 Ma (i.e., below the lower limit of the Jaramillo normal subchron) for the assemblage.

Implements localized in both FN-3 and Atapuerca-TD lower levels are characterized by the following features (Carbonell *et al.*, 1999): 1) total absence of large flakes and, hence, of tools such as handaxes, cleavers, and picks; 2) main production of small flakes with cutting edges; 3) main application of orthogonal methods to reduce the cores from different knapping surfaces orthogonally positioned, although unipolar and centripetal methods are already present; and 4) raw materials with a local origin, being flint dominant in FN-3 and flint, quartzite, and limestone in Atapuerca.

The palaeoanthropological record from Venta Micena: fact or artifact?

Systematic excavations made at the Venta Micena (VM) quarry from 1982 onwards have provided nearly 15,000 fossils of large mammals, of which three have been tentatively classified as hominids (for review and references, see Gibert *et al.*, 1999a): a small bone skull fragment (VM-0), a humeral diaphysis (VM-1960) of a juvenile individual, and a humeral fragment (VM-3691) of an adult individual. There are many reports and articles dealing with the skull fragment, which has instigated a strong controversy. The endocranium shows small, deep digital impressions and well-marked transversal sulci, a 6 mm height sagittal crest on the occipital bone, and the trace of a coronal or fronto-parietal suture. Moyà-Solà and Köhler (1997) have re-analysed these atypical features, concluding that VM-0 was part of the cranial vault of an immature individual (~3-4 months of age) of *Equus altidens* von Reichenau, the species better represented in the faunal assemblage (Palmqvist *et al.*, 1996). The main evidence used to reach this conclusion is the presence of the coronal suture, which runs only 4 cm from lambda, crossing perpendicularly the sagittal suture. However, such «coronal suture» could be a diagenetic fracture due to sediment pressure; in fact, nearly all bones preserved at VM show orthogonal fractures produced by sediment compaction (Arribas and Palmqvist, 1998).

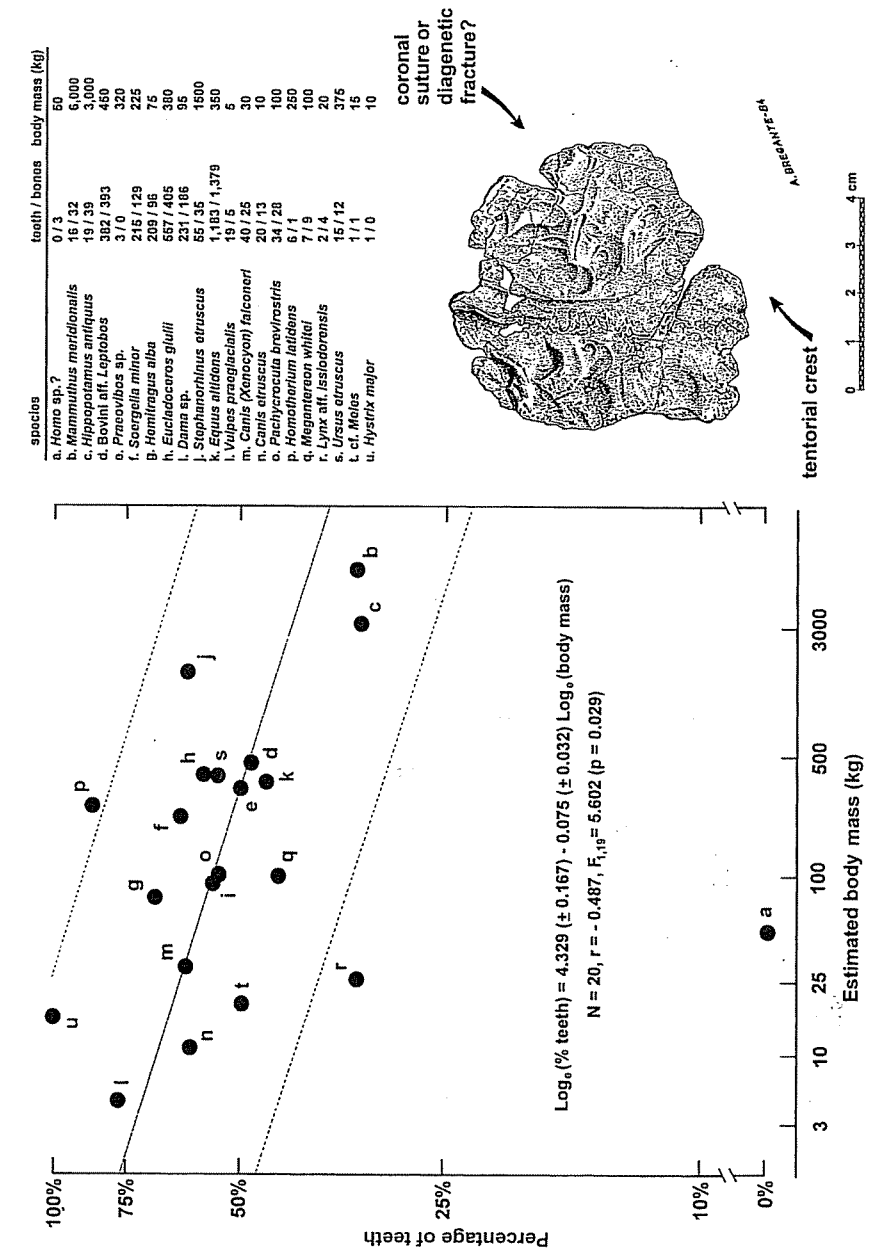
Given the limitations of anatomical studies to resolve the human vs. equid affinities of this skull fragment, other methodological approaches

were used, including the morphometric analysis of cranial sutures (Gibert and Palmqvist, 1995) and the search for preserved proteins (Borja *et al.*, 1997; Gibert *et al.*, 1998). Both studies are far from being conclusive, since fractal analysis of the tracing of the sagittal and right lambdoid ectocranial sutures of VM-0 provided a fractal dimension value similar to those of young equids (Palmqvist, 1997) and human albumin was detected in horse remains used as test samples in immunological analyses.

A third approach to this problem is offered here, estimating the probability that a taxon the size of *Homo sp.* (i.e., ~50 kg) could be represented in the faunal collection from VM by several bones and no tooth remain. The assemblage includes 5801 identifiable specimens (NISP, 3015 teeth and 2786 bones), which allow calculation of a minimal number of 227 individuals (MNI) belonging to 20 taxa of large mammals, 656 specimens that could not be determined taxonomically (e.g., small fragments of bone diaphyses and cranial vaults) and ~10,000 unidentifiable bone shafts. Taphonomic analysis (Palmqvist and Arribas, 2001b) has revealed that most skeletal remains were accumulated by the giant hyaena *Pachycrocuta brevirostris* Aymard. Given the fact that bones were subject to destruction by hyaenas for accessing their marrow cavities, this implies that small-to-medium sized species are comparatively better represented in the assemblage by teeth than by bones.

Figure 1 shows the abundance of teeth and bones for each taxa of large mammals, including those skeletal elements attributed by Gibert *et al.* (1999a) to *Homo sp.* Estimates of body mass for the adult individuals (Palmqvist *et al.*, 1996) are also provided for these taxa. According to a least square regression analysis, the proportion of dental remains per taxon (estimated as the percentage of teeth in relation to total NISP

Figure 1. Least squares regression analysis for the relationship between logarithms of the relative abundance of tooth remains and the body mass (M , in kg) estimated for the adult individuals of those taxa of large mammals ($N = 20$) preserved in the lower Pleistocene assemblage at Venta Micena. The dashed lines represent the $p < 0.05$ confidence interval above and below the regression line (data on abundance of teeth/bones from Arribas and Palmqvist, 1998). The three specimens included in *Homo sp.* (cranial fragment VM-0, humeral shaft VM-1960, and distal humerus VM-3691) are those considered to show human affinities by Gibert *et al.* (1999a); this taxon was not used in the adjustment of the regression line. An endocranial view of skull fragment VM-0 from Venta Micena is included, showing the coronal suture/diagenetic fracture and the tentorial crest in the occipital bone.



values) decreases as a function of the mass estimated for the adult individuals (variables loge-transformed in both cases). This relationship is statistically significant ($r = -0.49$, $F = 5.60$, $p < 0.05$), indicating that the expected frequency of teeth in the assemblage for a species weighing ~50 kg would be 57%, with a $p < 0.05$ confidence interval comprised between 40% and 80%. In this case, as three bone remains have been attributed to the hominids, the prediction of the regression analysis is that the genus *Homo* should be represented in the assemblage by ~4 teeth (with a $p < 0.05$ interval from ~2 to ~12 teeth). It should be noted that up to this moment, with >15,000 fossils unearthed, no human tooth has been discovered at VM. This argues strongly against the possibility that the three bones considered by Gibert *et al.* (1999a) to show human affinities could belong to *Homo* sp.

The archaeological and palaeoanthropological record from Barranco León-5

A small tooth fragment (BL5-0) from BL-5, an archaeological locality near the village of Orce, has been recently reported (Gibert *et al.*, 1999b). BL5-0 preserves the mesial part of the crown and root (4.6 mm crown height, 2.9 mm root length). A large wear facet is present on the crown, showing the dentine exposed. Following the comparative study of the arrangement and angles formed by the striae of Retzius and Hunter-Shreger bands, the shape of the enamel prism patterns, and the enamel thickness, Gibert *et al.* (1999b) conclusively identify this tooth as an upper human molar, and indicate that it was unearthed during the systematic excavation of 1995 at this locality; however, the specimen was in fact obtained in 1994 from a sample of sediment taken from the layer cropping out in the ravine. This locality provided also several toffee-coloured, laminar chert flakes 1-6 cm long (Oms *et al.*, 2000).

Preliminary sedimentological and taphonomic analysis of BL-5 (Arribas and Palmqvist, in press) has revealed a concentration and sorting by water of fossils from animals which inhabited swampy environments (eg., *Hippopotamus antiquus* Desmarest), with others from the riverbed (eg., fresh-water mollusks), and also from the source area of the torrential waters (eg., *Equus altidens* von Reichenau and probably also the lithic tools). Thus, this fluvial locality is reworked, and by this reason all palaeoecological interpretations should be done with caution, following appropriate taphonomic controls. What seems clear is that skeletal

remains of large mammals and lithic artifacts are not placed where they were produced, and that there are no objective evidence of *in situ* human activity.

Finally, it is worth to mention some remarks on the age of BL-5. A recent publication (Oms *et al.*, 2000) has revealed exclusively reverse magnetization throughout the whole stratigraphic sequence, thus indicating a Matuyama age (i.e., 1.77-0.78 Ma) for this locality. Therefore, the previously available paleomagnetic information was clearly overestimated, since Gibert *et al.* (1994, 1999b) placed it within the Olduvai event (i.e., 1.98-1.77 Ma). The faunal list from this locality includes taxa indicative of an early Pleistocene age, but allows no further biochronological precisions; however, the underlying locality is BL-2,3 and the overlying one is BL-1, the latter showing an assemblage of small mammals (Agustí *et al.*, 1987) which could mark the boundary between the biozones of *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos and *Mimomys savini* (Hinton). These upper Villafranchian localities have been placed biostratigraphically above VM and below FN-3. By this reason, the age of BL-5 could be placed within the middle third of the lower Pleistocene, before the expansion of *M. savini* (Hinton) in the Iberian record (Arribas and Palmqvist, 1999), a species which is associated with *A. bourgondiae* Chaline in FN-3, the younger locality of the stratigraphic column.

Acknowledgments

This research was supported by DGESIC projects PB97-1082 and PB97-1267-C03-02.

References

- Agustí, J., Moyà-Solà, S., Martín-Suárez, E. and Marín, M. 1987. Faunas de mamíferos en el Pleistoceno inferior de la región de Orce (Granada, España). *Paleontología i Evolució, Mem. esp.*, 1, 73-86.
- Arribas, A. and Palmqvist, P. 1998. Taphonomy and palaeoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza Basin, Granada, Spain). *Geobios*, 31 (suppl.), 3-47.

- Arribas, A. and Palmqvist, P. 1999. On the ecological connection between sabretooths and hominids: faunal dispersal events in the lower Pleistocene and a review of the evidence for the first human arrival in Europe. *Journal of Archaeological Science*, **26**, 571-585.
- Arribas, A. and Palmqvist, P. in press. The first human dispersal to Europe: remarks on the archaeological and palaeoanthropological record from Orce (Guadix-Baza basin, southeastern Spain). *Human Evolution*, **16**.
- Bar-Yosef, O. and Belfer-Cohen, A. 2001. From Africa to Eurasia - early dispersals. *Quaternary International*, **75**, 19-28.
- Borja, C., García-Pacheco, M., García-Olivares, E., Scheuenstuhl, G. and Lowenstein, J. M. 1997. Immunospecificity of albumin detected in 1.6 million-year-old fossils from Venta Micena in Orce, Granada, Spain. *American Journal of Physical Anthropology*, **103**, 493-441.
- Carbonell, E., Mosquera, M., Rodríguez, X. P., Sala, R. and van der Made, J. 1999. Out of Africa: the dispersal of the earliest technical systems reconsidered. *Journal of Anthropological Archaeology*, **18**, 119-136.
- Gibert, J. and Palmqvist, P. 1995. Fractal analysis of the Orce skull sutures. *Journal of Human Evolution*, **28**, 561-575.
- Gibert, J., Arribas, A., Martínez-Navarro, B., Albadalejo, S., Gaete, R., Gibert, L., Oms, O., Peñas, C. and Torrico, R. 1994. Biostratigraphie et magnétostatigraphie des gisements à présence humaine et action anthropique du Pléistocène inférieur de la région d'Orce (Granada, Espagne). *Comptes Rendus de la Academie des Sciences de Paris*, **318** (II), 1277-1282.
- Gibert, J., Campillo, D., Arqués, J. M., García-Olivares, E., Borja, C. and Lowenstein, J.M. 1998. Hominid status of the Orce cranial fragment reassessed. *Journal of Human Evolution*, **34**, 203-217.
- 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. and Maestro, E., 1999a. Spanish late Pliocene and early Pleistocene hominid, palaeolithic and faunal finds from Orce (Granada) and Cueva Victoria (Murcia). *Human Evolution*, **14**, 29-46.
- Gibert, J., Gibert, L., Albadalejo, S., Ribot, F., Sánchez, F. and Gibert, P. 1999b. Molar tooth fragment BL5-0: the oldest human remain found in the Plio-Pleistocene of Orce (Granada province, Spain). *Human Evolution*, **14**, 3-19.
- Moyà-Solà, S. and Köhler, M. 1997. The Orce skull: anatomy of a mistake. *Journal of Human Evolution*, **33**, 91-97.

- Oms, O., Parés, J. M., Martínez-Navarro, B., Agustí, J., Toro, I., Martínez-Fernández, G. and Turq, A. 2000. Early human occupation of Western Europe: paleomagnetic dates for two paleolithic sites in Spain. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, **97**, 10666-10670.
- Palmqvist, P. 1997. A critical re-evaluation of the evidence for the presence of hominids in lower Pleistocene times at Venta Micena, Southern Spain. *Journal of Human Evolution*, **33**, 83-89.
- Palmqvist, P. and Arribas, A. 2001a. Chronology and ecology of the first human dispersal out of Africa, with a review of the archaeological and paleoanthropological evidence. *Paleontologia i Evolució*, **32-33**, 7-22.
- Palmqvist, P. and Arribas, A. 2001b. Taphonomic decoding of the paleobiological information locked in a lower Pleistocene assemblage of large mammals. *Paleobiology*, **27**, 512-530.
- Palmqvist, P., Martínez-Navarro, B. and Arribas, A. 1996. Prey selection by terrestrial carnivores in a lower Pleistocene paleocommunity. *Paleobiology*, **22**, 514-534.
- Roebroeks, W. and Kolfschoten, T. van 1994. The earliest occupation of Europe: a short chronology. *Antiquity*, **68**, 489-503.
- Straus, L. G. 2001. Africa and Iberia in the Pleistocene. *Quaternary International*, **75**, 91-102.

New evidence on the interaction between humans and megafauna in South America

A. ARRIBAS¹, P. PALMQVIST², J. A. PÉREZ-CLAROS², R. CASTILLA³
S. F. VIZCAÍNO⁴ AND R. A. FARIÑA⁵

Resumen Se ha propuesto que la caza excesiva fue el principal factor determinante de la extinción de la megafauna americana a finales del Pleistoceno, aunque las evidencias concluyentes son bastante escasas. En este trabajo se informa del hallazgo de una clavícula del perezoso terrestre *Lestodon* con abundantes marcas de corte en sedimentos de edad Lujaniense (Pleistoceno Superior a Holoceno temprano), situados en las inmediaciones de la localidad de Sauce (Uruguay). Las marcas, concentradas en las zonas de inserción muscular y orientadas de manera oblicua respecto al eje mayor del elemento óseo, se interpretan como causadas durante el desmembramiento de la extremidad anterior y el subsiguiente consumo de la carne por los paleoindios, aunque no aclaran si el cadáver fue obtenido por caza o carroñeo.

Palabras clave: Extinción de megafauna, Pleistoceno tardío, *Lestodon*, marcas de corte.

Key words: Megafaunal extinction, Late Pleistocene, *Lestodon*, cut marks.

¹ Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, Spain. a.arribas@itge.mma.es.

² Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus Universitario de Teatinos, 29071 Málaga, Spain. Paul.Palmqvist@uma.es, johnny@uma.es.

³ Av. Artigas 1433, 90800 Sauce, D^o Canelones, Uruguay.

⁴ Departamento Científico Paleontología de Vertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Argentina. vizcaino@museo.fcym.unlp.edu.ar.

⁵ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Igua 4225, 11400 Montevideo, Uruguay. fari-a@fcien.edu.uy.

Introductory remarks

Continental extinctions in the New World at the end of the Pleistocene involved more than one hundred mammalian species disappearing in half a millennium or less, from north slope of Alaska southward to Tierra del Fuego. Climatic change and overkill by palaeoindians have been proposed for explaining the brevity and severity of this extinction event. Climatic, ecologically oriented models suggest that large mammals were unable to respond to rapid environmental changes associated with the last deglaciation, given their need of vast amounts of primary food resources and low intrinsic rates of population increase (Graham *et al.*, 1996). Disappearance of megaherbivores might have had a cascading effect on smaller species because grazing by the large herbivores was probably a major factor in creating and maintaining spatial diversity of habitats (Owen-Smith, 1987). However, large mammals better tolerate climate variation; contrarily, small mammals have narrower dietary and climatic requirements, as well as smaller geographic ranges, and thus it is difficult to explain how they survived (Martin and Klein, 1984; Alroy, 1999). Moreover, no extinction events comparable to that of end-Pleistocene times in the Americas were recorded during the preceding, equally severe glacial cycles of the Pleistocene, and no extinctions occurred elsewhere at this time, despite world-wide climatic changes.

MacPhee and Marx (1997) and Ferigolo (1999) proposed that extremely lethal diseases brought over by humans when they arrived in the New World. However, during the Cenozoic many species of mammals that could be potential carriers of pandemic diseases immigrated from Eurasia to the Americas and such dispersal events were not accompanied by equivalent extinctions. Moreover, all of the well-known mammalian diseases which cause high levels of mortality are restricted to a single mammalian order (e.g., rabies in carnivores, rinderpest in artiodactyls, myxomatosis in lagomorphs), and it is difficult to conceive a pandemic disease that could affect species belonging to proboscideans, artiodactyls, perissodactyls, xenarthrans, litopterns, and notoungulates.

The anthropogenic predation model (i.e., the *blitzkrieg* hypothesis) postulates that human migrants from Northeastern Asia played a pivotal role in hunting to extinction large herbivores, which presumably were an easy prey for such skilled hunters (Martin and Klein, 1984; Beck, 1996; Frison, 1998). This model predicts the event's timing, rapidity, se-

lectivity against megafauna, and geographic pattern of such extinctions much more accurately than competing ecologically oriented hypotheses such as climatic deterioration (Alroy, 1999). The highest rates of extinction occurred more frequently among large than small mammals. South American survivors (e.g., peccaries, llama, deer, tapir) were smaller and presumably more fecund than the giant gomphotheres, edentates, litopterns, and toxodonts that were extinct. Many of the surviving megafauna of the New World (e.g., wolves, elk, moose, bison) had basically a holarctic distribution, which opens the possibility that they evolved appropriate behavioural responses to avoid overkill by humans during their coexistence in the Old World (Martin and Klein, 1984; Alroy, 1999). The number of megamammalian genera extinct in South America by the end of the Pleistocene exceeds the losses in North America and other regions, but in both continents the pattern of extinction is mainly related to large body size (Lessa *et al.*, 1997). In addition, the intensity of late Pleistocene megafaunal extinctions in the Americas and Australia compared with the lower severity recorded in Africa and Eurasia, as well as their remarkable coincidence with the arrival of modern humans in the former continents, argues against the hypothesis of climatic deterioration.

The specific prediction that the extinctions of megafaunal taxa should be time-transgressive from northwest to southwest in North America is not supported by the chronology and geographic distribution of the terminal sites of most species (Beck, 1996). Moreover, there is a general lack of co-occurrence of human and megafaunal remains, and despite the great abundance of late Pleistocene localities in North and South America, evidence of human-megafauna interaction is astonishingly scarce (Frison, 1998). This probably implies that the extinction may have occurred over a very short period of time, beyond the resolution available to archaeologists (although there are some remarkable exceptions, see Dillehay, 2000). Thus, the debate is still open, and additional evidence is needed to evaluate the role of humans in the disappearance of megafauna.

The purpose of this paper is to report marks on a clavicle assigned to the Pleistocene giant ground sloth *Lestodon* proposed to have been made by human tools. By the moment, this is probably the strongest evidence on interaction between palaeoindians and megafauna in South America.

Material and methods

The clavicle was found in Vizcaíno Creek, in the Departamento de Canelones, Uruguay (34°35' S, 56°03' W). It belongs to a local fauna still under study, but some of the fossil species of glyptodonts and ground sloths are characteristic of Lujanian (i.e., Late Pleistocene to Early Holocene) faunas. The assemblage includes remains of one ground sloth (*Lestodon*) and three glyptodonts (*Glyptodon*, *Doedicurus*, and *Panochthus*). It consists of 979 bone specimens plus 36 carapace fragments, 587 non-identifiable bone fragments, and 14 isolated teeth. Among the identifiable specimens (*NISP* = 356), the majority are rib portions (42%), followed by limb bones (23%) and vertebrae (23%). There are no human fossils or stone tools. Preliminary taphonomic analysis of the bone assemblage follows the methodology proposed by Arribas and Palmqvist (1998). Cranial remains are about 10% and phalanges 0.6%. Except for phalanges, these figures are similar to those of large mammals bones exposed on the surface of Amboseli Park, Kenya, and different from the frequencies found in carnivore feeding-places and maternity dens, or in hunter-gatherer camps. Complete elements predominate among long bones and bone damage is minor, affecting only epiphyses. Fractures are oblique or spiral, indicating that they were very likely produced by trampling during the biostratinomic stage when the bones were still in fresh condition. There is no evidence of fossildiagenetic damage such as orthogonal fractures due to sediment compaction. Furthermore, the outer surface of the compact bones shows exceptional preservation, with a light aeolic polishing and no evidence of marks due to sun exposure, plant roots, insect larvae, or gnawing by carnivores or rodents.

The outlined features suggest deposition near the place of death. Transport, if any, was minimal and not due to geological agents. Low value for the ratio of isolated teeth to vertebrae (1:6) also suggests absence of hydrodynamic sorting (Shipman, 1981). Frequencies of bones grouped according to their potential for dispersal by water (i.e., Voorhies' groups) are as follows: 67% for Group I, 23% for Group II, and 10% for Group III; such degree of skeletal completeness rules out the possibility of fluvial transport. In addition, the period of subaerial exposure before burial must have been very short, less than one year, as the weathering stage is strikingly low (0 in all cases) and the outer bone surface shows a very low degree of aeolic abrasion, restricted to one of the faces.

The clavicle lacks the sternal end, but is in good condition (Plate I). Marks are well preserved on the anterior and posterior surface, on the dorsal border and on the acromial articular surface. The outer bone la-

yer is well preserved on all surfaces. There is evidence of a very slight aeolic polishing, superposed to (and partially eroding) several marks.

Twenty-two trampling marks (Villa, 1988; Behrensmeyer *et al.*, 1986) have been identified on the middle part of the bone (Plate I). They are variable in length (4-30 mm), shallow and wide. There are sixty-five cut marks of variable length on the anterior, posterior and articular surface of the clavicle, as well as on the dorsal border, both on the diaphysis and the preserved epiphysis. They show the typical features of this kind of marks (Bunn, 1981; Shipman, 1983; Olsen and Shipman, 1988): (i) mostly V-shaped cross-section, (ii) elongation, (iii) microstriae on the internal walls, (iv) occasional shoulder effects or small striae parallel to the main one, and (v) in some cases, a hook barb in one of the extremes (Plate II). There are also several chop marks, sawing marks and scraping marks.

Distribution and orientation of marks on the clavicle

Cut marks are preferentially located on the muscle attachment areas: 15 out of 30 marks preserved on the anterior surface (Plate I, 1) are placed on the 18.84 cm² area of muscle attachment, while the other 15 are distributed on the remaining 75.47 cm². The frequencies expected in a random distribution as a function of the muscle attachment and the non-attachment surfaces, respectively, are 6 and 24. A χ^2 -test reveals a significant heterogeneous distribution ($\chi^2 = 16.88$, d.f. = 1, $p < 0.001$). The frequencies of marks on the muscle attachment areas (12.08 cm²) and the remaining area (82.85 cm²) on the posterior surface (Plate I, 2) are 6 and 12, respectively, which is significantly different ($\chi^2 = 4.09$, $p < 0.05$) from those expected in a random distribution (2.3 and 15.7, respectively). Similarly, the marks on the ventral border (Plate I, 3) are heterogeneously distributed: 12 of them are found on the muscle attachment areas (14.79 cm²) and only 4 on the non-attachment bone surface (63.65 cm²); the difference with the expected frequencies (3 and 13, respectively) is again statistically significant ($\chi^2 = 33.23$, $p < 0.001$). These results indicate clearly that the marks were made intentionally, and their concentration on the muscle attachment areas of the clavicle is congruent with human activity in the dismemberment of the forelimb and removal of flesh from this bone.

Trampling marks, in contrast, do not seem to be preferentially related with muscle attachment areas. Their frequencies on the anterior surface and ventral border are very low precluding any statistical analysis. The posterior surface preserves 12 marks, 11 of which are placed out

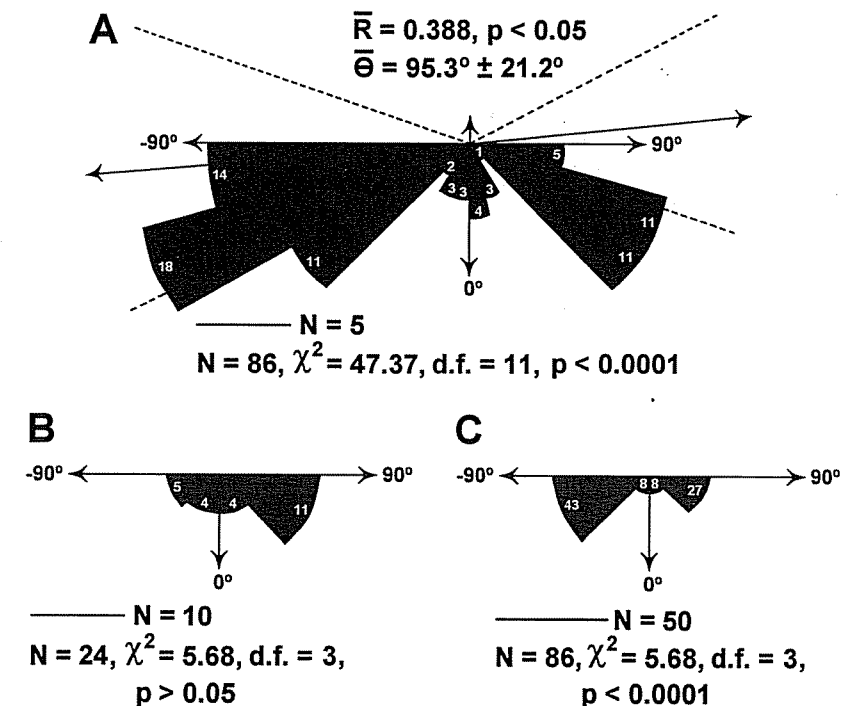


Figure 1. Rose diagrams for the orientation of human-made marks (A, C) and trampling marks (B). Human-made marks show a clear bimodality, with most lines oriented almost perpendicularly to the bone axis. Trampling marks are randomly oriented. The mean vector of orientations is indicated for human-made marks (A, dashed lines represent the 95% confidence limits for the mean direction).

of the muscle attachment areas; these figures are not significantly different from those expected (1.5 and 10.5, respectively) in a random distribution ($\chi^2 = 0.02$, $p > 0.1$).

In most cases human-made marks are aligned in parallel (Plate I). The orientation of each mark was measured using the tangent angle formed by the orientation of the line with the median axis of the digitised outline of the clavicle at that position, so that all marks were referred to a vertical axis. This allowed obtaining rose diagrams for the orientation of human-made marks and trampling marks (Fig. 1). Human-made marks show a clear bimodality, with most lines oriented almost perpendicularly to the major axis of the bone. The marks ($N = 86$) were grou-

ped in 12 radial classes of 15° width, in order to test their radial distribution using the χ^2 -test (the expected frequency of marks per interval is 7.17). The distribution is clearly heterogeneous ($\chi^2 = 47.37$, d.f. = 11, $p < 0.0001$). The average direction ($95.3^\circ \pm 21.2^\circ$, $R = 0.388$) is significantly different ($p < 0.01$) from that expected in a random distribution of orientations (Mardia, 1972). Trampling marks are less abundant ($N = 24$), and were grouped in 4 radial intervals of 45° width (expected frequency per class: 6). Their distribution ($\chi^2 = 5.68$, d. f. = 3, $p > 0.1$) is not different from that expected from chance.

Discussion

Taphonomic analysis allows interpretation of processes that affected this bone: (i) skinning (cut marks on the central, superficial portion of the clavicle); (ii) disarticulation or dismembering (cut marks associated with the articular surface and with the dorsal border of the anterior surface); (iii) clearing from flesh (chop marks, cut marks and scraping marks on muscle attachment areas); (iv) progressive burial with slight aeolic polishing of the exposed surface; (v) destruction of the proximal epiphysis (probably by trampling); and (vi) definitive burial.

All features of the marks point to the conclusion that they might have been caused by human tools, particularly silex points, which had also a secondary function as scrapers. If the proposed human actions occurred in the sequence described above, they could be interpreted as the means to access the scapulohumeral joint or the muscles under the scapula, which are possible places for dismembering the forelimb. The corresponding humerus and the other arm bones of this individual have not been found in the locality, which may mean that the whole forelimb was cut off and transported to a safer place. It should be taken into account that the forelimb of a 3-tonne beast (Fariña *et al.*, 1998) must have had a mass of at least 100 kg, thus yielding ~50 kg of flesh. This finding represents the first evidence of direct interactions between palaeoindians and the last representatives of the extinct megafauna in South America. However, the marks preserved in the specimen indicate only the consumption of soft tissues by humans, but do not provide conclusive evidence on the behaviour of these human groups for obtaining animal proteins as active hunters or opportunistic scavengers.

Acknowledgments

This paper is a contribution to the projects PICT 06348 (SFV), IGCP 449 (SFV & RAF), and DGEIC PB97-1082 (AA & PP).

References

- Alroy, J. 1999. Putting North America's end-Pleistocene megafaunal extinction in context: large scale analyses of spatial patterns, extinction rates, and size distributions. In (R.D.E. MacPhee, ed.) *Extinctions in Near Time: Causes, Contexts, and Consequences*, 105-143.
- Arribas, A. & Palmqvist, P. 1998. Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the Lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza Basin, Granada, Spain). *Geobios*, **31**, supplément, 3-47.
- Beck, M. W. 1996. On discerning the cause of late Pleistocene megafaunal extinctions. *Paleobiology*, **22**, 91-103.
- Behrensmeyer, A. K. Gordon, K. A. and Yaragi, G. T. 1986. Trampling as cause of bone surface damage and pseudo-cutmarks. *Nature*, **319**, 768-771.
- Bunn, H. T. 1981. Archaeological evidence for meat-eating by Plio-Pleistocene hominids from Koobi Fora and Olduvai Gorge. *Nature*, **291**, 574-577.
- Dillehay, T. D. 2000. *The Settlement of the Americas: A New Prehistory*. Basic Books, New York.
- Fariña, R. A., Vizcaíno, S. F. and BARGO, M. S. 1998. Body mass estimations in Lujanian (late Pleistocene-early Holocene of South America) mammal megafauna. *Mastozoología Neotropical*, **5**, 87-108.
- Ferigolo, J. 1999. Late Pleistocene South-American land-mammal extinctions: The infection hypothesis. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **12**, 279-310.
- Frison, G. C. 1998. Paleoindian large mammal hunters on the plains of North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, **95**, 14576-14583.
- Graham, R. W., Lundelius, E. L., Graham, M. A., Schroeder, E. K., Toomey, R. S., Anderson, E., Barnosky, A. D., Burns, J. A., Churcher, C. S., Grayson, D. K., Guthrie, R. D., Harington, C. R., Jefferson, G. T., Martin, L. D., McDonald, H. G., Morlan, R. E., Semken, H. A., Webb, S. D., Werdelin, L. and Wilson, M. C. 1996. Spatial response of mammals to late Quaternary environmental fluctuations. *Science*, **272**, 1601-1606.

- Lessa, E. P., Van Valkenburgh, B. and Fariña, R.A. 1997. Testing hypotheses of differential mammalian extinctions subsequent to the Great American Biotic Interchange. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **135**, 157-162.
- MacPhee, R. D. E. and Marx, P. A. 1997. The 40,000 year plague: humans, hyperdiseases, and first-contact extinctions. In (S. M. Goodman & B. D. Patterson, eds.) *Natural Change and Human Impact in Madagascar*, 169-217.
- Mardia, K.V. 1972. *Statistics of Directional Data*. Academic Press, London.
- Martin, P. S. and Klein, R. G. 1984. *Quaternary Extinctions: A Prehistoric Revolution*. University of Arizona Press, Tucson.
- Noe-Nygaard, N. 1989. Man-made trace fossils on bones. *Human Evolution*, **4**, 461-491.
- Olsen, S. L. and Shipman, P. 1988. Surface modification on bone: trampling versus butchery. *Journal of Archaeological Science*, **15**, 535-553.
- Owen-Smith, N. 1987. Pleistocene extinctions: the pivotal role of megaherbivores. *Paleobiology*, **13**, 351-362.
- Shipman, P. 1981. *Life history of a Fossil. An introduction to taphonomy and paleoecology*. Harvard University Press, Cambridge, MA.
- Shipman, P. 1983. Early hominid lifestyles: hunting and gathering or foraging and scavenging? In (J. Clutton-Brock & C. Grigson, eds.) *Animals and archaeology: 1. hunters and their prey. British Archaeological Reports International Series*, **163**, 31-49.
- Villa, P. 1988. A propos d'analyse spatiale et de taphonomie. *Les nouvelles de l'archéologie*, **31**, 55-59.

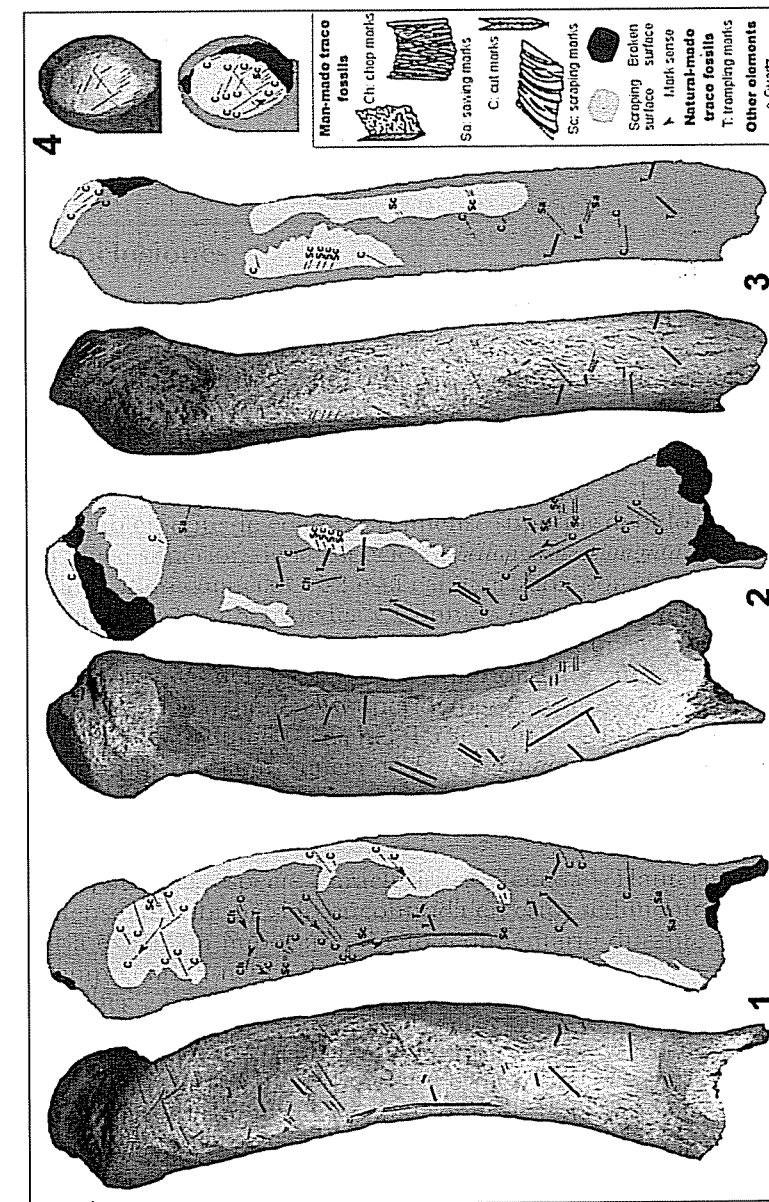


Plate I. Clavicle of *Lestodon*. (1: anterior surface, 2: posterior surface, 3: dorsal border, 4: acromial end) showing cut marks (C), chop marks (Ch), sawing marks (Sa), and trampling marks (T) at macro and mesoscale, with scraped surfaces (Sc), associated microstriae and broken surfaces (scale bar length in cm). Diagram of cut mark sections modified after Noe-Nygaard (1989).

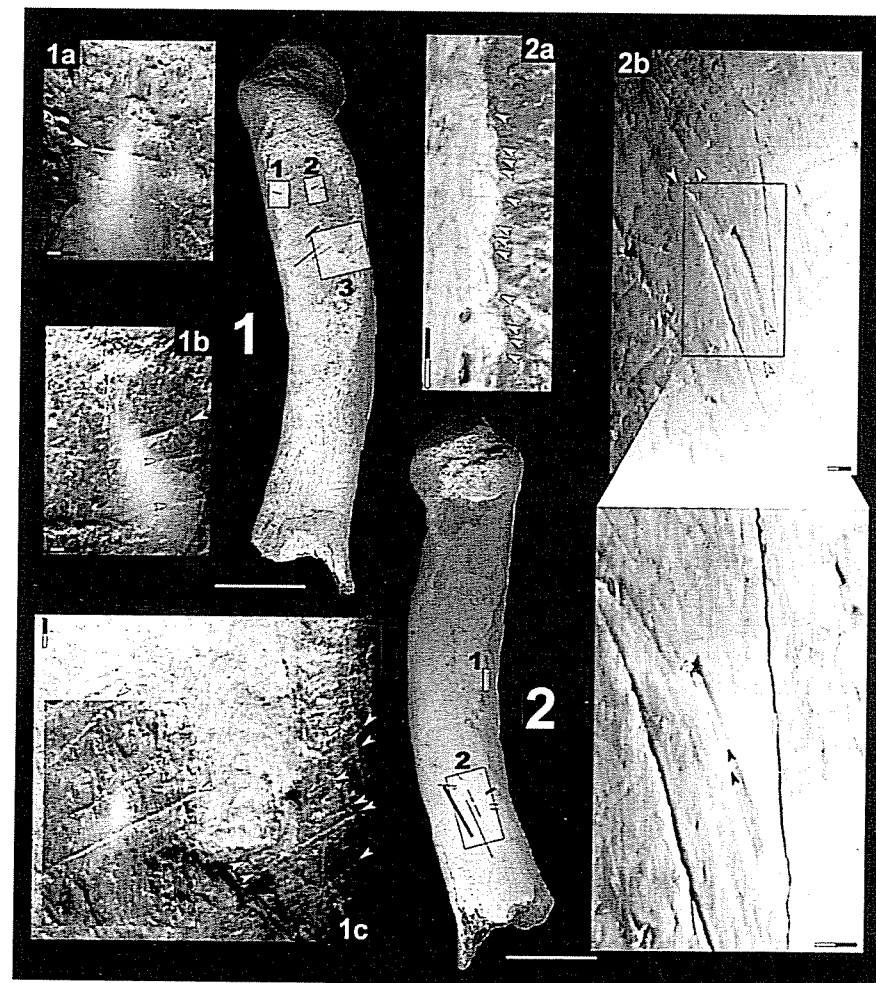


Plate II. Microphotographs of the observed cut marks (1: anterior face, 2: posterior face). Chop marks on the anterior surface (1a and 1b) that have left two equally sized, convergent signs perpendicular to the main axis of the bone with cut marks associated, following the same direction. 1c: set of parallel cut marks preserving the alignment at both sides of a depression, located in a muscle attachment surface. 2a: part of a scraping surface, rendering these areas mechanically abraded, associated with a muscle attachment, with tens of parallel microstriae oblique to the main axis of the bone. 2b: set of cut marks which left two consecutive, perfectly aligned cuts, probably due to a jump of the cutting edge, with visible inner microstriae. Bone scale in cm, microphotograph scale in mm.

Primeros dientes de terópodo (Dinosauria, Saurischia) en la Formación Villar del Arzobispo (Tithónico-Berriasiense): yacimientos Cuesta Lonsal y Las Cerradicas 2 (Galve, Teruel)

J. L. BARCO¹ y J. I. RUIZ-OMENACA¹

Abstract Two isolated teeth from the Villar del Arzobispo Formation (Tithonian-Berriasian in age) of Galve (Spain) are described. These teeth, from Cuesta Lonsal and Las Cerradicas 2 localities (lower and upper parts of the Villar del Arzobispo Formation) are assigned to Theropoda indet. and Coelurosauria indet., respectively, and represent the first theropod teeth found in this formation. The Cuesta Lonsal tooth also means the first theropod direct remain found in the Jurassic of the Iberian Range.

Key words: Theropoda, Coelurosauria, teeth, Villar del Arzobispo Formation, Galve.

Palabras clave: Theropoda, Coelurosauria, dientes, Formación Villar del Arzobispo, Galve.

¹ Departamento de Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. jlbarco@posta.unizar.es; jiguiz@posta.unizar.es. Paleoymás, S.L.L. C/ Ntra. Sra. del Salz, 4, 50017 Zaragoza.

Introducción

En España, los dientes aislados de terópodos son relativamente frecuentes en yacimientos del Cretácico Inferior (véase por ejemplo Ruiz-Omeñaca *et al.*, 1997), sin embargo en el Jurásico Superior son escasos, habiéndose descrito, por el momento, únicamente en el Kimmeridgiense de Asturias (Martínez *et al.*, 2000). En este trabajo se describen dos dientes de terópodo de Galve (Teruel), que constituyen la primera cita de dientes de terópodos en la Formación Villar del Arzobispo.

Situación geográfica y geológica

El material estudiado pertenece a los yacimientos Cuesta Lonsal y Las Cerradicas 2, situados al este de Galve y junto a la carretera de acceso a la población, respectivamente. Ambos yacimientos aparecen situados en la Formación Villar del Arzobispo (Tithónico-Berriasiense): Cuesta Lonsal en la base, por lo que su edad es Jurásico Superior, y Las Cerradicas 2 en el techo, por lo que podría pertenecer ya al Cretácico Inferior (Cuenca-Bescós *et al.*, 1997). En Cuesta Lonsal se han encontrado los restos postcraneales de un dinosaurio saurópodo, actualmente en estudio y, por el momento, determinado como Sauropoda indet. (Barco, 1999).

Sistemática

Dinosauria Owen, 1842

Saurischia Seeley, 1888

Theropoda Marsh, 1881

Theropoda indet.

Fig. 1, A-C, Tabla 1

MATERIAL: un diente (GA00/CL/14) del yacimiento de Cuesta Lonsal, depositado en la Diputación General de Aragón.

DESCRIPCIÓN: GA00/CL/14 es un diente comprimido labiolingualmente, curvado distalmente, y con los márgenes mesial y distal con carenas denticuladas. La altura del diente es mayor que la longitud y ésta mayor que la anchura (Tabla 1).

sigla	taxon	FABL	BW	THC
GA00/CL/14	Theropoda indet.	6,37	2,87	15,25
MPZ01/98	Coelurosauria indet.	>0,88 r 1,76 e	0,73	1,9

Tabla 1. Medidas de los dientes de terópodo de la Formación Villar del Arzobispo en Galve, en mm. **FABL:** longitud anteroposterior, **BW:** anchura basal, **THC:** altura de la corona (medidas según Rauhut y Werner, 1995). **e:** medida estimada, **r:** medida con defecto por rotura.

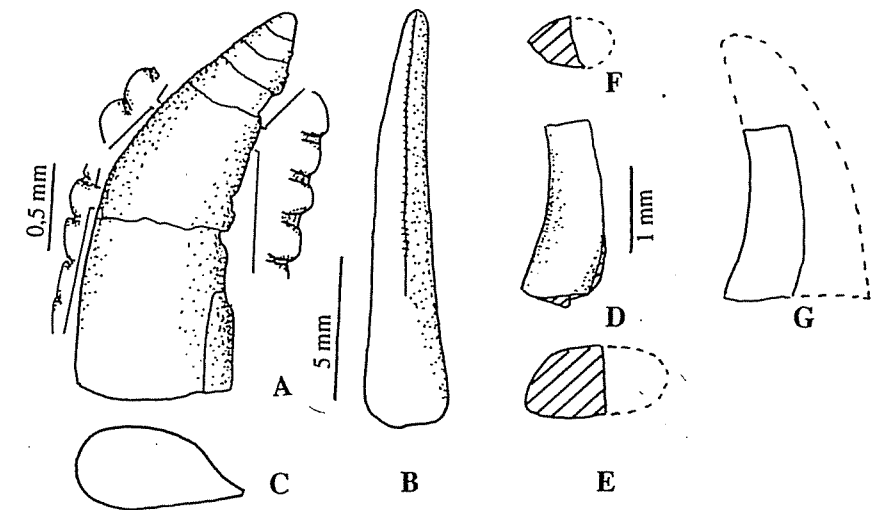


Figura 1. Dientes de terópodo de la Formación Villar del Arzobispo en Galve. **A-C:** **Theropoda indet.** (GA00/CL/14): A: vista lingual, con detalles de los denticulos mesiales (izquierda) y distales (derecha), B: vista mesial, C: sección basal. **D-G:** **Coelurosauria indet.** (MPZ01/98): D: vista labial/lingual, E: sección apical, F: sección basal, G: forma hipotética del diente completo. Escala: 5 mm (A, B, C), 0,5 mm (detalle de los denticulos en A), 1 mm (D-G).

El diente es muy curvado distalmente, por lo que, en vista lateral/medial (Fig. 1A), el margen anterior es convexo y el posterior cóncavo. La sección basal es elíptica, más expandida anteroposteriormente que labiolingualmente (aproximadamente el doble, Tabla 1), con el extremo distal afilado y el mesial redondeado (Fig. 1C). Esta sección, junto con la fuerte curvatura distal, permite identificar el diente como un diente lateral (mandibular o maxilar) posterior.

En los bordes mesial y distal aparecen sendas carenas, que dividen al diente en dos mitades asimétricas, una (labial) de mayor tamaño que otra (lingual); esta disposición permite orientar el diente como un diente maxilar izquierdo o un diente mandibular derecho. Las caras labial y lingual son convexas y lisas, sin ornamentación.

La carena distal recorre el diente en toda su longitud, pero la carena mesial no llega hasta la base del diente (Fig. 1B). Sobre las carenas se desarrollan dentículos, siendo los mesiales de tamaño ligeramente superior a los distales: hay 3,96 dentículos/milímetro a lo largo de toda la carena mesial (excepto en su inicio donde es afilada pero no denticulada), y 4,12 (en la mitad) -4,34 (en el ápice) dentículos/milímetro en la carena distal. El DSDI (índice de diferencia de tamaño de dentículos, Rauhut y Werner, 1995) oscila entre 0.91 y 0.96.

Los dentículos son estrechos en sentido labiolingual. Los dentículos distales tienen forma de cincel («chisel shaped», *sensu* Buscalioni *et al.*, 1997), se disponen perpendiculares al borde distal (Fig. 1A), y la altura (mesiodistal) de cada dentículo individual es aproximadamente igual a su longitud basal (230,4-242,7 mm). Los dentículos mesiales se disponen inclinados respecto al borde mesial (Fig. 1A), aproximándose más a la forma de garfio («hook shaped», *sensu* Buscalioni *et al.*, 1997) aunque no tienen el ápice puntiagudo, y la altura de cada dentículo (125 mm) es aproximadamente la mitad de su longitud basal (252,5 mm).

DISCUSIÓN: consideramos la presencia de dentículos en ambas carenas como un carácter primitivo en los terópodos, puesto que está presente en *Eoraptor* Sereno, Forster, Rogers y Monetta, del carnienense de Argentina, considerado como el terópodo más primitivo conocido (Sereno *et al.*, 1994).

Los dentículos estrechos diferencian a GA00/CL/14 de los de tiranosáuridos y el carnosaurio *Fukuiraptor* Azuma y Currie, con dentículos muy anchos, con forma de cubo (Azuma y Currie, 2000). Según Buscalioni *et al.* (1997) los dentículos con forma de garfio aparecen en los Maniraptoriformes (tetanuros coelurosaurios), aunque también podrían aparecer en los abelisáuridos (ceratosaurios). En GA00/CL/14 los dentículos no tienen el ápice puntiagudo como ocurre en algunos maniraptoriformes (troodontidos y velociraptorinos, Rauhut y Werner, 1995, p. 480).

GA00/CL/14 se diferencia de los velociraptorinos en que estos tienen los dentículos posteriores de mayor tamaño que los anteriores (Currie, 1995, pág. 589). Un DSDI de 0.91-0.96 es similar a los de los dro-

meosaurinos *Dromaeosaurus* Matthew y Brown (DSDI=0,94, calculado a partir de las medidas de Currie, 1995, pág. 585) y *Utahraptor* Kirkland, Burge y Gaston (DSDI=0,85-1, calculado a partir de las medidas de Kirkland *et al.*, 1993, p. 7), pero se desconoce el valor de este índice en muchas familias de terópodos (por ejemplo un diente del posible ceratosaurio *Liliensternus* Welles tiene un DSDI de 0,8 (calculado a partir de las medidas de Cuny y Galton, 1993), y el alosáurido *Acrocanthosaurus* Stowall y Langston 0,71-1 [calculado a partir de las medidas de Currie y Carpenter, 2000]).

GA00/CL/14 no presenta ninguna sinapomorfía clara que permita determinarlo a nivel familiar, por lo que se asigna simplemente a Theropoda indet.

Tetanurae Gauthier, 1986
Coelurosauria Huene, 1914
Coelurosauria indet.
Fig. 1, D-G, Tabla 1

MATERIAL: un diente (MPZ01/98) del yacimiento de Las Cerradicas 2, depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza.

DESCRIPCIÓN: el diente está fracturado y sólo se ha conservado la mitad distal. No obstante puede observarse que se curva distalmente, por lo que el margen distal es cóncavo (Fig. 1D). Debido a la rotura no puede observarse algunas de las características del diente, como forma de la sección, forma del margen mesial, pero si pueden tomarse algunas medidas (Tabla 1). La sección basal (Fig. 1E) era, sin ninguna duda, elíptica, más larga que ancha. MPZ01/98 es un diente comprimido labiolingualmente. La altura del diente es mayor que la longitud y ésta (no puede medirse debido a la rotura) sería mayor que la anchura (Tabla 1). Las caras labial y lingual son lisas. El margen distal presenta una carena relativamente afilada (Fig. 1F) y lisa, sin dentículos.

DISCUSIÓN: MPZ01/98 se ha identificado como perteneciente a un terópodo por su compresión labiolingual y su curvatura distal.

Varios terópodos presentan dientes con márgenes sin dentículos: los espinosáuridos, el ornitomimosaurio *Pelecanimimus* Pérez-Moreno, Sanz, Buscalioni, Moratalla, Ortega y Rasskin-Gutman, el coelurosaurio de afinidades inciertas *Euronychodon* Antunes y Sigogneau-Russell, el troodontido *Byronosaurus* Norell, Makovicky y Clark, y algunas aves mesozoicas (véanse

discusión y referencias más abajo). Todos los terópodos mencionados, excepto los espinosáuridos, pertenecen al clado Coelurosauria.

Los espinosáuridos tienen dientes que no se curvan distalmente, de sección subcircular, y ornamentación con estrías longitudinales (Ruiz-Omeñaca *et al.*, 1998), diferenciándose claramente de MPZ01/98, con sección elíptica, curvatura distal y ausencia de ornamentación, por lo que pensamos que MPZ01/98 es un Coelurosauria.

Entre los coelurosaurios, MPZ01/98 se diferencia de *Euronychodon*, que presenta crestas longitudinales sobre la cara lingual (Csiki y Grigorescu, 1998), y se parece a los dientes del ornitomimosaurio *Pelecanimimus*, pequeños y con márgenes carenados pero sin dentículos (Pérez-Moreno *et al.*, 1994), a los del troodontido *Byronosaurus* (Norell *et al.*, 2000) y a los de algunas aves con dientes con carenas lisas como *Mononykus* Perle, Norell, Chiappe y Clark (Chiappe *et al.*, 1996). No obstante, como MPZ01/98 está incompleto y no permite comparaciones más precisas, lo asignamos a Coelurosauria indet.

Conclusiones

Se describen por primera vez dientes de terópodo en la Formación Villar del Arzobispo, que indican la presencia de dos taxones diferentes: un terópodo de tamaño mediano (Theropoda indet.) en Cuesta Lonsal (Tithónico), y un coelurosaurio de pequeño tamaño (Coelurosauria indet.) en Las Cerradicas 2 (Berriasiense), ambos en Galve. El diente de Cuesta Lonsal representa además el primer resto directo de terópodo en el Jurásico de la Cordillera Ibérica.

Agradecimientos

La excavación del yacimiento Cuesta Lonsal ha sido realizada por la empresa Paleoymás y financiada por el Gobierno de Aragón. Agradecemos a los Drs. José Ignacio Canudo y José Luis Sanz la revisión crítica del manuscrito.

Bibliografía

Azuma, Y. and Currie P. J. 2000. A new carnosaur (Dinosauria: Theropoda) from the lower Cretaceous of Japan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, 1735-1753.

- Barco J. L. 1999. Proximal cervical vertebra of a new big sauropod (Saurischia) from the Tithonian-Berriasian (Jurassic-Cretaceous transition) of Galve (Teruel, Spain). *IV European Workshop on Vertebrate Palaeontology*, Albarracín, 20-21.
- Buscalioni, A. D., Gasparini, Z., Pérez-Moreno, B. P. and Sanz, J. L. 1997. Argentinian theropods: first morphological analysis on isolated teeth. *I European Workshop on Vertebrate Palaeontology. Geological Society of Denmark, On Line Series*, 1 (www.2dgg.dk/online/online01.htm).
- Chiappe, L., Norell, M. A. and Clark, J. M. 1996. Phylogenetic position of *Mononykus* (Aves: Alvarezsauridae) from the Late Cretaceous of Gobi desert. *Memoirs of the Queensland Museum*, **39**(3), 557-582.
- Cuenca-Bescós, G., Canudo, J. I. y Ruiz-Omeñaca, J. I. 1997. Dinosaurios del tránsito Jurásico-Cretácico en Aragón. In *V Jornadas Aragonesas de Paleontología «Vida y ambientes del Jurásico». Homenaje científico a la Prof. Asunción Linares*. (Eds. J. A. Gámez Vintaned y E. Liñán). Institución «Fernando el Católico», Zaragoza, 193-221.
- Csiki, Z. and Grigorescu, D. 1998. Small theropods from the Late Cretaceous of the Hateg Basin (western Romania)- An unsuspected diversity at the top of the food chain. *Orictos*, **1**, 87-104.
- Cuny, G. and Galton, P. M. 1993. Revision of the Airel theropod dinosaur from the Triassic-Jurassic boundary (Normandy, France). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **187**(3), 261-288.
- Currie, P. J. 1995. New information on the anatomy and relationships of *Dromaeosaurus albertensis* (Dinosauria: Theropoda). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **15**(3), 576-591.
- Currie, P. J. and Carpenter, K. 2000. A new specimen of *Acrocanthosaurus atokensis* (Theropoda, Dinosauria) from the Lower Cretaceous Antlers Formation (Lower Cretaceous, Aptian) of Oklahoma, USA. *Geodiversitas*, **22**(2), 207-246.
- Kirkland, J. I., Burge, D. and Gaston, R. 1993. A large dromaeosaur (Theropoda) from the Lower Cretaceous of eastern Utah. *Hunteria*, **2**, 2-16.
- Martínez, R., García-Ramos, J. C., Piñuela, L., Lires, J., Luna, M. y Veigas, D. 2000. Dientes de Theropoda (Dinosauria: Saurischia) del Jurásico Superior de Asturias, España. *I Congreso Ibérico de Paleontología/ XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, 109-110.
- Norell, M., Makovicky, P. J. and Clark, J. M. 2000. A new troodontid theropod from Ukhaa Tolgod, Mongolia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **20**(1), 7-11.

- Pérez-Moreno, B., Sanz, J. L., Buscalioni, A. D., Moratalla, J. J., Ortega, F. and Rasskin-Gutman, D. 1994. A unique multitoothed ornithomimosaur dinosaur from the Lower Cretaceous of Spain. *Nature*, **370**, 363-367.
- Rauhut, O. W. M. and Werner, C. 1995. First record of the family Dromeosauridae (Dinosauria: Theropoda) in the Cretaceous of Gondwana (Wadi Milk Formation, northern Sudan). *Paläontologische Zeitschrift*, **69** (3/4), 475-489.
- Ruiz-Omenaca, J. I., Canudo, J. I. y Cuenca Bescós, G. 1998. Primera cita de dinosaurios barinonícos (Saurischia: Theropoda) en el Barremiense superior (Cretácico Inferior) de Vallipón (Castellote, Teruel). *Mas de las Matas*, **17**, 201-223.
- Sereno, P. C., Forster, C. A., Rogers, R. R. and Monetta, A. M. 1994. Primitive dinosaur skeleton from Argentina and the early evolution of Dinosauria. *Nature*, **361**, 64-66.

Primeros restos postcraneales de terópodo (Dinosauria, Saurischia) en la Formación Villar del Arzobispo (Tithónico-Berriasiense): Un centro vertebral caudal del yacimiento Carretera (Galve, Teruel)

J. L. BARCO¹ y J. I. RUIZ-OMENACA¹

Abstract A proximal caudal centrum of a theropod dinosaur from Carretera locality (Galve, Teruel province, Spain), situated in the Villar del Arzobispo Formation (Tithonian-Berriasian), is described. This vertebra, assigned to Theropoda indet., means the first direct postcranial theropod remain found in this formation.

Key words: Theropoda, Villar del Arzobispo Formation, Tithonian-Berriasian, Galve.

Palabras clave: Theropoda, Formación Villar del Arzobispo, Tithónico-Berriasiense, Galve.

Introducción

Los yacimientos con restos de vertebrados fósiles son relativamente abundantes en los sedimentos continentales y de transición del interva-

¹ Área de Paleontología, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jlbarco@posta.unizar.es; jiruiz@posta.unizar.es. Paleoymás, S.L.L. C/ Ntra. Sra. del Salz, 4, 50017 Zaragoza.

lo Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Tithónico-Barremiense) de Galve (Teruel) (Canudo *et al.*, 1997). Los restos directos de terópodos son relativamente abundantes, habiéndose identificado seis tipos diferentes de Dromeosauridae indet., tres tipos de Theropoda indet. y un «paroncodóntido», todos ellos en las formaciones Castellar (Hauteriviense superior-Barremiense inferior) y Camarillas (Barremiense inferior) (Ruiz-Omeñaca *et al.* 1998).

En la formación Villar del Arzobispo (Tithónico-Berriasiense) se conocen abundantes yacimientos de dinosaurios, tanto en Galve como en otras localidades de la Cordillera Ibérica (Cuenca-Bescós, 1997; Casanovas Cladellas, 1999), aunque no se han citado hasta el momento restos directos de terópodos. El objetivo de este trabajo es la descripción e interpretación de un centro vertebral asignado a este grupo.

Situación geográfica y geológica

El yacimiento Carretera se sitúa junto a la carretera de acceso a Galve, en un nivel de arcillas con restos de quelonios y saurópodos, en la parte media de la Formación Villar del Arzobispo (Cuenca-Bescós *et al.*, 1997).

Esta formación, cuyo depósito ha sido identificado como perteneciente a facies submareales, intermareales y supramareales, representa a la secuencia Tithónico-Berriasiense y es el paso gradual entre las facies de plataforma somera de la Formación Higuieruelas, sobre las que se superpone, hacia medios más continentales (Canudo *et al.*, 1997). La base de la formación Villar del Arzobispo está bien datada como Jurásico Superior, y aunque el techo podría pertenecer al Cretácico, no es posible por el momento situar el límite de forma fidedigna (ver discusión en Cuenca-Bescós *et al.*, 1997). El yacimiento Carretera, al situarse en la parte media de ésta formación, podría ser por tanto Jurásico o Cretácico, prefiriendo referirnos a su edad como Tithónico-Berriasiense.

Sistemática

Dinosauria Owen, 1842.
Saurischia Seeley, 1888.

Theropoda Marsh, 1881.

Theropoda indet.

(Lámina 1, Tabla 1)

Material: Un centro vertebral caudal (MPZ 01/ 97) del yacimiento de Carretera, Galve, depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza

Descripción: MPZ 01/ 97 es un centro vertebral erosionado latero-ventralmente en su cara articular anterior, y ligeramente erosionado en los bordes de su cara articular posterior. No presenta pleurocelos, ni procesos transversos. Tampoco se observa ninguna faceta de articulación de costillas ni chevrones.

MPZ 01/ 97 es anficélico, con las caras articulares ligeramente cóncavas, aunque, a pesar de estar erosionada, la anterior parece ser más profunda y presenta un borde fuertemente marcado. El centro presenta forma de «carrete», alargado longitudinalmente, comprimido lateromedialmente y con ambas caras articulares más expandidas dorsoventral que lateromedialmente, siendo mayor la diferencia en la cara posterior. La compresión lateral provoca la formación de una quilla ventral poco desarrollada, que divide al centro vertebral en dos partes ligeramente asimétricas, debido posiblemente a una deformación fosildiagenética. La cara ventral presenta, en vista lateral, una concavidad poco pronunciada y los márgenes de las caras articulares se sitúan a la misma altura. Dorsalmente, se observa la base de los pedicelos neurales, que recorren la totalidad de la longitud del centro vertebral y aparecen fracturados, lo cual indica que el arco neural estaba fusionado. El canal neural presente entre ambos pedicelos neurales es más amplio en las regiones articulares del centro vertebral estrechándose fuertemente y de forma gradual hacia la región media.

Comparación y discusión: La morfología de «carrete» que presenta MPZ 01/ 97 es típica de las vértebras de terópodo (Hasewaga, 1999). A pesar de carecer de pleurocelos, la ausencia de facetas para los chevrones podría sugerir que MPZ01/97 es una vértebra dorsal, ya que las dorsales de algunos terópodos carecen por completo de pleurocelos en los centros vertebrales como es el caso de las dorsales medias de *Yangchuanosaurus* Dong, Chang, Li y Zhou, las dorsales medias y posteriores de *Allosaurus* Marsh y los ornitomímidos, y las dorsales posteriores de *Alxasaurus* Russell y Dong (Therizinosauroida) y los troodontidos (Russell y Dong, 1993). Sin embargo la ausencia de facetas para los chev-

Longitud máxima	50
Anchura de la cara articular anterior	35.5 *
Altura de la cara articular anterior	41 *
Anchura de la cara articular posterior	32 *
Altura de la cara articular posterior	40 *
Anchura mínima del centro vertebral	17.5 *
Máxima anchura del canal neural	11
Mínima anchura del canal neural	1,5
Anchura de los pedicelos del arco neural en mitad del centro	13,5

Tabla 1. Medidas principales de MPZ01/97, en mm. *: medida estimada.

nes puede deberse a la erosión del margen inferior de las caras articulares o, más probablemente, a que se trate de una vértebra caudal proximal, lo que parece confirmarse por la existencia de quilla ventral, la escasa concavidad de las caras articulares (Schulp *et al.*, 2000) y la estrechez del canal neural en la zona media del cuerpo vertebral. Según Makovicky (1997), los terópodos presentan generalmente centros caudales anteriores con mayor expansión dorsoventral que lateromedial, lo que está de acuerdo con la interpretación de MPZ01/97 como un centro caudal anterior.

La posición taxonómica de MPZ01/97 resulta incierta, si bien es posible descartar a algunos grupos y hacer algunas consideraciones. Los dinosaurios terópodos jurásicos y cretácicos pertenecen a dos grandes clados que divergen en el Triásico terminal: Ceratosauria y Tetanurae (Serenó *et al.*, 1994). Las vértebras caudales anteriores de *Ceratosaurus* Marsh, *Coelophysis* Cope, y *Syntarsus* Raath, presentan un marcado surco ventral y, aunque no está muy clara la distribución de este carácter a lo largo del grupo, bien puede ser considerado una sinapomorfía de Ceratosauria (Rowe y Gauthier, 1990), por tanto la ausencia de surco ventral en MPZ01/97, indica que podría incluirse en Tetanurae. Dentro de los tetanuros, el surco ventral, descrito en ocasiones como doble quilla, haciendo referencia a los bordes del surco, está presente en Carnosauria, Ornithomimosauria, Oviraptoridae y Dromaeosauridae (Azuma y Currie, 2000), aunque este carácter no parece ser homogéneo a lo largo de toda la serie caudal proximal en los tetanuros citados. Al desconocer también la posición que MPZ01/97 ocupa en la serie caudal, no es posible descartar definitivamente a estos grupos, en base a este carácter.

MPZ01/97 se diferencia de la mayoría de Oviraptoridae, con pleurocelos en los centros caudales proximales (Russell y Dong, 1993); de Dromaeosauridae y Troodontidae, con centros caudales proximales «en forma de caja» (Sues, 1997); de la gran mayoría de Carnosauria, que al igual que *Allosaurus* presenta centros vertebrales caudales proximales relativamente cortos en comparación con su longitud dorsoventral, con las caras articulares más redondeadas y mayor concavidad de la cara ventral (e.g. Madsen, 1976); y de *Baryonyx* Charig y Milner y otros Spinosaurioidea (Charig y Milner, 1997), con vértebras caudales anteriores muy comprimidas lateromedialmente, por lo que se descarta definitivamente su asignación a estos grupos. Por otro lado, su morfología en vista lateral y posterior recuerda a las vértebras caudales anteriores de ornitómimidos como *Ornithomimus* Marsh (Gilmore, 1920, fig. 68) o *Gallimimus* Osmólska, Roniewicz y Barsbold (Barsbold y Osmólska, 1990, fig. 8.2 k), coelurosaurios como *Coelurus* Marsh (Ostrom, 1980, fig. 14.1.2), o a otros tetanuros como *Bagarataa* Osmólska (Osmólska, 1996, fig. 6), aunque por el momento preferimos esperar a disponer de nuevos materiales para realizar una identificación más concreta, y MPZ01/97 se asigna a Theropoda indet.

Conclusiones

Aunque se conocían abundantes restos de dinosaurios procedentes de la Formación Villar del Arzobispo, los restos directos de dinosaurios terópodos eran inexistentes hasta el momento. El hallazgo en el yacimiento Carretera de Galve, de un centro vertebral caudal, asignado a Theropoda indet., representa los primeros restos postcraneales de este grupo de dinosaurios en las facies transicionales de la formación Villar del Arzobispo.

Agradecimientos

La empresa Paleomás prestó apoyo logístico en los trabajos de campo. La Dra. Zarela Herrera (Servicio de Fotografía Paleontológica de la Universidad de Zaragoza), realizó las fotografías del material. Agradecemos a los Drs. José Ignacio Canudo y José Luis Sanz la lectura crítica del manuscrito.

Bibliografía

- Azuma, Y. and Currie P. J. 2000. A new carnosaur (Dinosauria: Theropoda) from the lower Cretaceous of Japan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, 1735-1753.
- Barsbold, R. and Osmolka, H. 1990. Ornithomimosauria: In *The Dinosauria* (Eds. D.B. Weishampel, P. Dodson and H. Osmolka), University of California Press, 225-244.
- Canudo J. I., Cuenca-Bescós, G., Ruiz-Omeñaca, J.I. y Soria, A.R. Registro fósil de vertebrados en el tránsito Jurásico-Cretácico de Galve (Teruel). *Revista Academia de Ciencias de Zaragoza*, **51**, 221-236.
- Casanovas-Cladellas, M. L., Santafé-Llopis, J. V., Santisteban-Bové, C. y Perea-Suberbiola, X. 1999. Estegosaurios (Dinosauria) del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Comarca de los Serranos (Valencia, España). *Revista Española de Paleontología*, N.º extr. Homenaje al Prof. J. Truysols, 57-63.
- Cuenca-Bescós, G., Canudo, J. I. y Ruiz-Omeñaca, J. I. 1997. Dinosaurios del tránsito Jurásico-Cretácico en Aragón. In *V Jornadas Aragonesas de Paleontología «Vida y ambientes del Jurásico». Homenaje científico a la Prof. Asunción Linares*. (Eds. J. A. Gámez Vintaned y E. Liñán). Institución «Fernando el Católico», Zaragoza, 193-221.
- Charig, A. J. and Milner, A. C., 1997. *Baryonyx walkeri*, a fish-eating dinosaur from the Wealden of Surrey. *Bulletin of the Natural History Museum, Geology Series*, **53** (1), 11-70.
- Gilmore, C. W. 1920. Osteology of the carnivorous Dinosauria in The United States National Museum, with special reference to the genera *Antrodemus* (*Allosaurus*) and *Ceratosaurus*. *United States National Museum Bulletin*, **110**, 1-159.
- Hasegawa, Y., Manabe, M., Kase, T., Nakajima, S. and Takakuwa, Y. 1999. An ornithomimid vertebra from the Early Cretaceous Sebayashi Formation, Sanchu Terrane, Gunma Prefecture, Japan. *Gunma Prefectural Natural History Museum Research Report*, **3**, 1-6.
- Madsen, J. H., 1976. *Allosaurus fragilis*: a revised osteology. *Utah Geological and Mineral Survey Bulletin*, **109**, 1-163.
- Makovicky, P., 1997. Postcranial axial skeleton, comparative anatomy. pp: 579-590. In *Encyclopedia of Dinosaurs* (Eds. P. J. Currie and K. Padian), Academic press, 579-590.

- Osmolka, H., 1996. An unusual theropod dinosaur from the Late Cretaceous Nemegt Formation of Mongolia. *Acta Paleontologica Polonica*, **41** (1), 1-38.
- Ostrom, J. H., 1980. *Coelurus* and *Ornitholestes*: are they the same? In *Aspects of Vertebrate History* (Ed. L. Jacobs), Museum of North Arizona Press, 245-256.
- Rowe, T. and Gauthier, J. 1990. Ceratosauria. In *The Dinosauria* (Eds. D. B. Weishampel, P. Dodson and H. Osmolka), University of California Press, 151-168.
- Russell, D. A. and Dong, Z., 1993. The affinities of a new theropod from the Alxa Desert, Inner Mongolia, People's Republic of China. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**, 2107-2127.
- Ruiz-Omeñaca, J. I., Canudo, J. I., Cuenca-Bescós, G. and Amo, O. 1998. Theropod teeth from the Lower Cretaceous of Galve (Teruel, Spain). *Third European Workshop on Vertebrate Palaeontology*, Maastricht, 62-63.
- Schulp, A., Hanna, S. S., Hartman, A. F. and Jagt, J. W. M., 2000. A Late Cretaceous theropod caudal vertebra from the Sultanate of Oman. *Cretaceous Research*, **21**, 851-856.
- Sereno, P. C., Wilson, J. A., Larsson, H. C. E., Dutheil, D. B. and Sues, H. D., 1994. Early Cretaceous dinosaurs from the Sahara. *Science*, **266**, 267-271.
- Sues, H. D. 1997. On *Chirostenotes*, a Late Cretaceous oviraptorosaur (Dinosauria, Theropoda) from western North America. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **17** (4), 698-716.

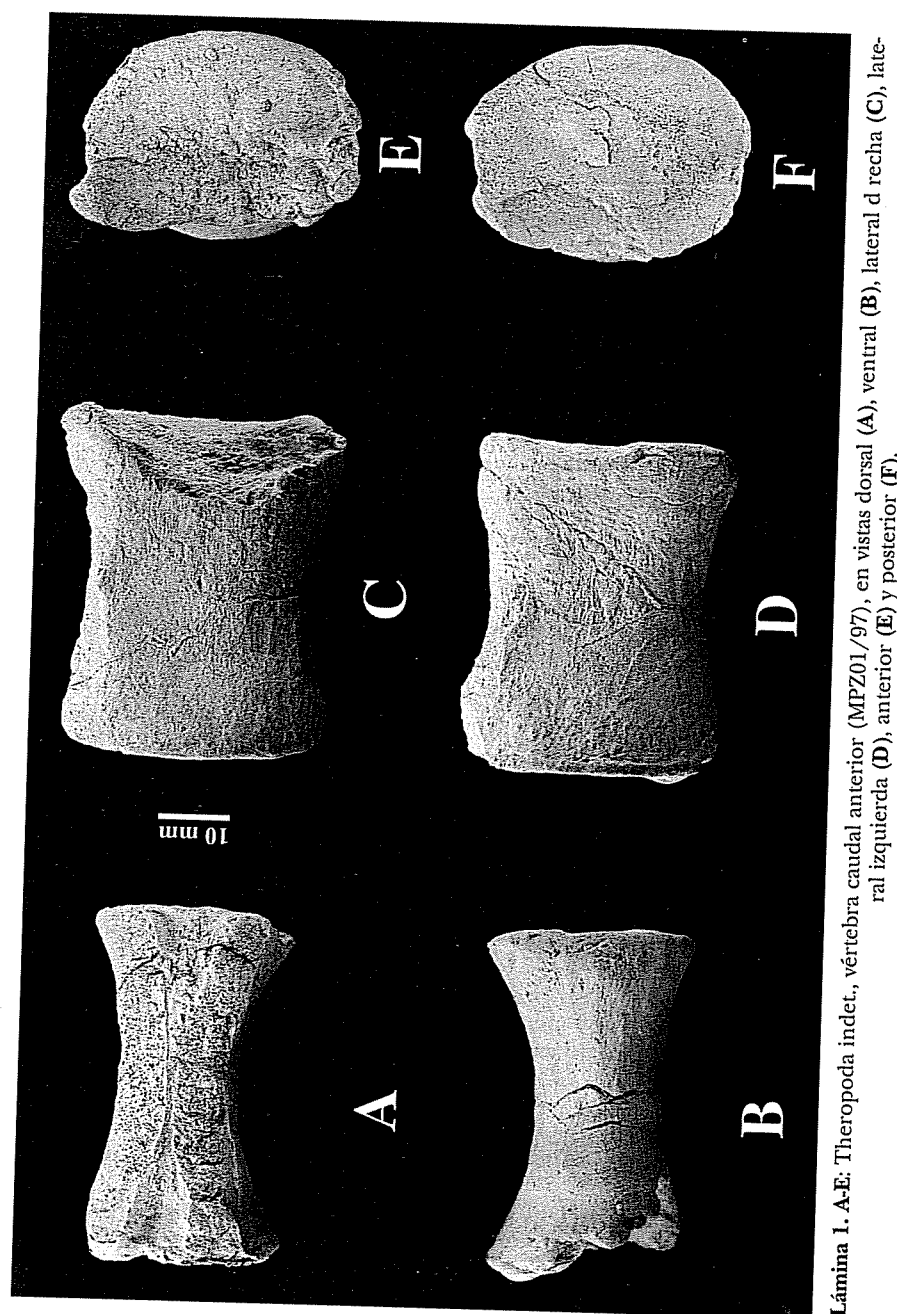


Lámina 1. A-E: Theropoda indet., vértebra caudal anterior (MPZ01/97), en vistas dorsal (A), ventral (B), lateral d recta (C), lateral izquierda (D), anterior (E) y posterior (F).

Descripcion de un fragmento proximal de fémur de Titanosauridae (Dinosauria, Sauropoda) del Maastrichtiense superior de Serraduy (Huesca)

J. I. CANUDO¹

Abstract A proximal part of a left femur discovered in the Tremp formation, near Serraduy (south-central Pyrenees, Huesca) is described. The fossiliferous level is Latest Maastrichtian in age. The prominent lateral bulge, below the great trochanter, is an synapomorphy of Titanosauriformes and this character is present in Serraduy femur. This femur belongs to the Titanosauridae clade and is one of the largest representants of the group that survived into the Late Maastrichtian in Western Europe.

Key words: Dinosauria, Sauropoda, K/T boundary, Pyrenees, Tremp Formation

Palabras clave: Dinosauria, Sauropoda, Límite Cretácico-Terciario, Pirineos, Formación Tremp

¹ Museo Paleontológico. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. jicanudo@posta.unizar.es

Introducción

El límite Cretácico - Terciario es una de las líneas de investigación en geología que más polémica ha provocado. La relación entre un impacto meteorítico y la extinción de los dinosaurios ha pasado del mundo científico a la cultura popular. Sin embargo contrastar esta hipótesis choca con una dificultad: la escasez de registro fósil de dinosaurios en el Maastrichtiense superior a nivel mundial. Esta ausencia de datos dificulta relacionar causa y efecto entre el patrón de extinción de los dinosaurios y el evento del límite. Hay bastantes lagunas en el conocimiento de la diversidad en la parte final del Maastrichtiense, y por tanto en qué medida fueron afectados (si lo fueron) por el evento. Una de las áreas donde podemos aportar información para conocer esta diversidad finicretácica es el norte de la provincia de Huesca, donde recientemente se han comenzado a encontrar un prometedor registro de dinosaurios del final del Cretácico (López Martínez *et al.*, 2001).

Los titanosáuridos son los «saurópodos» del Cretácico superior (Salgado *et al.*, 1997), siendo abundantes en los sedimentos del Campaniense y el Maastrichtiense inferior europeo. Como ejemplo se puede citar dos yacimientos del Pirineo español, uno es la extraordinaria acumulación de huevos de dinosaurios de la Cuenca de Tremp (Sanz *et al.*, 1995), y el yacimiento de Fumanya, con cientos de icnitas saurópodos (Schulp y Broks, 1999). Se han descrito tres especies de saurópodos en el final del Cretácico: *Magyarosaurus dacus* Nopcsa, en Rumania; *Lirainosaurus astibiae* Sanz, Powell, Le Loeuff, Martínez y Pereda-Suberbiola, en el Condado de Treviño (Burgos) y *Ampelosaurus atacis* Le Loeuff, en el sur de Francia. Pero no serían los únicos saurópodos, ya que se han encontrado restos fragmentarios de otros titanosáuridos de gran tamaño que no pueden asignarse a las especies conocidas (Masriera y Ullastre, 1988; Casanovas-Cladellas *et al.*, 1995; Pereda Suberbiola *et al.*, 1999). Algunos de estos restos se han incluido en *Hypselosaurus priscus* Matheron, que actualmente es un *nomen dubium* (Le Loeuff, 1993).

Tradicionalmente se han datado muchos yacimientos de los Pirineos como Maastrichtiense, incluso como Maastrichtiense superior, sin embargo todos los yacimientos que contienen restos de saurópodos serían Campaniense o Maastrichtiense inferior (ver discusión en López Martínez *et al.*, 2001). Los saurópodos son los grandes herbívoros más abundantes en el Campaniense - Maastrichtiense inferior

del sur de Europa. Coincidiendo con el tránsito Maastrichtiense superior se produce un relevo faunístico, con la desaparición de los saurópodos y su reemplazamiento por los hadrosáuridos. (Le Loeuff, 1998).

En este trabajo se describe el extremo proximal de un fémur recogido en unas arcillas margosas grises de la base de la Formación Tremp, cerca de Serraduy (Huesca). Corresponde con la parte superior de la Secuencia Aren 4 datada como Maastrichtiense superior, correlacionada con la parte más alta de la biozona *Abathomphalus mayaroensis* (López Martínez *et al.*, 2001). El material ha quedado depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza (MPZ). La localización exacta del yacimiento puede consultarse en la Carta Paleontológica de Aragón (Servicio de Patrimonio de la Diputación General de Aragón).

Descripción

MPZ 99/143 es un fragmento proximal de fémur izquierdo. La cabeza articular en vista anterior y la parte proximal de la diáfisis con el trocánter mayor están ligeramente erosionadas (Fig. 1). El fémur es robusto con un interior esponjoso y sin oquedades. La cabeza articular se encuentra más expandida lateromedial que anteroposteriormente. El trocánter mayor está situado ligeramente más bajo que la cabeza articular, existiendo un suave surco entre ellos. La cabeza articular está aplastada anteroposteriormente, y poco individualizada, no habiendo un punto determinado donde termina la cabeza articular y comienza la diáfisis. La sección de la diáfisis en su parte más proximal es ovalada, más aguda hacia lateral. Esta marcada excentricidad tiene el eje más largo orientado mediolateralmente. Tiene una comba lateral bien desarrollada, con su final anterior que no termina en el trocánter mayor. El intervalo que se encuentra entre el final anterior de la comba y el trocánter se encuentra distintivamente inclinado hacia el lado medial. En la zona de unión de la comba lateral con la diáfisis, ésta se estrecha lo que hace que la estructura comba lateral se prolongue en la diáfisis. Se conserva el extremo proximal del cuarto trocánter bastante deteriorado. Se encuentra en posición postero-medial, desconociendo si llega a situarse medialmente. Aparentemente está bien desarrollado. Las medidas de MPZ 99/143 se presentan en la Tabla 1.

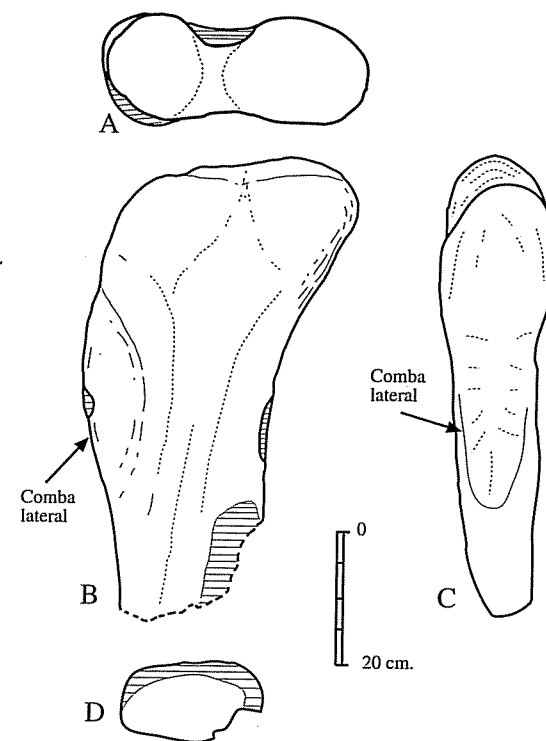


Figura 1. Fémur de Serraduy (MPZ - 99/143). Dibujo realizado a partir de fotografía. Las áreas rayadas son partes erosionadas. Vistas: A) Proximal. B) Posterior. C) Lateral D) Sección de la diáfisis en el extremo distal conservado.

Discusión

En los fémures de los saurópodos el desarrollo de una comba lateral que sea el 30% de la anchura mínima de la diáfisis (3,33) es un carácter diagnóstico de los Titanosauriformes. Este grupo incluye a braquiosáuridos y titanosáuridos en sentido amplio (Salgado *et al.*, 1997). El fémur MPZ 99/143 tiene un valor del índice de Salgado y colaboradores de menos de 3.30, por tanto pertenece a un saurópodo titanosauriforme. Una manera de diferenciar braquiosáuridos de titanosáuridos es midiendo la excentricidad del fémur. Wilson y Carrano (1999) muestran como una serie de cambios morfológicos en varios de los huesos de los titanosáuridos respecto a los braquiosáuridos, traen como consecuencia una mayor an-

1. Anchura lateromedial máxima del extremo proximal	354
2. Anchura anteroposterior máxima de la cabeza articular *	>127
3. Anchura lateromedial de la cabeza articular	177
4. Anchura anteroposterior máxima del trocánter mayor	129
5. Anchura lateromedial máxima del trocánter mayor	227
6. Longitud entre el trocánter mayor y el extremo proximal de la cabeza articular	542
7. Longitud proximo - distal de la comba lateral	30
8. Anchura lateromedial de la comba lateral (de Salgado <i>et al.</i> , 1997)	68
9. Máxima anchura lateromedial de la comba lateral	96
10. Anchura anteroposterior en el área proximal del cuarto trocánter	130
11. Anchura lateromedial en el área proximal del cuarto trocánter	234
12. Excentricidad de la diáfisis del fémur (Wilson and Carrano, 1999)	>1.72
13. Desarrollo de la comba lateral (Salgado <i>et al.</i> , 1997)	< 3.30

Tabla 1. Medidas en milímetros del fragmento proximal del fémur MPZ-99/143. La excentricidad es un valor mínimo, ya que esta medida se tiene que obtener en el punto de circunferencia mínima de la diáfisis, que no se conserva en el saurópodo de Serraduy. El índice del desarrollo de la comba lateral se obtiene comparándolo con la circunferencia mínima de la diáfisis. Como esta parte no se conserva, se ha medido la anchura anteroposterior en el cuarto trocánter. Por tanto, el valor obtenido es un valor máximo, máximo, y la excentricidad será algo menor. *: El lado anteroposterior de la cabeza articular está parcialmente erosionada.

chura del paso al caminar. Uno de esos cambios es la excentricidad del fémur, índice obtenido entre la máxima anchura lateromedial y máxima anchura anteroposterior medidas en donde la diáfisis alcanza su menor diámetro. Estos autores dan un valor promedio de 1.85 para la excentricidad del fémur de los titanosáuridos, mientras que en el resto de los saurópodos es de 1.50. MPZ 99/143 tiene un valor mayor de 1.72, lo que indica que es un titanosáurido (Canudo *et al.*, 1999).

Más complicado supone asignar MPZ 99/143 a alguno de los taxones conocidos. Los géneros *Lirainosaurus* (Sanz *et al.*, 1999) y *Magyarosaurus* (Jianu y Weishampel 1999) tienen los fémures distintivamente más pequeños, y más gráciles que MPZ 99/143. El fémur de *Magyarosaurus* presenta la cabeza articular mejor definida. El fémur de *Lirainosaurus* tiene una diferencia significativa de altura entre el extremo anterior de la cabeza articular y el trocánter mayor (mayor proyección anterior de la cabeza articular), sin embargo en MPZ 99/143 esta diferencia es menor. Esto se visualiza que la cabeza articular de *Lirainosaurus* está mejor definida y más proyectada anteriormente que la del MPZ 99/143. En vista anterior/posterior el fémur de *Ampelosaurus atacis* (Le Loeuff, 1992; Buffetaut, 1995) tiene una aparente similitud morfológica con MPZ 99/143, se diferencia en que la comba lateral de *Ampelosaurus* comienza en el trocánter mayor, sin embargo la comba lateral en MPZ 99/143 no comienza coincidiendo con el trocánter mayor, ya que hay un distintivo intervalo, que se encuentra inclinado medialmente. Si lo comparamos con otros fémures de titanosáuridos del Campaniense superior-Maastrichtiense inferior, se diferencia del fémur de *Saltasaurus loricatus* Powell, 1992 de Argentina por tener el MPZ 99/123 un mayor desarrollo del cuarto trocánter y una menor proyección anterior de la cabeza articular. El fémur de *Opisthocoelicaudia skarzynskii* Borsuk - Bialynicka, 1977 de Mongolia tiene el cuarto trocánter en posición más posterior y la comba lateral tiene un menor desarrollo. Con el material que actualmente se dispone, el fémur de Serraduy se asigna provisionalmente a Titanosauridae indet.

Conclusiones

Al final del Maastrichtiense había al menos un gran Titanosauridae en lo que hoy son los Pirineos representado por un fragmento proximal de fémur encontrado en Serraduy (Huesca). Este descubrimiento implica por una parte que los titanosáuridos no se extinguen en Europa en la crisis del Maastrichtiense inferior - superior como se había su-

puesto. Por otra que los saurópodos se extinguen en el área de los Pirineos muy cerca o coincidiendo con el límite Cretácico - Terciario.

Agradecimientos

El Doctor Lluís Ardévol encontró el fósil. El Servicio de Patrimonio de la Diputación General de Aragón subvenciona los estudios de los dinosaurios de la Universidad de Zaragoza.

Bibliografía

- Borsuk-Bialynicka, M. 1977. A new camarasaurid sauropod *Opisthocoelicaudia skarzynskii* gen. n. sp. from the Upper Cretaceous of Mongolia. *Palaeontologia Polonica*, 37, 5-64.
- Buffetaut, E. 1995. *Dinosaures de France*. Ed. BRGM, 1-143.
- Canudo, J.I., Cuenca Bescos, G., Ardévol, Ll. and Lopez Martínez, N. 1999. The youngest sauropod of western Europe. *IV European workshop on Vertebrate Paleontology*, 30.
- Casanovas-Cladellas, M. L., Santafé-Llopis, J. V., Sanz, J. L. y Powell, J. E. 1995. Nuevos restos de dinosaurios (Titanosauria y Ornithopoda) en El Cretácico Superior de las Cuencas de Tremp y Della (Lleida, España). *Estudios Geológicos*, 5, 277-283.
- Jianu, C. M. and Weishampel, D. B. 1999. The smallest of the largest: a new look at possible dwarfing in sauropod dinosaurs. *Geologie en Mijnbouw*, 78, 335-343.
- Le Loeuff, J. 1993. European titanosaurids. *Revue de Paléobiologie*, 7, 105-117.
- Le Loeuff, J. 1995. *Ampelosaurus atacis* (nov. gen., nov. sp.), un nouveau Titanosauridae (Dinosauria, Sauropoda) du Crétacé supérieur de la Haute Vallée de l'Aude (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, IIa, 693-699.
- Le Loeuff, J. 1998. Les Dinosaures du Crétacé supérieur de l'île ibéro-armoricane. *1st International Meeting on Dinosaur Paleobiology*, 49-64.
- López Martínez, N., Canudo, J. I., Ardévol, Ll., Pereda Suberbiola, X., Orúe Etxebarria, X., Cuenca Bescós, G., Ruiz Omeñaca, J. I., Murelaga, X. and Feist, M. 2001. New dinosaur sites correlated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in the Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur extinction pattern in Europe. *Cretaceous Research*, 22, 41-61.

- Masriera, A. y Ullastre, J. 1988. Nuevos datos sobre las capas maestrichtienses con *Septorella*: su presencia al norte del Montsec (Pirineo catalán). *Acta Geológica Hispánica*, **23** (1), 71-77.
- Matheron, P. 1869. Note sur les reptiles des dépôts fluviolacustres crétacés du bassin à lignite de Fuveau. *Bulletin de la Société Géologique de France (sér. 2)*, **26**, 781-795.
- Nopcsa, F. 1915. Die Dinosaurier der siebengürigischen Landesteile Ungarns. *Mitteilungen Jahrbuch Ungar Geologische Reichsanst.*, **23**, 1-26.
- Pereda Suberbiola, X., Murelaga, X., Baceta, J. I., Corral, J.C., Badiola, A. y Astibia, H. 1999. Nuevos restos fósiles de vertebrados continentales en el Cretácico Superior de Álaba (Región Vasco-Cantábrica): sistemática y posición estratigráfica. *Geogaceta*, **26**, 79-82.
- Powell, J. E. 1992. Osteología de *Saltasaurus loricatus* (Sauropoda-Titanosauridae) del Cretácico Superior del Noroeste argentino. In: *Los Dinosaurios y su entorno biológico*. Actas del segundo curso de paleontología en Cuenca. Eds. J. L. Sanz y A. D. Buscalioni, 166-230.
- Salgado, L., Coria, R. A. and Calvo, J. O. 1997. Evolution of titanosaurid sauropods. I Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana*, **34** (1), 3-32.
- Sanz, J. L., Moratalla, J. J., Díaz-Molina, M., López-Martínez, N., Kálin, O. and Vianey-Liaud, M. 1995. Dinosaur nests at the sea shore. *Nature*, **376**, 731-732.
- Sanz, J. L., Powell, J. E., Le Loeuff, J., Martínez, R. and Pereda-Suberbiola, X. 1999. Sauropod remains from the Upper Cretaceous of Laño (Northcentral Spain). Titanosaur phylogenetic relationships. *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava*, **14**, 235-255.
- Schulp, A. S. and Brokx, W. 1999. Maastrichtian sauropod footprints from the Fumanya site, Berguedà, Spain. *Ichnos*, **6** (4), 239-250.
- Wilson, J. A. and Carrano, M.T. 1999. Titanosaurs and the origin of «wide-gauge» trackways: a biomechanical and systematic perspectives on sauropod locomotion. *Revue de Paléobiologie*, **25** (2), 252-267.

Precisiones sobre la posición taxonómica de *Aragosaurus ischiaticus* (Dinosauria, Sauropoda)

J. I. CANUDO^{1, 2}, J. L. BARCO^{2, 3}, R., ROYO-TORRES^{2, 4}
Y J. I. RUIZ-OMENACA^{2, 3}

Abstract The sauropod dinosaur *Aragosaurus ischiaticus* was described on the basis of postcranial material and one tooth from the upper Hauterivian (Lower Cretaceous) of Galve (Teruel, Spain). It was originally referred to the Camarasauridae. However, the femur of *Aragosaurus* has a prominent lateral bulge below the greater trochanter, a diagnostic synapomorphy for Titanosauriformes and not present in Camarasauridae. Other characters support the referral of *Aragosaurus* to the Titanosauriformes as a basal member.

Key words: Sauropoda, Titanosauriformes, *Aragosaurus ischiaticus*, Hauterivian.

Palabras clave: Sauropoda, Titanosauriformes, *Aragosaurus ischiaticus*, Hauteriviense.

Introducción

Aragosaurus ischiaticus Sanz, Buscalioni, Casanovas y Santafé es un dinosaurio saurópodo representado por los restos de un único indivi-

¹ Museo Paleontológico. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. jicanudo@posta.unizar.es

² Departamento de Geología (Paleontología). Universidad de Zaragoza. c. Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza.

³ Paleoymas S.L.L., C/ Ntra. Sra. del Salz, 4, local, 50017, Zaragoza

⁴ Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel. Edificio Dinópolis, 44002 Teruel.

duo recuperados en el Hauteriviense superior (Cretácico inferior) de Galve (Teruel). La historia de su descubrimiento y estudio está resumida en Sanz *et al.* (1987) y Royo-Torres *et al.* (1999). En la descripción original, Sanz *et al.*, 1987 incluyen a *Aragosaurus* en Camarasauridae. El género más conocido y que indudablemente pertenece a esta familia es *Camarasaurus* Cope del Jurásico superior de Norteamérica (Madsen *et al.*, 1995). En el Cretácico se han incluido tentativamente otros géneros como *Opisthocoelecaudia* Borsuk-Bialynicka, o *Euhelopus* Wiman, pero revisiones posteriores los han ido situando en otras familias (Upchurch, 1998; Wilson y Sereno, 1998). El único género que se ha seguido incluyendo en Camarasauridae es *Aragosaurus* (Madsen *et al.*, 1995; Upchurch, 1997), y por tanto sería la evidencia de la presencia de esta familia en el Cretácico.

La clasificación supraespecífica de los saurópodos ha avanzado mucho en los últimos años, permitiendo situar mejor a estos dinosaurios. En este contexto, surge la siguiente pregunta ¿*Aragosaurus* es un camarasáurido? Para poder clarificar su posición taxonómica, se está haciendo un nuevo estudio basado en restos sin describir y nuevas interpretaciones del material anteriormente publicado. Esto nos permite discutir la posición taxonómica de *Aragosaurus* teniendo en cuenta recientes síntesis cladísticas (Salgado *et al.*, 1997; Upchurch, 1998; Wilson y Sereno, 1998; Wilson y Carrano, 1999) y contestar a la pregunta de si es un camarasáurido.

DIENTE. Sanz *et al.* (1987) incluyen un diente estudiado por Sanz (1982) en el holotipo de *Aragosaurus*. Este diente fue recogido por un aficionado local en un afloramiento cercano y en un nivel similar donde se encontraron los restos postcraneales (Sanz, 1982). Su forma es columnar (no se curva lingualmente), y apicalmente, la corona se estrecha tanto en sentido mesiodistal como en sentido labiolingual, adoptando una forma de «cono aplastado». Esta morfología coincide con la descrita por Calvo (1994) como dientes semejantes a un cono comprimido-cinzel, que son típicos de braquiosáuridos, como *Brachiosaurus* Riggs o *Astrodon* Leidy pero no tienen por qué ser exclusivos de esta familia. Estos dientes de tipo «braquiosáurido» son distintos morfológicamente de los camarasáuridos. Los dientes de *Camarasaurus* tienen en vista labial, la corona más ancha que la raíz, adoptando una forma típica en cuchara (Ostrom y McIntosh, 1966).

Además de la morfología general hay otras dos claras diferencias entre los dientes de tipo «braquiosáurido» y los de tipo «camarasáurido».

Los de *Camarasaurus* tienen un claro cóngulo (Ostrom y McIntosh, 1966), que no está presente en el diente atribuido a *Aragosaurus* (Sanz, 1982). La faceta de desgaste de los camarasáuridos es apical, ancha y subhorizontal y puede prolongarse por los bordes laterales, típica de una dentición con oclusión interdentada alternante (Calvo, 1994; Wilson y Sereno, 1998). Sin embargo los dientes de tipo «braquiosáurido» tienen las facetas de desgaste en ángulo elevado, lo que indica una oclusión distinta de la de los camarasáuridos (Calvo, 1994). El diente asignado a *Aragosaurus* tiene unas facetas de desgaste del tipo «braquiosáurido» (Fig. 1).

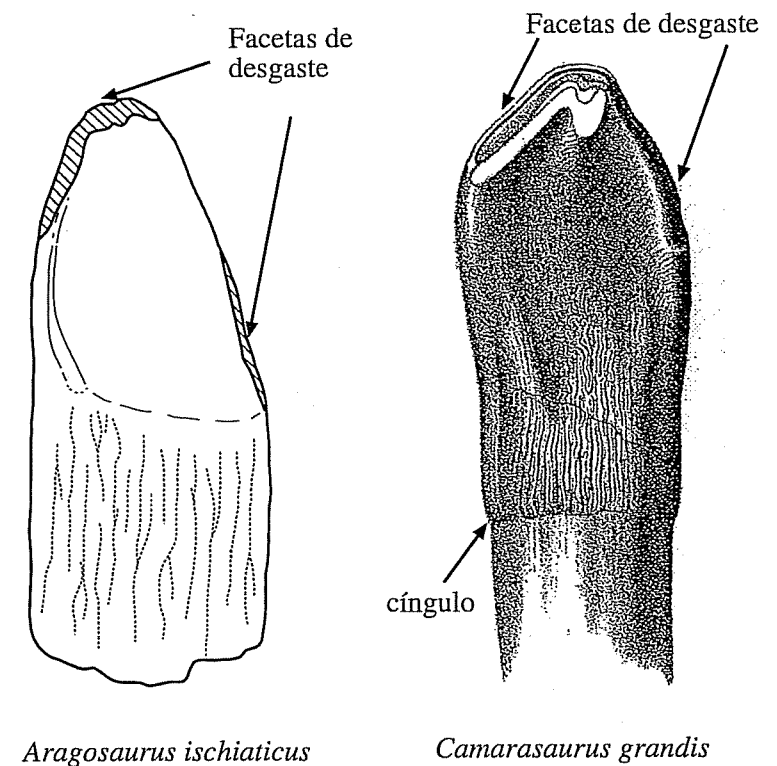


Figura 1. Comparación del diente asignado a *Aragosaurus ischiaticus* por Sanz *et al.* 1987 y *Camarasaurus grandis* (Ostrom y McIntosh, 1966) en vista lingual. Se han dibujado al mismo tamaño para favorecer la comparación.

PUBIS E ISQUIÓN. El pubis y el isquion de *Aragosaurus* han sido figurados y descritos por Sanz *et al.* (1987) y Royo - Torres *et al.* (1999). El gran desarrollo de la sínfisis pubo-isquiática de estos huesos nos permite incluirlos en el clado Camarasauromorpha de Salgado *et al.* (1997), o en el de *Camarasaurus* + Titanosauriformes de Wilson y Sereno (1998). El pubis y el isquion de *Aragosaurus* tienen prácticamente la misma longitud, lo que le excluye del clado Titanosauria (Salgado *et al.*, 1997; Royo - Torres *et al.*, 1999).

RELACIÓN HÚMERO/FÉMUR. En los saurópodos hay una tendencia al alargamiento de los miembros anteriores representado por la relación entre la longitud del húmero y el fémur (H/F). Aunque el valor de este carácter ha sido poco usado en las últimas clasificaciones cladísticas (Wilson y Sereno, 1998), es indudable que tiene importancia en la diferenciación familiar (McIntosh, 1990). Los máximos valores se dan en Brachiosauridae (H/F entre 0.9 y 1.05), siendo 0.77 el máximo valor de los camarasáuridos (Madsen *et al.*, 1995). En *Aragosaurus* el valor es 0.82, lo que indica un mayor alargamiento del húmero que en los camarasáuridos.

COMBA LATERAL EN EL FÉMUR. El fémur de *Aragosaurus* presenta una comba lateral bien desarrollada por debajo del trocánter mayor (Fig. 2). Sanz *et al.* (1987) señalan la presencia de esta estructura y la relacionan con *Brachiosaurus*. Este carácter sugiere la inclusión de *Aragosaurus* en el clado Titanosauriformes (Salgado *et al.*, 1997; Wilson y Sereno, 1998), del cual están excluidos los camarasáuridos.

Este abultamiento tiene diferentes grados de desarrollo, por lo que Salgado *et al.* (1997) proponen un índice que puede ser obtenido a partir de las vistas anterior o posterior del fémur (Tabla 1). Estos autores proponen un valor estándar inferior o igual 3.30 para definir los Titanosauriformes, sin embargo sitúan en este clado a saurópodos como *Opisthocoelicaudia* con valores cercanos a 4, que ellos mismos consideran un verdadero titanosáurido. Parece más adecuado considerar la presencia o ausencia del carácter para identificar a los Titanosauriformes (Wilson y Sereno, 1998) y dejar el índice para realizar comparaciones (Tabla 1). El valor para *Aragosaurus* es aproximadamente de 3.58, similar al de otros Titanosauriformes no titanosáuridos. Los representantes de esta familia como *Saltasaurus* Powell suelen tener valores menores de 3 (Tabla 1). En *Camarasaurus* no hay una verdadera comba lateral, entendida como una estructura diferenciada de la diáfisis, aunque tiene desarrollada una ligera convexidad. Si aplicamos el índice de Salgado *et al.* (1997) a *Camarasaurus* los valores obtenidos se acercan a 9.

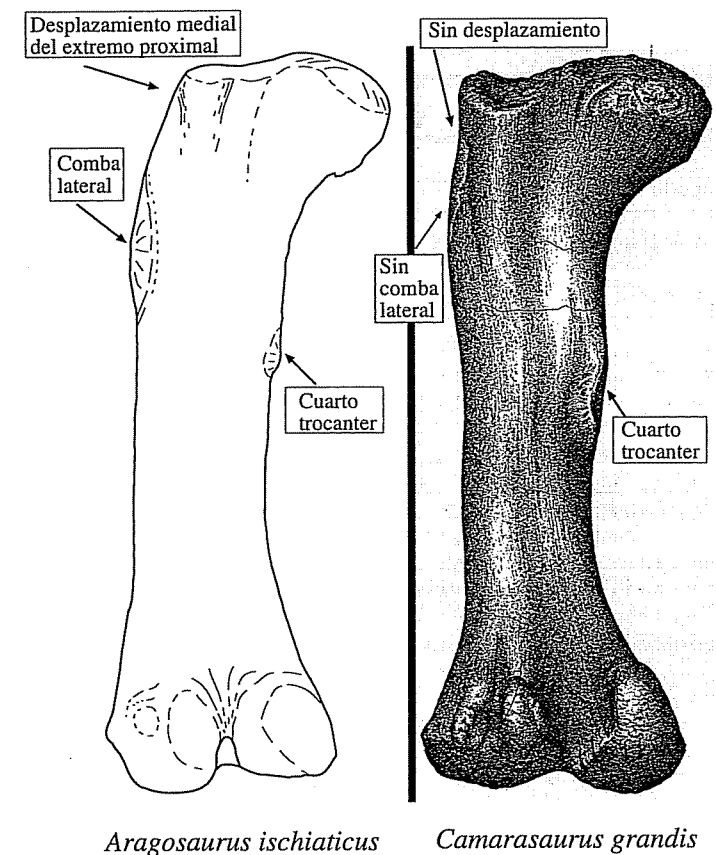


Figura 2. Comparación del fémur de *Aragosaurus ischiaticus* (en Sanz *et al.*, 1987) y de *Camarasaurus grandis* (en Ostrom y McIntosh, 1966) en vista posterior. Los dos fémures se han dibujado al mismo tamaño para favorecer la comparación.

DESPLAZAMIENTO MEDIAL DEL EXTREMO PROXIMAL DEL FÉMUR. En los camarasáuridos el borde anterolateral prácticamente tiene un ángulo recto, sin embargo en *Aragosaurus* hay un ángulo mayor, lo que puede considerarse un cierto desplazamiento medial del extremo proximal del fémur con respecto a los camarasáuridos (Fig. 2). Los Titanosauriformes tienen un desplazamiento más o menos marcado del extremo proximal del fémur hacia una posición medial que alcanza su máximo desarrollo en los Titanosáuridos (Wilson y Carrano, 1999).

1	<i>Camarasaurus grandis</i>	YPM 1901	9.33 en Ostrom & McIntosh, 1966
2	Brachiosauridae de Morella	M-EC. 80-3	3.66 en Santafé <i>et al.</i> , 1982
2	<i>Brachiosaurus brancai</i>	St291	3.14 en Janensch 1961
2	Sauropodo de Peñarroya	MPZ 99/9	4.48 Este trabajo
2	<i>Aragosaurus ischiaticus</i>	ZH- 2	3.58 en Sanz <i>et al.</i> , 1987
3	<i>Pellegrinisaurus powelli</i>	MPCA 1500	2.23 en Salgado 1996
3	<i>Saltasaurus loricatus</i>	PVL 4017-79	2.87 en Powell, 1992
3	<i>Lirainosaurus astibiae</i>	MCNA 7471	2.5 en Sanz <i>et al.</i> , 1999

Tabla 1. Índice de desarrollo de la comba lateral según Salgado *et al.* (1997). Este índice disminuye conforme la comba lateral aumenta. La medidas de esta tabla son aproximadas ya que esta obtenidas a partir de las figuraciones publicadas, con excepción del saurópodo de Peñarroya que se ha medido directamente sobre el ejemplar. 1. Camarasauridae. 2. Titanosauriformes no Titanosauridae. 3 Titanosauridae

Conclusiones

La presencia de una comba lateral bien desarrollada en el fémur de *Aragosaurus* indica que se encuentra situado en el clado de los Titanosauriformes y, por tanto no es un representante de la familia Camarasauridae como tradicionalmente se ha considerado (Camarasauromorpha no Titanosauriformes, en sentido de Wilson y Sereno, 1998). Otros caracteres analizados, como el desplazamiento del extremo proximal del fémur, la morfología del diente asignado a *Aragosaurus* y la relación humero/fémur también diferencian a *Aragosaurus* de los camarasáuridos.

Sin embargo, esto no significa que no haya representantes de esta familia en el Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica, ya que en el Barremiense de Teruel hay dientes típicamente espatulados que sugieren la presencia de camarasáuridos (Sanz *et al.*, 1987; Ruiz-Omeñaca *et al.*, 1997).

Agradecimientos

Los estudios sobre dinosaurios de Aragón están subvencionados parcialmente por la Dirección General de Patrimonio de la Diputación General de Aragón. El Museo de Teruel ha dado todas las facilidades para el estudio del holotipo de *Aragosaurus*. La Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel subvenciona la restauración del material.

Bibliografía

- Calvo, J. O. 1994. Jaw mechanics in sauropod dinosaurs. *Gaia*, **10**, 183-193.
- Janensch, W. 1961. Die gliedmaszen und gliedmaszengürtel der sauropoden der Tendaguru-schichten, *Palaeontographica*, **7** (2), 178-233.
- Madsen Jr., J. H., McIntosh, J. S. and Berman, D. S. 1995. Skull and atlas-axis complex of the Upper Jurassic sauropod *Camarasaurus* Cope (Reptilia: Saurischia). *Bulletin of the Carnegie Museum of Natural History*, **31**, 1-115.
- McIntosh, J. S. 1990. Sauropoda. In *The Dinosauria*, (Eds. D.B. Weishampel, P.D. Dodson y H. Osmolska) University of California Press, 345-390.
- Ostrom, J. H. and McIntosh, J. S. 1966. *Marsh's dinosaurs. The collections from Como Bluff*, Yale University Press, 1-388.
- Powell, J. E. 1992. Osteología de *Saltasaurus loricatus* (Sauropoda-Titanosauridae) del Cretácico Superior del Noroeste argentino. In *Los Dinosaurios y su entorno biótico* (Eds. J.L. Sanz y A.D. Buscalioni), 166-230.
- Royo-Torres, R., Canudo, J. I. y Ruiz-Omeñaca, J. I. 1999. Nueva descripción del pubis de *Aragosaurus ischiaticus* Sanz, Buscalioni, Casanovas y Santafé, 1987 (Dinosauria, Sauropoda) del Hauteriviense superior (Cretácico inferior) en Galve (Teruel). XV Jornadas de Paleontología, Actas, Tomo I, *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, **26**, 325-330.
- Ruiz-Omeñaca, J. I., Canudo, J. I. y Cuenca-Bescós, G. 1997. Primera evidencia de un área de alimentación de dinosaurios herbívoros en el Cretácico Inferior de España (Teruel). *Monografías de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, **10**, 1-48.
- Salgado, L. 1996. *Pellegrinisaurus powelli* nov. gen. et sp. (Sauropoda, Titanosauridae) from the Upper Cretaceous of Lago Pellegrini, Northwestern Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, **33** (4), 355-365.

- Salgado, L., Coria, R. A. and Calvo, J. O. 1997. Evolution of titanosaurid sauropods. I Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana*, **34** (1), 3-32.
- Santafé, J. V., Casanovas, M. L., Sanz, J. L. y Calzada, S. 1982. *Geología y paleontología (Dinosaurios) de las Capas Rojas de Morella (Castellón, España)*. Diputación Provincial de Castellón y Diputación de Barcelona, 1-169.
- Sanz, J. L. 1982. A sauropod dinosaur tooth from the Lower Cretaceous of Galve (Province of Teruel, Spain). *Geobios*, **15** (6), 943-949.
- Sanz, J. L., Buscalioni, A. D., Casanovas, M. L. y Santafé, J. V. 1987. Dinosaurios del Cretácico Inferior de Galve (Teruel, España). *Estudios geológicos*, vol. extr. Galve - Tremp, 45-64.
- Sanz, J. L., Powell, J. E., Le Loeuff, J., Martínez, R. and Pereda-Suberbiola, X. 1999. Sauropod remains from the Upper Cretaceous of Laño (Northcentral Spain). Titanosaur phylogenetic relationships. *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava*, **14** (Núm. Espec. 1), 235-255.
- Upchurch, P. 1998. The phylogenetic relationships of sauropod dinosaurs. *Zoological Journal of the Linnean Society*, **124**, 43-103.
- Wilson, J. A. and Carrano, M. T. 1999. Titanosaurs and the origin of «wide-gauge» trackways: a biomechanical and systematic perspectives on sauropod locomotion. *Paleobiology*, **25** (2), 252-267.
- Wilson, J. A. and Sereno, P. C. 1998. Early evolution and higher-level phylogeny of sauropod dinosaurs. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **18**, (2), 1-68.

Datos preliminares sobre el Jurásico del perfil de Malvariche en Sierra Espuña (Complejo Maláguide: Zonas Internas Béticas)

J. E. CARACUEL¹, J. SANDOVAL², M. MARTÍN-MARTÍN¹, A. ESTÉVEZ¹
E I. MARTÍN-ROJAS¹

Abstract A new Jurassic section has been recorded in the locality of Malvariche (Sierra Espuña, Murcia, SE Spain). The studied area belongs to the so-called Malaguide Domain within the Internal Betic Zone (Betic Range). A detailed lito and microfacies analysis has been carried out. On the other hand, a biostratigraphic succession has been established on the basis of ammonites, calpionellids and planktonic foraminifera (*Globuligerina*). Three ammonite-rich intervals characterizing the middle Domerian, early Callovian and late Kimmeridgian have been recognized.

Key words: Jurassic, biostratigraphy, Malaguide Complex, Internal Betic Zone, Ammonites.

Palabras clave: Jurásico, bioestratigrafía, Complejo Maláguide, Zonas Internas Béticas, Ammonites.

¹ Departamento Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, apdo. 99, 03080 San Vicente del Raspeig, Alicante. Jesus.Caracuel@ua.es; Manuel.Martin@ua.es; Antonio.Estevez@ua.es; imr9@alu.ua.es.

² Departamento Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva, s/n, 18002 Granada. Sandoval@ugr.es.

Introducción

El perfil analizado en Sierra Espuña (provincia de Murcia, SE España) pertenece al Dominio Maláguide: Complejo de mantos superiores y no metamórficos de las Zonas Internas Béticas. En Sierra Espuña se han definido dos unidades tectónicas (Martín-Martín y Martín-Algarra, 1997): La Unidad Morrón de Totana, inferior, y la Unidad de Perona, superior (Fig. 1). La primera presenta una sucesión potente y completa desde el Paleozoico hasta el Terciario.

Malvariche (Fig. 1) se localiza en un área no estudiada anteriormente, donde recientemente se ha habilitado una pista forestal que ha favorecido la exposición de los materiales jurásicos de la Unidad Morrón de Totana. La buena calidad de las sucesivas unidades, con escasa distorsión tectónica, y la presencia de varios niveles fosilíferos en la sección permiten considerar a esta sección como de referencia para el Jurásico del Dominio Maláguide.

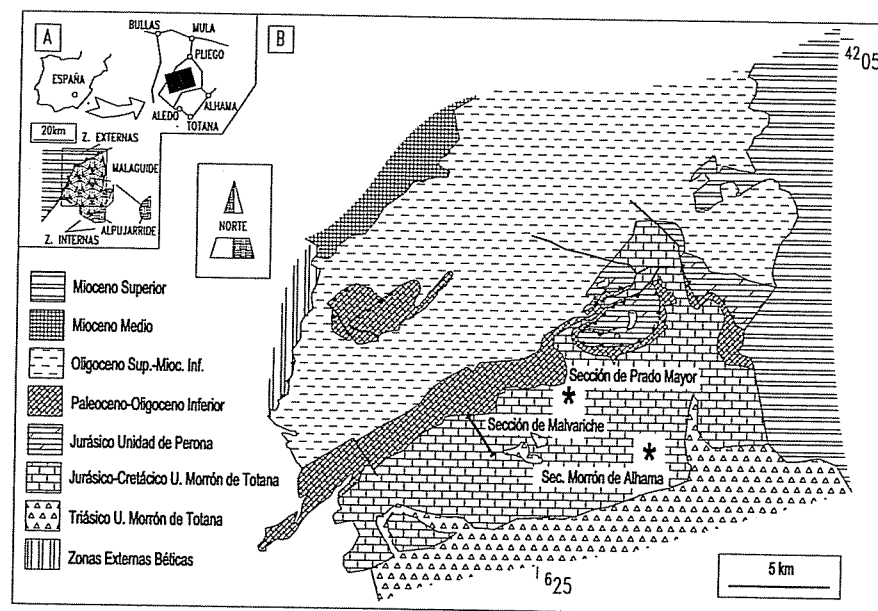


Figura 1. Situación geográfica y geológica del área de estudio.

Los primeros estudios sobre el Jurásico de Sierra Espuña se deben a Fallot (1945), Peyre y Peyre (1960), Navarro y Trigueros (1963) y Geyer y Hinkelbein (1971, 1974). Los autores aportaron datos sobre un nivel fosilífero de edad Domeriense asociado a mineralizaciones de Fe en las secciones de Prado Mayor y de Morrón de Alhama (Fig. 1). Paquet (1969) realizó un trabajo sintético del Jurásico de Sierra Espuña tras estudiar el perfil de Prado Mayor. Este autor analizó el nivel de edad Domeriense y asignó a un tramo superior de margocalizas una edad Dogger en base a la presencia de *Cancellophycus*. También atribuyó una edad Malm al tramo superior de calizas nodulosas. Kampchuur *et al.* (1974) reconocieron la presencia de filamentos en el tramo que Paquet asignó al Dogger, reforzando así la interpretación. Posteriormente, Seyfried (1978) estudió la sección de Prado Mayor y obtuvo dataciones con ammonites en niveles del Domeriense medio, Bajociense y Oxfordiense.

Sección de Malvariche

La sucesión del Jurásico en Malvariche (Fig. 2) comprende más de 300 m de calizas oolíticas, peletoidales, encrinidas, margocalizas tableadas y calizas nodulosas calcáreas. Se disponen subhorizontales en el tramo inferior, y con un buzamiento superior a 70° hacia NW en el tramo superior.

El primer tramo (80 m) son calizas oolíticas con niveles ricos en oncolitos, gasterópodos, bivalvos, equinodermos y facies con *Lithiotis*, que hacia la base alternan con calizas masivas bréchicas tradicionalmente consideradas «Infra-Lias». En el intervalo 80-110 m se reconocen calizas oolíticas con crinoides (eventualmente encrinidas) y niveles arenosos, rubefactados, con abundantes trazas fósiles (*Chondrites*), gasterópodos, bivalvos, *Lithiotis*, y escasos ammonoideos indeterminados. A 110-124 m aparece un segundo tramo de arenas rubefactadas, con bioturbación (principalmente *Chondrites*), que en su parte superior incluye oolitos ferruginosos y pisolitos de gran tamaño (10 cm) con ammonites que datan la parte inferior del Domeriense medio (Zona Argovianum, Subzona. Ragazonii). A 124-150 m alternan calizas con crinoides y calizas tableadas en bancos gruesos con sílex.

De 150 a 249 m aparecen facies ricas en filamentos, probablemente ya del Jurásico Medio, en secuencias estratocrecientes con crinoides en la parte inferior y sílex progresivamente más abundante en el tramo terminal. En el metro 230 se reconocen tres *hardgrounds* ferruginizados con concentración de belemnites y escasos ammonoideos, que con reservas pueden ser

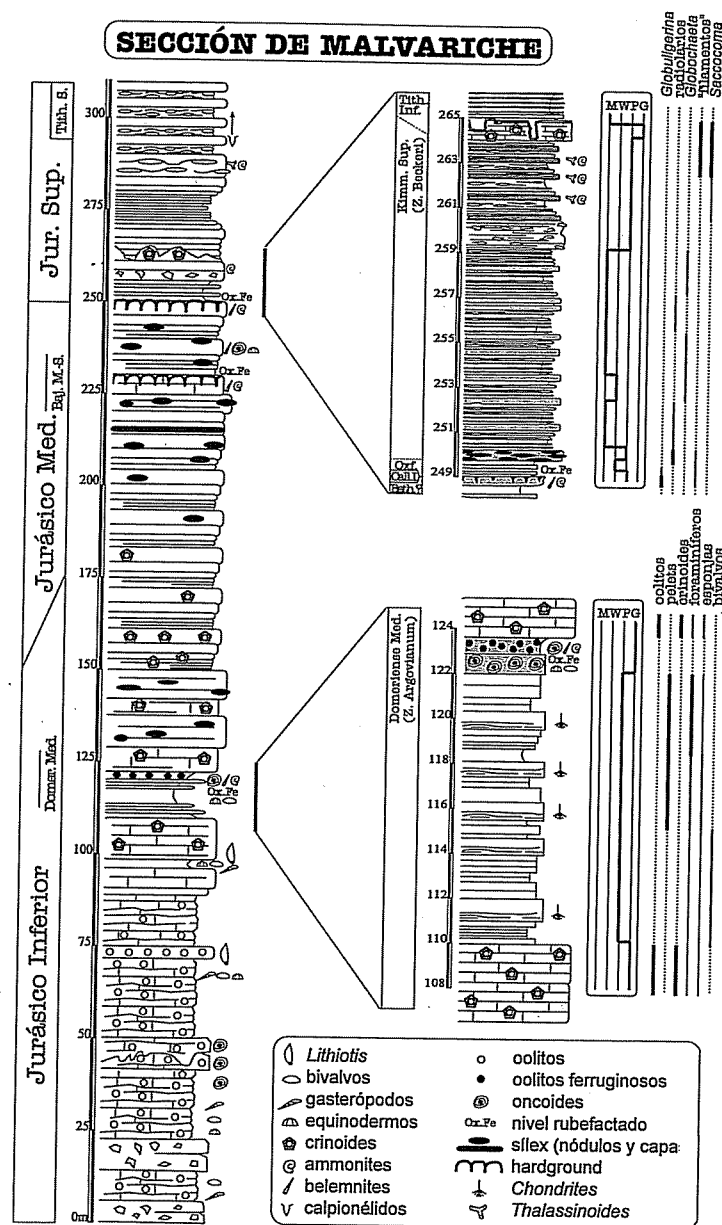


Figura 2. Sección estratigráfica en Malvariche.

atribuidos al Bajociense inferior/medio. Hacia el metro 249 se reconoce un nivel con una asociación condensada de ammonites asignable a la parte terminal del Calloviense inferior (Zona Patina; s. Sequeiros 1974). Tanto a techo de este nivel como en la base de las margocalizas suprayacentes la microfacies es rica en foraminíferos planctónicos (*Globuligerina*), lo que permite su atribución al Calloviense-Oxfordiense.

El Jurásico Superior comienza con secuencias métricas estratocrecientes de calizas y margocalizas tableadas, sin macrofauna aparente, que tras el metro 257 se tornan estratodecrecientes. Hacia el metro 263 aparecen niveles nodulosos, intensamente bioturbados por *Thalassinoides*, que a techo incluyen conchas fragmentadas de ammonites resedimentados del Kimmeridgiense superior (Zona Beckeri). Entre los metros 268 y 282 se reconoce un intervalo más margoso que da paso, a partir del metro 290, al resto de la secuencia constituida por potentes bancos de calizas nodulosas de aspecto brechoide con calpionélidos en el Tithónico superior.

Rasgos sobre las asociaciones de ammonites

El registro de asociaciones de ammonites jurásicos en materiales de la Zonas Internas de la Cordillera Bética ha sido escaso, discontinuo y siempre restringido a los mantos superiores no metamórficos del Dominio Maláguide o «Dorsales». En el perfil de Malvariche se han reconocido tres niveles (Domeriense medio, Zona Argovianum, Subzona Ragazonii; Calloviense inferior, Zona Patina; Kimmeridgiense superior, Zona Beckeri), actualmente en fase de estudio, que permiten reconocer un marcado carácter mediterráneo de las faunas.

Los ammonites del nivel de edad Domeriense medio (Zona Argovianum, Subzona Ragazonii) muestran buena conservación con conchas neomorfizadas, en algún caso ferruginizadas, y con alto porcentaje de cámaras de habitación preservadas. No existe, aparentemente, sesgo por tamaños, aunque los ammonoideos de menor talla suelen formar parte de los núcleos de grandes oncoides ferruginosos. La asociación fósil presenta baja diversidad y está formada, principalmente por grandes *Lytoceras fimbriatum* (Sowerby) *Arietoceras* gr. *apertum* Monestier y *A. amalthei* (Oppel), *Reynosoce-
ras ragazonii* (Hauer) y *R. achanthoides* (Reynes).

El nivel reconocido de edad Calloviense inferior (Zona Patina) evidencia reelaboración tafonómica con numerosos moldes internos de am-

monites con facetas de truncamiento incongruentes con la estratificación; parte de los restos son, sin embargo, conchas epigenizadas. La asociación está dominada por Phylloceratina (*Phylloceras*, *Holcophylloceras*, *Calliphylloceras* y *Ptychophylloceras*) que alcanzan un 60%. En menor proporción aparecen *Macrocephalites gracilis* (Spath), *Lissoceratoides jullieni* (Douvillé), Hectioceratinae, Reineckeidae, Perisphinctidae y Parapatoceratinae, como más relevantes.

El Kimmeridgiense superior (Zona Beckeri) ha sido datado en varios niveles a techo de los bancos calcáreos nodulares brechoides, donde los elementos conservados, en su mayoría ejemplares resedimentados, muestran una fuerte fracturación y disolución sinsedimentaria. La asociación está dominada (65%) por Phylloceratina, *Sowerbyceras loryi* (Munier-Chalmas) principalmente, además de *Taramelliceras* gr. *pugile* (Neumayr) *Hybonoticeras beckeri* (Neumayr) e *H. beckeri harpephorum* (Neumayr), así como elementos de los géneros *Glochiceras*, *Aspidoceras*, *Torquatisphinctes* y *Biplisphinctes*.

Conclusiones

Se presenta un estudio lito-bioestratigráfico preliminar en una nueva sección perteneciente al Dominio Maláguide (Zonas Internas de la Cordillera Bética). La favorable exposición y la comparativa riqueza de niveles fosilíferos permite considerar a la sección de Malvariche como sección de referencia para la Sierra Espuña.

Se han reconocido tres niveles ricos en ammonites que permiten reconocer el Domeriense medio (Zona Argovianum, Subzona Ragazonii), el Calloviense inferior (Zona Patina) y el Kimmeridgiense superior (Zona Beckeri). Sobre la base de foraminíferos planctónicos (*Globuligerina*) y calpionélidos se ha datado el Calloviense-Oxfordiense y Tithónico superior, respectivamente.

Agradecimientos

El estudio ha sido realizado en el marco del proyecto BTE 2000-0299 y de los grupos de investigación GR00-22 (Generalitat Valenciana) y RNM-178 (Junta de Andalucía). Se agradece a G. Meléndez (Univ. Zaragoza) y S. Fernández-López (Univ. Complutense) las correcciones y sugerencias realizadas.

Bibliografía

- FALLOT, P. (1945). *Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor*. Monografías Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Investigaciones Geológicas «Lucas Mallada». 5, 1-719.
- GEYER, O. F. and HINKELBEIN, K. (1971). Eisenoolithische Kondensations-Horizonte im Lias der Sierra de Espuña (Provinz Murcia, Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 10, 398-414.
- GEYER, O. F. y HINKELBEIN, K. (1974). Las Oolitas ferruginosas del Jurásico de la Sierra de Espuña (prov. de Murcia). *Acta Geológica Hispánica*, IX (3), 102-106.
- KAMPCHUUR, W., LANGERBERG, C. W., BAENA, J., VELANDO, F., GARCÍA-MONZÓN, F., PAQUET, J. y RONDEEL, H. E. (1974). *Mapa y memoria explicativa del Mapa Geológico de España 1/50000, hoja de Coy (932)*. Instituto Geológico y Minero de España, 1-32.
- MARTÍN-MARTÍN, M. y MARTÍN-ALGARRA, A. (1997). La estructura del área de Sierra Espuña (contacto Zonas Internas-Externas, sector oriental de la Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 53, 237-248.
- NAVARRO, A. y TRIGUEROS, E. (1963). Estudio Geológico del Borde Oriental de la Sierra Espuña. *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España*, 70, 205-210.
- PAQUET, J. (1969). Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcia (Espagne). *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris, 48 (111), 1-270.
- PIERRE, N. y PIERRE, Y. (1960). Observaciones Geológicas Sobre Sierra Espuña. *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España*, 59, 3-23.
- SEQUEIROS, L. (1974). *Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 1-636.
- SEYFRIED, H. (1978). Der subbetiche Jura von Murcia (Südost-Spanien). *Geologische Jahrbuch*, 1-202.

Análisis de la variación morfológica del parietal en el lagarto gigante de El Hierro (*Gallotia simonyi* Steindachner, 1889), El Hierro, Islas Canarias

C. CASTILLO¹, J. J. COELLO² Y E. MARTÍN¹

Abstract A study of the intraspecific morphological variation in the parietal of *Gallotia simonyi* Steindachner, 1889 has been carried out on fossilized material from several fossil sites of El Hierro (Canary Islands). The relative position of foramen and relative length and width of parietal process are used in the diagnosis of *Gallotia simonyi* Steindachner 1889. On the other hand, ontogenetic changes in the shape of the parietal bone have allowed distinguish two distinct morphologies in the posterolateral process of this bone, and hence, to recognize two separate morphotypes within the species.

Key words: Morphological variation, parietal bone, *Gallotia simonyi*, El Hierro island, Canary Islands.

Palabras clave: Variación morfológica, parietal, *Gallotia simonyi*, Isla de El Hierro, Islas Canarias.

¹ Departamento de Biología Animal. Facultad de Biología. Universidad de La Laguna. 38206 La Laguna. Tenerife. ccruiz@ull.es.

² Departamento de Edafología y Geología. Facultad de Biología. Universidad de La Laguna. 38206 La Laguna. Tenerife. Tbravo@seritel.es.

Introducción

El Lagarto Gigante de El Hierro (*Gallotia simonyi* Steindachner, 1889) es una especie endémica de las Islas Canarias en peligro de extinción, cuya población actual sobrevive en el Valle de El Golfo, en el noroeste de la isla de El Hierro, aunque pequeñas poblaciones han sido experimentalmente reintroducidas en otras zonas de la isla.

Las especies actuales del género *Gallotia* se dividen en dos grupos diferenciados por su talla: un primer grupo que engloba a los lagartos de tamaño pequeño a mediano (longitud cabeza-cloaca máxima 67-136 mm), y un segundo grupo constituido por formas de tamaño grande o gigantes, al que pertenece *G. simonyi* Steindachner, 1889 (longitud cabeza-cloaca máxima 201-232 mm). Dos especies de lagartos gigantes extinguidas han sido descritas, *G. goliath* Mertens 1942 y *G. maxima* Bravo 1953. El reconocimiento y la diferenciación taxonómica de las diferentes formas gigantes a partir de sus características osteológicas son muy difíciles debido al escaso conocimiento que se tiene de la variabilidad morfológica de cada una de las piezas esqueléticas. Es por ello que parece necesario estudiar las variaciones morfológicas intra e interespecíficas de los restos fósiles de lacértidos (Barahona *et al.*, 2000).

En este trabajo se analiza la variabilidad morfológica del parietal, una pieza esquelética considerada diagnóstica para la diferenciación de las diversas especies del género *Gallotia* (Hutterer, 1985). El objetivo de este trabajo es contribuir a la caracterización taxonómica del esqueleto de *Gallotia simonyi* Steindachner 1889, y valorar la significación taxonómica de las diferentes características morfológicas del parietal.

Material y métodos

Se han analizado 35 parietales pertenecientes a 8 localidades fosilíferas de la isla de El Hierro, halladas en tubos volcánicos del Pleistoceno Superior-Holoceno (Tabla 1). Como referencia, se han usado también los datos publicados de parietales estudiados en otros yacimientos de la misma isla (Izquierdo *et al.*, 1989; Hutterer, 1985).

Para el estudio biométrico de los parietales se han realizado cuatro medidas de longitud y tres de anchura (Tabla 2) usuales para la descripción de este hueso (García Cruz, 1978; Castillo y Coello, 1996).

Yacimiento	Número especímenes	Edad
Cuaclo de las Moleras	5	Pleistoceno-Holoceno
Sima del Pico de la Mata	1	Pleistoceno-Holoceno
Cueva de la Curva	11	Pleistoceno-Holoceno
Cueva de El Lajial	1	Holoceno
Sima del Cráter	1	Holoceno
Cueva del Linke	5	Holoceno
Cueva de Don Justo	8	Holoceno
Cueva del Curascán	3	Pleistoceno-Holoceno

Tabla 1. Localidades fosilíferas y número de ejemplares estudiados en este trabajo.

Variable	Número	Mínimo	Máximo	Media	Desviación típica
L1	35	6,58	25,34	14,64	4,46
L2	19	14,22	34,21	23,65	4,84
L3	19	4,73	11,73	7,63	2,45
L4	33	2,64	8,94	5,026	1,45
A1	30	7,80	15,25	11,34	2
A2	28	7,28	20,40	13,83	3,94
A3	16	12,12	29,76	20,40	5,62

Tabla 2. Estadística descriptiva de las variables medidas en el parietal de *Gallotia simonyi* Steindachner 1889. L₁: longitud del parietal entre la sutura anterior y la posterior; L₂: longitud desde la porción anterolateral al extremo posterior opuesto del ala parietal (en diagonal); L₃: longitud del proceso parietal; L₄: longitud desde el borde anterior del parietal al foramen; A₁: Anchura proximal; A₂: anchura distal; A₃: anchura entre los extremos distales de los procesos parietales.

A partir de esas medidas se han analizado los siguientes parámetros: a) relación de la longitud (L₁) con la anchura proximal (A₁), la anchura distal (A₂) y la anchura de las alas del parietal (A₃); b) relación anchura proximal (A₁)/anchura distal (A₂); c) la posición relativa del foramen, expresada como el cociente entre la distancia mínima existente entre la sutura frontoparietal y el foramen (L₄) y la longitud del parietal (L₁); d) la longitud relativa de las alas parietales, hallada según el índice 1/2 anchura distal del parietal (A₂)/longitud del ala (L₃) (Izquierdo *et al.*, 1989), y e) la apertura relativa de las alas parietales, expresada como el cociente entre la distancia entre los extremos distales de las alas (A₃) y la anchura distal del parietal (A₂).

Al objeto de establecer si la posición relativa del foramen cambiaba con la L₁, se establecieron dos grupos de parietales (n₁ = 21 y n₂ = 10) dividiendo a la mitad el rango máximo de variación de dicho parámetro. La comparación de los dos grupos se realizó mediante el test no-paramétrico de la U de Mann-Whitney.

Las relaciones alométricas se analizaron mediante regresiones lineales, usando el método de ejes mayores reducidos (Reduced Major Axis, RMA; Clarke, 1980; McArdle, 1988). La significación de las diferencias de las pendientes de las regresiones con respecto al valor teórico de isometría (b = 1), se calculó mediante el test descrito por Clarke (1980).

Resultados

En la tabla 2 se presenta la estadística descriptiva de las diferentes variables medidas en los fósiles estudiados de *G. simonyi* Steindachner, 1889.

El análisis de la relación longitud antero-posterior del parietal (L₁) con respecto a la anchura proximal (A₁) ($\log A_1 = 0,34 + 0,618 \log L_1$; $R^2 = 0,928$) pone de manifiesto un menor crecimiento relativo de la anchura frente a la longitud de la pieza (pendiente de la regresión significativamente menor que 1; $t = 4,11$, $p < 0,001$), mientras que la anchura distal (A₂) y la anchura de las alas del parietal (A₃) se incrementan de forma proporcional (isométrica) con respecto a la longitud del parietal ($\log A_2 = 0,105 + 0,889 \log L_1$, $R^2 = 0,953$; y $\log A_3 = 0,241 + 0,919 \log L_1$, $R^2 = 0,945$, respectivamente; pendientes de las dos ecuaciones no significativamente diferentes de 1).

Los datos de anchura proximal frente a la anchura distal del parietal se ajustan a una recta de regresión ($\log A_2 = -0,40 + 1,46 \log A_1$; $R^2 = 0,943$) con una pendiente significativamente mayor que uno ($t = 3,5$, $p < 0,01$; test de Clarke, 1980), lo que indicaría un incremento relativo mayor del segundo parámetro frente al primero.

Con respecto a la posición relativa del foramen se ha obtenido los siguientes resultados: el rango de variación de este parámetro (L_4/L_1) se encuentra entre un mínimo de 0,29 y un máximo de 0,42. Cualitativamente se observa una posición más proximal del foramen con el aumento de la talla. La comparación (test de U de Mann-Whitney) de la posición relativa del foramen entre los dos grupos de tamaños reconocidos muestra que no existe diferencias significativas con el crecimiento.

Los valores obtenidos según el índice 1/2 anchura distal del parietal (A_2)/longitud del ala (L_3), para caracterizar la longitud relativa de las alas parietales están comprendidos entre 0,76 y 1,09 (tabla 3). No hubo correlación significativa de este índice con la longitud del parietal.

Parámetro	Guinea ¹⁾	Localidades estudiadas ²⁾	Cuaclo Las Moleras ³⁾
L	15.1 - 18.2	6.58-25.34	—
A	12.5 - 15.4	7.28-20.40	—
Posición relativa del foramen	—	0.29-0.42	—
Longitud relativa de las alas del parietal	0.91-1	0.76-1.09	0.85 - 1
Apertura relativa de las alas parietales	—	1.33-1.53	—

Tabla 3. Rangos de variación de diferentes parámetros osteométricos del parietal de *Gallotia simonyi* Steindachner 1889, de varios yacimientos de la isla de El Hierro. A= Anchura; L= Longitud. 1) Conchero de Guinea. Medidas de Hutterer, 1985. 2) Las localidades estudiadas son las de la Tabla 1. Las medidas corresponden a L_1 y A_2 . 3) Tubo volcánico del Cuaclo de las Moleras. Datos de Izquierdo *et al.*, (1989). Medidas sobre 5 parietales.

Los valores del índice de la apertura relativa de las alas parietales (A_3/A_2) oscilan entre 1,33 y 1,53 (Tabla 3), sin que tampoco se detecte una correlación con la longitud del parietal.

Además de los parámetros analizados, el estudio del parietal ha revelado la existencia de dos morfotipos no dependientes del tamaño, muy similares entre sí, pero que se diferencian en el desarrollo del margen posterior de las alas parietales. En el primer morfotipo éste es muy acusado, mientras que en el segundo es nulo o muy poco marcado (Fig. 1).

Discusión

La bibliografía existente acerca de la caracterización taxonómica del esqueleto de *Gallotia simonyi* Steindachner, 1889 de la isla de El Hierro es escasa (Hutterer, 1985; López Jurado, 1989; Izquierdo *et al.*, 1989; Castillo y Coello, 1996; Barahona *et al.*, 2000). Hutterer (1985) incluye una tabla de medidas correspondientes a material óseo procedente de un yacimiento arqueológico, el Conchero de Guinea situado en la base del Risco de Tibataje (isla de El Hierro) (Tabla 3), y considera tres características diagnósticas para la especie: número y forma de los dientes del maxilar y el dentario, forma del rango dentario del pterigoides, y forma del parietal. Izquierdo *et al.* (1989) analizan estos parámetros en el material fósil de El Cuaclo de las Moleras y utilizan las medidas del parietal para asignar parte del material a dicha especie.

Los resultados obtenidos en este trabajo indican que el parietal de *G. simonyi* Steindachner, 1889, cambia morfológicamente durante el crecimiento del individuo, disminuyendo relativamente la anchura proximal y adquiriendo una forma trapezoidal en el adulto. Por su parte, la posición relativa del foramen en el parietal y la longitud y apertura relativa de las alas del parietal son caracteres que apenas varían con la ontogenia, lo que nos puede llevar a considerarlos como parámetros útiles para caracterizar la especie *G. simonyi* Steindachner, 1889. Sólo se disponen de datos comparativos de la longitud relativa del proceso parietal (Izquierdo *et al.*, 1989); a este respecto, en los ejemplares estudiados el rango de variación es más amplio que los encontrados para esta especie en los yacimientos de Guinea y El Cuaclo de Las Moleras (Tabla 3). Sin embargo este rango no se solapa con el que muestra *G. goliath* de Tenerife (0,64-0,74) y Cuaclo de Las Moleras (0,61-0,75) (Izquierdo *et al.*, op. cit.). Esto último nos hace suponer que, al menos este índice, podría ser

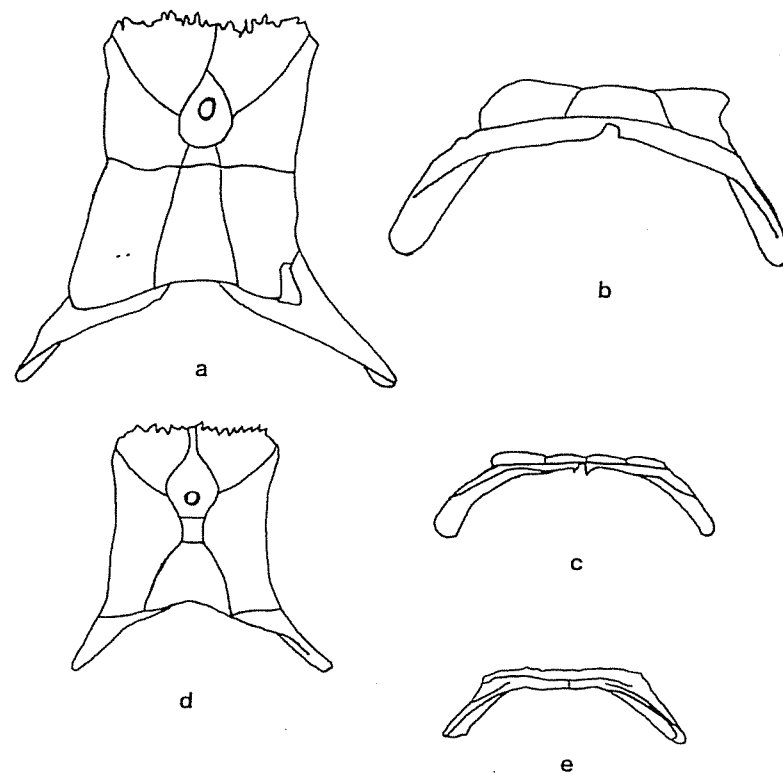


Figura 1. Parietales de *G. simonyi* Steindachner 1889: a y b. Vista dorsal y posterior respectivamente del parietal de una hembra de *G. simoni machadoi* López Jurado 1989, donde se observa el margen posterior de los procesos parietales muy desarrollado, x 5,1 (Castillo y Coello, 1996); c y d. Vista posterior y dorsal respectivamente de un parietal de un individuo juvenil de *G. simonyi* Steindachner 1889 de la Cueva de Don Justo (El Hierro), con el margen posterior desarrollado, x 5,1; e. Parietal de *G. simonyi* Steindachner 1889 según Hutterer (1985), con el margen posterior reducido, x 2,2.

utilizado para diferenciar entre las especies. En este sentido, es necesario realizar estudios comparativos entre todas las especies del género.

Con respecto a la forma del parietal, Barahona *et al.* (2000) observan que la relación entre la anchura del parietal y la longitud de las alas del parietal o proceso parietal, característica utilizada por Hutterer (1985) para diferenciar entre *G. simonyi* Steindachner 1889 y otras formas gigantes (*G. stehlini* Schenkel, 1901 y *G. goliath* Mertens, 1942), va-

ría durante la ontogenia. Aunque esto también se observa en los ejemplares estudiados en este trabajo, y parecería sugerir que no es un buen carácter para diferenciar especies, sería necesario un estudio comparado de la variación ontogenética de dicha relación en diversas especies.

Por último, en el material fósil se puede observar la existencia de dos morfotipos con respecto al desarrollo del margen posterior de los procesos parietales. Uno de ellos se ajusta a la morfología observada en una hembra de *G. simonyi machadoi* López Jurado 1989 (Fig. 1). En ésta, el parietal es en general de aspecto robusto. Los procesos parietales son rectos y gruesos; su margen posterior, curvo y aplanado dorsoventralmente, está muy desarrollado (Fig. 1). El segundo morfotipo, sin embargo, se caracteriza por tener un margen posterior delgado. Aunque sería muy interesante que estas diferencias puedan ser debidas a un dimorfismo sexual en este rasgo, es preciso disponer del esqueleto de más ejemplares de ambos sexos y de diferentes edades.

Conclusiones

El parietal de *G. simonyi* Steindachner, 1889 cambia morfológicamente durante la ontogenia, disminuyendo relativamente la anchura proximal con el crecimiento.

Los índices: posición relativa del foramen (L_4/L_1) en el parietal y la longitud y apertura relativa de las alas del parietal ($1/2 A_2/L_3$ y A_3/A_2 , respectivamente) no muestran correlación con la longitud del parietal, lo que nos puede llevar a considerarlos como parámetros útiles para caracterizar la especie *G. simonyi* Steindachner, 1889.

Se pueden diferenciar dos morfotipos en El Lagarto Gigante de El Hierro a partir del desarrollo del margen posterior de los procesos del parietal.

Agradecimientos

Agradecemos al Dr. Miguel Molina Borja, de la Universidad de La Laguna, su ayuda en el tratamiento estadístico de los datos. Así mismo, al Dr. Guillermo Meléndez, de la Universidad de Zaragoza, por la revisión del manuscrito cuyas sugerencias y anotaciones han mejorado sustancialmente la calidad del mismo. Es-

te trabajo ha sido realizado a partir del proyecto «Estudio de la distribución de los restos fósiles y subfósiles de *Gallotia simonyi* en la isla de El Hierro» subvencionado por la Viceconsejería de Medio Ambiente del Gobierno de Canarias, 1996.

Bibliografía

- Barahona, F., Evans, S. E., Mateo, J. A., García Márquez, M. and López Jurado, L. F., 2000. Endemism, gigantism and extinction in island lizards: the genus *Gallotia* on the Canary Islands. *The Zoological Society of London*, **250**, 373-388.
- Bravo, T. 1953. *Lacerta maxima* n. sp. De la fauna continental extinguida en el Pleistoceno de las Islas Canarias. *Estudios Geológicos*, **IX**, 1-34.
- Castillo, C. y Coello, J. J., 1996. *Estudio de la distribución de los restos fósiles y subfósiles de Gallotia simonyi en la isla de El Hierro*. Informe de la Viceconsejería de Medio Ambiente del Gobierno de Canarias, 77 pp. Inédito.
- Clarke, M. R. B. 1980. The reduced major axis of a bivariate sample. *Biometrika*, **67**, 441-446.
- García Cruz, C. M., 1978. *Características anatómicas y biométricas de Lacerta maxima Bravo, 1953 (Reptilia, Lacertidae)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de La Laguna, 192 pp. Inédita.
- Hutterer, R. 1985. Neue Funde von Rieseneidechsen (Lacertidae) auf der Insel Gomera. *Bonner zoologische Beiträge*, **36** (3/4), 365-394.
- Izquierdo, I., Medina, A. L. and Hernández, J. J., 1989. Bones of giant lacertids from a new site on El Hierro (Canary Islands). *Amphibia-Reptilia*, **10**, 63-69.
- López Jurado, L. F. 1989. A new Canarian lizard subspecies from El Hierro Island (Canarian archipelago). *Bonner zoologische Beiträge*, **40** (3/4), 265-272.
- McArdle, B. H. 1988. The structural relationship: regression in biology. *Can. Journal of Zoology*, **66**, 2329-2339.
- Mertens, R. 1942. *Lacerta goliath* n. sp., eine ausgestorbene Rieseneidechse von den Kanaren. *Senckenbergiana*, **25**, 330-339.
- Schenkel, E. 1901. Achter Nachtrag zum katalog der herpetologischen Sammlung des Basler Museums. *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, **13**, 142-149.
- Steindachner, F. 1889. Über eine von Prof. O. Simony auf den Roques del Zalmor bei Hierro (Canarische Inseln) entdeckte neue Eidechsenart von auffallender Größe, *Lacerta simonyi* Steind. *Anz. Akad. Wiss. Wien*, **26**, 240-252.

Funciones de la ornamentación oblicua durante la evolución de bivalvos

A. CHECA¹ Y A. JIMÉNEZ¹

Abstract The Phanerozoic record of bivalves with oblique ribs indicate that there was a change in function at the Mesozoic-Cenozoic boundary, when oblique ribs ceased to serve a commissure reinforcement function to play a significant role during the burrowing process. This change partly coincided with the replacement of bivalve faunas, and might have had paleocological causes, which affected the benthos as a whole.

Key words: Evolutionary morphology, functional morphology, ornamentation, oblique ribs, bivalves.

Palabras clave: Morfología evolutiva, morfología funcional, ornamentación, costillas oblicuas, bivalvos.

Introducción

Existen tres tipos de ornamentación de costillas en los bivalvos: radial, con marginal y oblicua al margen (usualmente referido como divaricado). Dentro de la ornamentación oblicua existen variedades, ilustradas en la figura 1.

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, avenida Fuentenueva, s/n, Granada, España. achea@ugr.es; apablojj@ugr.es.

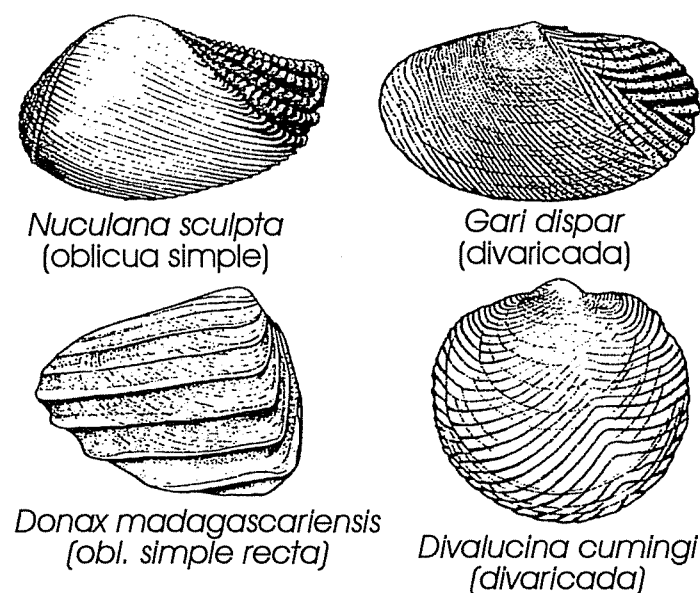


Figura 1. Variedades de ornamentación oblicua, ejemplificadas en algunos bivalvos actuales.

Desde un punto de vista funcional, Stanley (1969, 1970) y Seilacher (1972) mostraron que la asimetría friccional y la orientación de las costillas oblicuas de muchas formas endobentónicas permite una alta eficiencia durante la excavación. En algún caso, las costillas oblicuas minimizan el daño producido a la concha durante este proceso (Checa, 1993). Finalmente, existen bivalvos epibentónicos actuales y fósiles con ornamentación divaricada (mytiloideos, ostreoideos, plicatúlidos) cuya única función es la de refuerzo del margen.

El estudio de los patrones oblicuos en bivalvos fósiles puede permitir la contrastación de hipótesis funcionales inferidas a partir de formas actuales y arrojar luz sobre el papel jugado por los patrones oblicuos en la evolución del grupo.

Historia evolutiva y funcional de las costillas oblicuas

La base de datos de distribución estratigráfica de especies con ornamentación oblicua obtenida a partir de la revisión bibliográfica y de las colecciones depositadas en diferentes instituciones ha permitido realizar curvas de paleodiversidad a lo largo del tiempo, que ilustran la historia de los patrones oblicuos (Fig. 2). Ésta se inicia en el Ordovícico Medio con algunos Modiomorphoidea. Tras la laguna del Devónico, el registro se reinicia en el Paleozoico Superior con nuevos grupos: Nuculanidae, Pteriidae, Synclonematidae y, sobre todo, Sanguinolitidae y Ceratomyidae. A partir de la laguna del Triásico Inferior y Medio, la diversidad de especies aumenta claramente al tiempo que los grupos paleozoicos son reemplazados por nuevos grupos. Trigonioidea es el grupo mayoritario a partir del Jurásico Superior y proporciona picos de originación en el Triásico Superior, Jurásico Superior y Cretácico Inferior. En el Mesozoico son asimismo importantes los Pholadomyoidea, con un máximo de originación en el Jurásico Medio. Otros clados mesozoicos menores son Nuculoidea y Veneroidea, así como algunos Mytiloidea, Pectinoidea y Pterioidea. Fuera del ámbito marino (por tanto, no incluidos en la Fig. 1), los Unionoidea desarrollan patrones divaricados con profusión durante el Cretácico. Prácticamente todas las costillas oblicuas desarrolladas por los bivalvos mesozoicos presentan perfiles simétricos, con lo que estuvieron escasamente adaptadas a la excavación, constituyendo más bien un refuerzo de la concha.

Tras la laguna del Paleoceno, la diversidad aumentó rápidamente hasta alcanzar un máximo en el Mioceno. En esta época existe un pico de originaciones (Lucinidae, Solecurtidae) y otro de extinciones (Nuculidae). Por lo tanto, con excepción de Nuculidae, existe un claro relevo faunístico de las familias mesozoicas. Los grupos mayoritarios son Nuculoidea, Tellinoidea y Lucinoidea. Los Lucinoidea inician en el Eoceno los patrones oblicuos de costillas asimétricas, especializadas en la excavación, y que constituirán la norma a partir del Mioceno (Fig. 3).

Las causas del relevo funcional Cretácico-Terciario

Para entender por qué las costillas oblicuas comienzan a cooperar en el proceso de excavación a partir del Paleoceno, conviene fijarse en la diferente composición de las faunas de bivalvos en eras sucesivas, re-

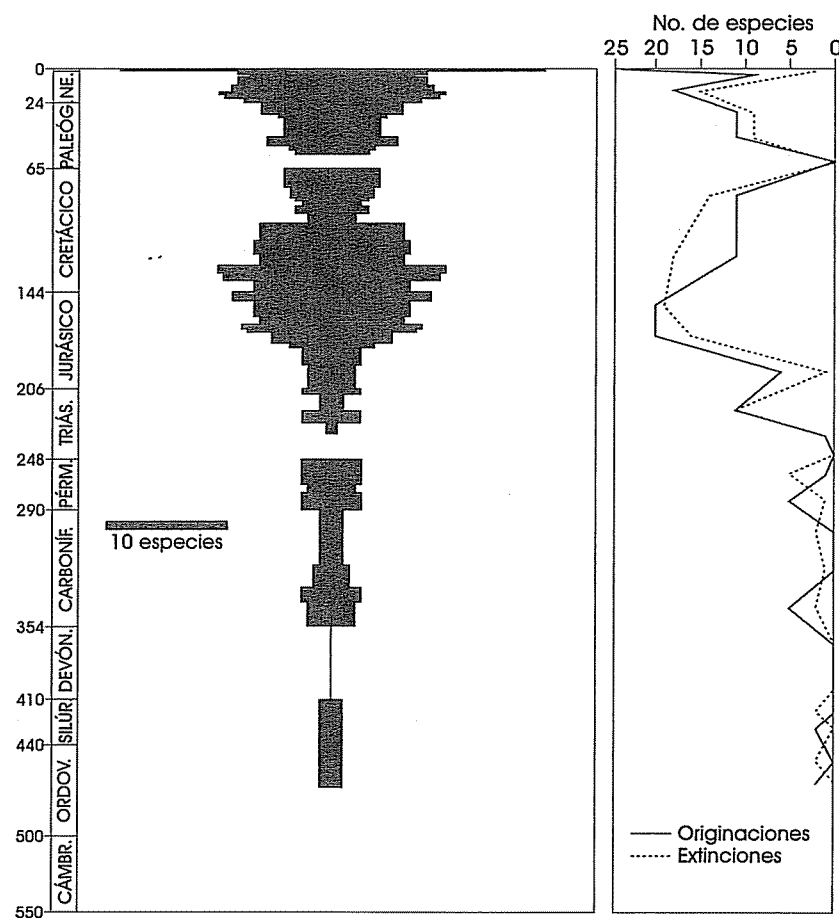


Figura 2. Curva fanerozoica de diversidad de especies de bivalvos con ornamentación oblicua y curvas de originación y extinción de especies por época. Véanse comentarios en el texto.

flejada en la Tabla 1. El aspecto más llamativo es la movilidad de las faunas. Los bivalvos endobentónicos paleozoicos (esencialmente Pholadomyoidea) eran escasamente móviles. Los endobentónicos mesozoicos eran, o bien someros de concha gruesa (Trigonioida, Veneroidea), o profundos de concha fina (Pholadomyoidea). Con la excepción de algunos Trigonioida, se trataba de excavadores lentos o muy lentos, con lo que

sus costillas oblicuas debieron tener una función antipredadora de refuerzo de la concha.

Los endobentónicos cenozoicos eran, por el contrario, excavadores someros con concha fina (Tellinidae, Psammobiidae, algunos Lucinidae, Galeommatidae) o de grosor medio (Nuculoida, Cardiidae, Veneridae), o más profundos (Tellinidae, Solecurtidae). Todos ellos, salvo los Lucinidae, son hoy excavadores muy activos. En el caso de los Tellinoidea y Nuculoida, su actividad está conectada con el modo de alimentación detritívoro.

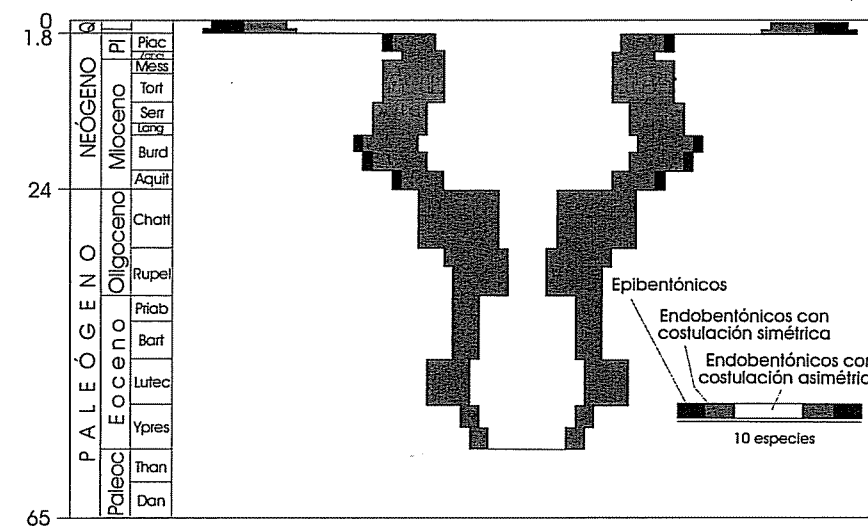


Figura 3. Diversidad de bivalvos con ornamentación oblicua durante el Cenozoico, con desglose de distintos tipos de formas (véase texto).

Conclusión

El incremento brusco en el nivel de actividad excavadora que se registra en el límite Mesozoico-Cenozoico coincide con el observado en la especialización funcional en las costillas oblicuas. Estos cambios afectaron al conjunto de los bivalvos y pudieron deberse (1) a un cambio en la estrategia antidepredación (de resistencia pasiva a escape) o, más probablemente (2), a la creciente desestabilización fanerozoica de los

sedimentos, debida al incremento de organismos bioturbadores (Thayer, 1983). En este sentido, es llamativo que todos los grupos arriba citados (excepto Galeommatidae) tengan orígenes anteriores al Eoceno, pero no desarrollen costillas oblicuas hasta, al menos, esta época.

TAXÓN	MODO DE VIDA	MOVILIDAD
PALEOZOICO		
Pholadomyoida (67%)	Endob. somero-profundo	Baja
Modiomorphoida (13%)	Epibentónico	Nula
Nuculoida (7%)	Endobentónico somero	¿Alta?
Pteroida (6,5%)	Epibentónico	Nula
Pectinoida (6,5%)	Epibentónico	¿?
MESOZOICO		
Trigonioida (46%)	Endobentónico somero	¿Baja-Alta?
Pholadomyoida (30%)	Endobentónico profundo	Baja
Pectinoida (11%)	Epibentónico	¿?
Veneroida (5%)	Endob. somero-medio	¿Baja?
MESOZOICO		
Mytiloida (4%)	Epibentónico	Nula
Nuculoida (2%)	Endobentónico somero	¿Alta?
Pteroida (2%)	Epibentónico	Nula
CENOZOICO		
Veneroida (57%)	Endob. somero-profundo	Media a muy alta
Nuculoida (31%)	Endobentónico somero	Muy alta
Mytiloida (11%)	Epibentónico	Nula
Trigonioida (1%)	Endobentónico somero	¿Media?

Tabla 1. Comparación de las faunas de bivalvos con costulación oblicua. Junto a cada orden se indica el porcentaje de especies de ese orden sobre el total de la era correspondiente. Los datos sobre el modo de vida y la movilidad provienen de diversas fuentes, esencialmente Stanley (1970) y Beesley *et al.* (1988).

Agradecimientos

Entre aquellos que proporcionaron material y/o datos para este estudio cabe destacar a R. Schmidt-Effing y M. Amler (Marburg Univ.), R. Kilburn (Natal Museum, Sudáfrica) y G. Delvene (ITGE, Madrid). Esta última y P. Palmqvist (Univ. Málaga) llevaron a cabo una lectura crítica del manuscrito. La presente investigación ha sido financiada por el proyecto PB97-0790 de la DGESIC (MEC) y por los grupos de investigación RNM 0178 y RNM 0190 del Plan Andaluz de Investigación (JA).

Bibliografía

- Beesley, P. L.; Ross, G. J. B. and Wells, A. (Eds.). 1998. *Mollusca: the Southern Synthesis, Fauna of Australia, vol. 5, part. A*. CSIRO Publishing, Melbourne, 563 pp.
- Checa, A. 1993. Non-predatory shell damage in Recent deep-endobenthic bivalves from Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **100**, 309-391.
- Seilacher, A. 1972. Divaricate patterns in pelecypod shells. *Lethaia*, **5**, 325-343.
- Stanley, S. M. 1969. Bivalve mollusk burrowing aided by discordant shell ornamentation. *Science*, **166**, 634-635.
- Stanley, S. M. 1970. *Relation of Shell Form to Life Habits in the Bivalvia (Mollusca)*. Geological Society of America Memoir 125, Boulder Colorado, 296 pp.
- Thayer, C. W. 1983. Sediment-Mediated Biological Disturbance and the Evolution of Marine Benthos. In: *Biotic interactions in Recent and fossil benthic communities* (Eds. M. J. S. Tevesz and P. L. McCall). Plenum Press, New York, 497-625.

Nuevos hallazgos de artiodáctilos en el yacimiento de Caenes (Salamanca, Eoceno Medio)

M. A. CUESTA RUIZ-COLMENARES¹

Abstract A preliminary study about new material of Artiodactyla from Caenes bed (Middle Eocene, Salamanca, Castilla y León, España) is made. *Robiacina* (Anoplotheriidae), represented by one upper molar and one lower molar, are first referred in the Duero Basin Eocene. Its morphology is similar to *R. minuta* recorded in some european upper Bartonian (MP 16) beds, though its size is rather larger. One upper molar is identified as *Leptotheridium* (Dacrytheriidae) formerly known only by lower molars. It shows more similarities with *Leptotheridium* cf. *traguloides* from the upper Bartonian of Europe. These findings confirm the age of Caenes site age established in former works.

Key words: *Leptotheridium*, *Robiacina*, Artiodactyla, Middle Eocene, Duero Basin.

Palabras clave: *Leptotheridium*, *Robiacina*, Artiodactyla, Eoceno medio, Cuenca del Duero, Castilla y León.

Introducción

El yacimiento de vertebrados de Caenes (provincia de Salamanca, Castilla y León) está situado en los llamados «Escarpes del Tormes»,

¹ Avenida de Castilla, 49, 3.ª izquierda, 34005 Palencia; macuesta@agro.uva.es. Departamento de Geología Universidad de Salamanca, Salamanca.

Nuevos hallazgos de artiodáctilos en el yacimiento de Caenes (Salamanca, Eoceno Medio)

unidad que forma parte del sector suroccidental del Paleógeno de la Cuenca del Duero. Se conocen numerosas localidades con vertebrados fósiles en dicha área cuyo estado actual de conocimiento ha sido sintetizado por Cuesta (1999; Fig. 1). La información geológica y estratigráfica está recogida en Gil (1992) y Jiménez (1992). Cuesta (1999) actualiza la lista de los vertebrados y recopila la bibliografía sobre los distintos grupos; dicha lista faunística incluye:

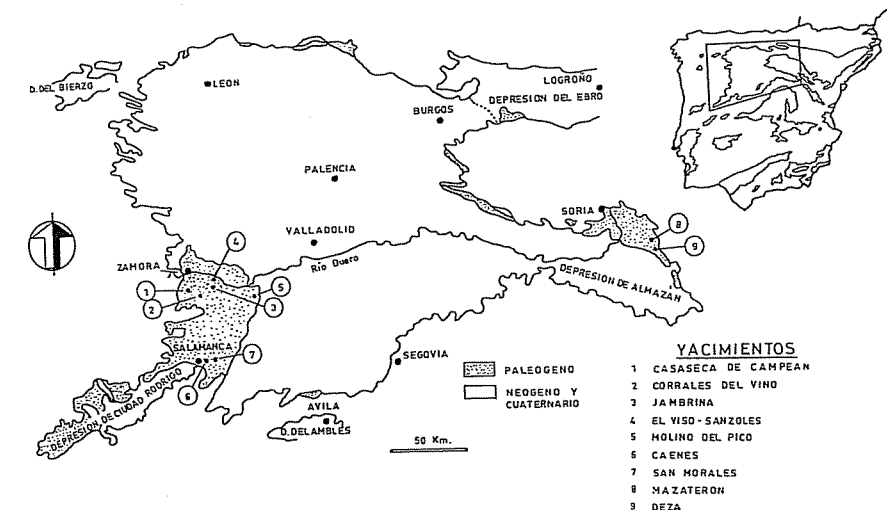


Figura 1: Principales yacimientos de vertebrados en el Paleógeno de la Cuenca del Duero.

MAMMALIA

Creodonta indet.,
Primates
Anchomomys sp.
Microadapis sp.
Perissodactyla
Paranchilophus sp.
Plagiolophus mazateronensis (Cuesta, 1994)
Franzenium durensis (Cuesta, 1993)
Lophiodontidae indet.
Artiodactyla
Leptotheridium sp.

REPTILIA

Chelonia
Neochelys sp.
Trionyx sp.
Crocodylia
Diplocynodon sp.
Iberosuchus sp.

Fundamentalmente a partir del estudio de los Perisodáctilos, Caenes ha sido situado en el Bartonense superior (MP 15-16) y posee varios géneros y especies que se consideran endémicos de las cuencas ibéricas occidentales y que diferencian notablemente las faunas de mamíferos del resto de Europa durante parte del Eoceno medio y del superior (ver Cuesta, 1999, para referencias bibliográficas). En este trabajo se realiza un estudio preliminar sobre nuevo material dentario perteneciente a artiodáctilos encontrado en Caenes, que consiste en dos molares superiores y uno inferior de pequeña talla atribuidos a *Leptotheridium* Sthelin y *Robiacina* Sudre. Estas piezas serán descritas con detalle y figuradas próximamente. Cuesta (1997, 1998) aporta los primeros datos sobre los artiodáctilos de Caenes. En el conjunto de la cuenca del Duero la primera referencia sobre artiodáctilos eocenos se debe a Miquel (1906), quién citó en San Morales (Salamanca) *Xiphodon gracile* y un Suido indeterminado, habiéndose perdido el material correspondiente. Más recientemente Peláez-Campomanes et al. (1989) señalan cf. *Dichobunidade* indet. en Santa Clara (Zamora) y Cuesta (1993) cf. *Dacrytherium*, cf. *Leptotheridium*, cf. *Dichodon* y Anoplotheriinae indet. en Mazaterón (subcuenca de Almazán, Soria). Cuesta y Jiménez (2000) estudian un fragmento mandibular con varias piezas dentarias del yacimiento de Villamayor (provincia de Salamanca), determinado como *Leptotheridium* sp. (Dacrytheriidae, Artiodactyla, Mammalia) cuya talla y morfologías mandibular y dentaria lo asemejan a *Leptotheridium* sp. de Caenes.

Paleontología sistemática

Orden Artiodactyla Owen 1840
 Familia Dacrytheriidae Depéret 1917
 Género *Leptotheridium* Stehlin 1910
Leptotheridium sp.

Material: molar superior (N.º 25.677, Universidad de Salamanca)
 Dimensiones: longitud = 5,3 mm; anchura = 5,4 mm

Molar poco usado, de contorno casi cuadrado, bunoselenodonto con 5 tubérculos con paracónulo no en media luna, con estilos bien marcados, morfología típica de Dacrytheriidae (diagnosis en Sudre, 1978, p. 108). Dentro de dicha familia la talla lo diferencian de *Catodotherium* Depéret y *Dacrytherium* Filhol, mientras que *Tapirulus* Gervais

tiene un modelo dentario de tipo tapiroide muy diferente. Los caracteres morfológicos y las dimensiones se corresponden con el género *Leptotheridium*, Dacrytheriidae de pequeña talla presente en yacimientos de Europa Occidental en el Eoceno Medio y superior, entre el Bartonense medio (MP 14) y el Ludiense inferior (MP 17) (caracteres diagnósticos en Sthelin, 1910 y Depéret, 1917). Dentro del mencionado género se han descrito tres formas de talla ligeramente creciente y que formarían una línea evolutiva: *Leptotheridium traguloides* Stehlin, *Leptotheridium* cf. *L. traguloides* y *L. lugeoni*, Stehlin, respectivamente del Bartonense medio (MP-14), Bartonense superior (MP-16) y Ludiense inferior (MP-17) (Stehlin, 1910; Depéret, 1917; Sudre, 1978 y 1988). La pieza de Caenes presenta mayores similitudes de tamaño y morfología con la segunda de estas formas. El género *Leptotheridium* ya había sido identificado en Caenes en trabajos anteriores (Cuesta, 1997, 1998) estando representado por un M/3 y un fragmento mandibular con M/3 que presenta mayores similitudes con *Leptotheridium* cf. *traguloides*. También está probablemente presente en Mazaterón (cf. *Leptotheridium*, Cuesta, 1993) y en Villamayor (Cuesta y Jiménez, 2000). En la Península Ibérica, aparte de la cuenca del Duero, sólo está presente en algunas localidades surpirenaicas (Casanovas, 1975).

Familia Anoplotheriidae Bonaparte 1850
 Género *Robiacina* Sudre 1969
Robiacina sp.

Material: un molar superior y un molar inferior (N.º 25.678 y N.º 25.679).

Dimensiones: molar superior: longitud = 3,3 mm; molar inferior: longitud = 4,6 mm; anchura = 3,2 mm.

El molar superior es de talla muy pequeña, bunolofoselenodonto, de contorno triangular, ligeramente incompleto en el ángulo del protocono. Paracono y metacono son selenodontos; ectolofos con estilos poco marcados. Protocono cónico en posición central poco avanzada, paracónulo separado del protocono. Su modelo dentario corresponde al de Anoplotheriidae (diagnosis en Sudre, 1978, p. 125). Presenta también similitudes con otras familias de Bunoselenodontia, especialmente Dacrytheriidae y en menor medida con Xiphodontidae Flower. Estos últimos se diferencian claramente por ser muy selenodontos y por la posición más avanzada del protocono. Por su parte, Dacrytheriidae tiene molares superiores más cuadrados y más desarrollados transversalmente, el ectolofos es menos oblicuo, los estilos son de forma distinta, no

apretados y más masivos y globulosos en la cima; en *Dacrytherium* los estilos tienen repliegues laterales sobre los flancos de paracono y metacono. El protocono tiene una posición más avanzada y con menor separación del paracónulo.

Dentro de la familia Anoplotheriidae se han distinguido dos subfamilias, Robiacinae Sudre y Anoplotheriinae Bonaparte. Esta última incluye taxones de talla mediana o grande y de morfología diferente. Por el contrario, su talla y caracteres dentarios lo identifican como Robiacinae, subfamilia formada exclusivamente por el género *Robiacina* que incluye 3 especies *R. minuta* Sudre, de yacimientos de Europa occidental del Bartonense superior (MP 16), y *R. quercyi* Sudre y *R. la-vergnensis* Sudre, ambas del Ludense inferior (MP 17). Todas ellas se caracterizan por tener una talla mucho menor y molares superiores de contorno triangular con estilos generalmente menos marcados (Sudre, 1969, 1977, 1978). El molar inferior presenta la morfología típica de este género con talónido profundamente abierto delante del endocónido.

La morfología de ambas piezas presentan mayores similitudes con *Robiacina minuta* Sudre del Bartonense superior (Sudre, 1978, lámina 13) lo cual está de acuerdo con la edad del yacimiento. No obstante la talla es ligeramente superior a esta última especie (Sudre, 1978, tabla 13).

Conclusiones

En conclusión, a pesar del escaso material, los nuevos hallazgos de artiodáctilos de Caenes permiten en primer lugar establecer la presencia de *Robiacina*, género que es citado por primera vez en la cuenca del Duero y que anteriormente sólo se conocía en la Península Ibérica en algunas localidades surpirenaicas (Antunes *et al.*, 1997). La morfología lo asemejan a *R. minuta* Sudre del Bartonense superior europeo si bien las dimensiones son algo mayores. En segundo lugar se amplía el conocimiento en el yacimiento del género *Leptotheridium* con molares superiores hasta ahora desconocidos. También presenta mayores similitudes con el material europeo del Bartonense superior. Ambas formas confirman la edad establecida para el yacimiento de Caenes en trabajos anteriores.

Bibliografía

- Antunes, M. T., Casanovas, M. L., Cuesta, M. A., Checa, L., Santafé, J. V. and Agustí, J. 1997. Eocene Mammals from Iberian Peninsula. En: *Actes du Congrès Biochrom'97*, (Eds. J. P. Aguilar, S. Legendre et J. Michaux), *Mémoires et Travaux, École Pratique des Hautes Études*, Institut de Montpellier, **21**, 337-352.
- Casanovas, M. L. 1975. Estratigrafía y Paleontología del yacimiento ludense de Roc de Santa (Área del Noguera-Pallaresa). *Paleontologia i Evolució*, **10**, 1-158.
- Cuesta, M. A. 1993. Cuatro formas de Artiodactyla (Mammalia) del yacimiento eoceno de Mazaterón (Cuenca del Duero, Soria, España). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, **3**, 81-90.
- Cuesta, M. A. 1997. *Leptotheridium* sp., primer Artiodáctilo del yacimiento eocénico de Caenes (Cuenca del Duero, provincia de Salamanca, Castilla y León, España). *XIII Jornadas de Paleontología*, A Coruña 1997, Libro de resúmenes y excursiones, (Eds. A. Grandal, J. C. Gutiérrez-Marco y L. Santos), 162-165.
- Cuesta, M. A. 1998. Presencia de *Leptotheridium* (Dacrytheriidae, Artiodactyla, Mammalia) en el yacimiento eocénico de Caenes (Cuenca del Duero, Salamanca, España). *Studia Geologica Salmantica*, **34**, 69-78.
- Cuesta, M. A. 1999. Las faunas de mamíferos del Eoceno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). Síntesis bioestratigráfica y biogeográfica. *Revista Española de Paleontología*, **14** (2), 203-216.
- Cuesta, M. A. y Jiménez, E. 2000. Villamayor: nuevo yacimiento con artiodáctilos del Eoceno de la cuenca del Duero (Salamanca, Castilla y León, España). *Studia Geologica Salmantica*, **36**, 3-12.
- Depéret, Ch. 1917. Monographie de la faune de mammifères fossiles du Ludien inférieur d'Euzet-les-Bains (Gard). *Annales de l'Université de Lyon (Sciences, Médecine)*, **40**, 1-274.
- Gil, S. 1992. Yacimientos de Vertebrados paleógenos de Castilla y León. En: *Vertebrados fósiles de Castilla y León*, (Coord. E. Jiménez), Museo de Salamanca, 27-37.
- Jiménez, E. 1992. Las dataciones del Paleógeno de Castilla y León. En: *Vertebrados fósiles de Castilla y León*, (Coord. E. Jiménez), Museo de Salamanca, 39-42.
- Miquel, M. 1906. Restos fósiles de Vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **6**, 352-357.

- Stehlin, H. G. 1910. Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens. Critischer Catalog der Materialien. *Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft*, **36**, 839-1.164.
- Sudre, J. 1969. Les gisements de Robiac (Eocène supérieur) et leurs faunes mammifères. *Palaeovertebrata*, **2** (3), 95-156.
- Sudre, J. 1977. L'évolution du genre *Robiacina* Sudre 1969, et l'origine des Cainotheriidae. *Géobios*, **1**, 231-231.
- Sudre, J. 1978. *Les Artiodactyles de l'Eocène moyen et supérieur d'Europe occidentale (systématique et évolution)*. Thèse, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 257 pp.
- Sudre, J. 1988. Le gisement du Bretou (Phosphorites du Quercy, Tarn-et-Garonne, France) et sa faune de Vertébrés de l'Eocène supérieur. VII. Artiodactyles. *Palaeontographica A.*, **205**, 129-154.

***Protolenus* (*Hupeolenus*) Geyer 1990
(Trilobita) en el Bilbiliense (Cámbrico
Inferior) de Jarque (Zaragoza,
Cadenas Ibéricas)**

M^a. E. DIES¹, R. GOZALO² y E. LIÑÁN¹

Abstract Three species of the trilobite subgenus *Protolenus* (*Hupeolenus*) are figured by the first time in Jarque: *P. (H.) dimarginatus* Geyer 1990, *P. (H.)* cf. *termierelloides* and *P. (H.) jillocanus* (Liñán and Gozalo 1986). This moroccan subgenus permits a good correlation between the Iberian Chains and the High Atlas and Anti Atlas.

Key words: Trilobita, *Protolenus*, Bilbilian, Cambrian, Iberian Chains, Spain.

Palabras clave: Trilobita, *Protolenus*, Bilbiliense, Cámbrico, Cadenas Ibéricas, España.

Introducción

Aunque se conocen ya buenas secciones de materiales depositados durante el Bilbilense (Cámbrico Inferior tardío) en las Cadenas Ibéri-

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. medies@posta.unizar.es.

² Departamento de Geología. Facultad de Biología. Universitat de Valencia. Dr. Moliner, 50, 46100 Burjasot. Valencia. gozalo@uv.es.

cas, faltan estudios detallados de las especies fósiles que lo caracterizan y de su distribución estratigráfica.

El objetivo de este trabajo es dar a conocer la existencia de dos especies de *Protolenus* (*Hupeolenus*) comunes con Marruecos con fines paleobiogeográficos.

Localización y estratigrafía

Se ha estudiado la sección Jarque 1, situada a unos 100 km al suroeste de la ciudad de Zaragoza, en las inmediaciones de la localidad de Jarque de Moncayo. La sección Jarque 1 (Liñán *et al.*, 1996) muestra una sucesión continua desde la parte inferior de la Formación Embid hasta la Formación Borobia (parte baja del Grupo Acón).

Los materiales estudiados (Fig. 1) pertenecen a la Formación Valdemiedes (Cámbrico Inferior- Cámbrico Medio basal) que, en Jarque 1, consiste en 160 m de lutitas verdosas con nódulos de carbonatos. Esta formación contiene trilobites polímeros, braquiópodos, equinodermos, hiolitos e icnofósiles y sus materiales se depositaron en un medio marino sublitoral.

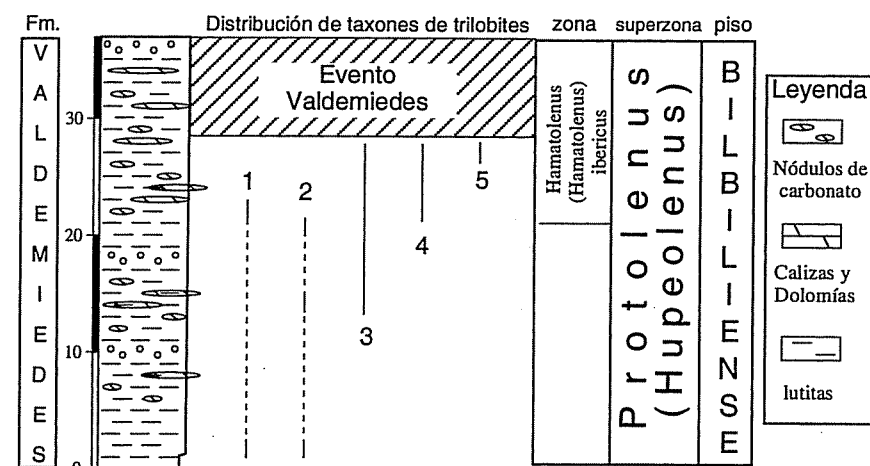


Figura 1. Columna estratigráfica de los niveles pertenecientes a la superzona de *Protolenus* (*Hupeolenus*) en la sección Jarque 1 (modificada de Liñán *et al.*, 1996). 1: *P. (H.) cf. termierelloides*; 2: *P. (H.) dimarginatus*; 3: *Kingaspis campbelli*; 4: *P. (H.) jillocanus*; 5: *Hamatolenus* sp.

Sistemática

El material figurado se encuentra depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza con las siglas MPZ 01/100 a 01/107.

Familia **Protolenidae** R. & E. Richter 1948

Género *Protolenus* Matthew 1892

Subgénero *Hupeolenus* Geyer 1990

Especie tipo: *Protolenus* (*Hupeolenus*) *hupei* Geyer 1990

Geyer (1990a) define el nuevo subgénero *Hupeolenus* dentro del género *Protolenus* diferenciándolo del ya existente *Protolenus* por la presencia de surcos oblicuos patentes y la relación entre la anchura del borde anterior y la del área preglabellar. Westrop y Landing (2000) comentan que la diagnosis dada por Geyer (1990a) plantea algunos problemas, lo que hace necesaria una revisión del género.

Protolenus (*Hupeolenus*) *dimarginatus* Geyer 1990

Lám. 1: 1 y 3

1990a *Protolenus* (*Hupeolenus*) *dimarginatus* n. sg. n. sp.; Geyer, pp. 188-189, lám. 47, figs. 10-12.

v 1996 *Protolenus* (*Hupeolenus*) cf. *dimarginatus*; Liñán *et al.*, p. 70.

Material: 4 cránidos y 7 librígenas conservados como moldes internos en lutitas verdes.

Discusión. El material estudiado presenta gran similitud con el descrito por Geyer (1990a), siendo su principal característica diagnóstica la presencia de un surco suave en el borde anterior que lo divide en dos bandas.

Protolenus (*Hupeolenus*) cf. *termierelloides*

Lám. 1: 2, 4 y 5; Lám. 2: 1

Material: 5 cránidos conservados como moldes internos en lutitas verdes

Discusión. La especie *Protolenus* (*Hupeolenus*) *termierelloides* Geyer 1990 fue figurada en las Cadenas Ibéricas por primera vez por Álvaro y Liñán (1997). Nuestros ejemplares presentan las características de los especímenes descritos por estos autores y Geyer (1990a), si bien el borde anterior es aproximadamente igual de ancho que el área preglabellar.

Este hecho podría tener explicación si tenemos en cuenta que esta característica puede ser un factor que cambie a lo largo de la evolución de la especie ya que los ejemplares de Jarque se encuentran en materiales más modernos que los figurados por Álvaro y Liñán (1997) procedentes de Ateca y Borobia. En cualquier caso, debido al bajo número de ejemplares encontrado, preferimos dejar de momento el material aquí figurado en nomenclatura abierta.

Protolenus (Hupeolenus) jillocanus (Liñán y Gozalo 1986)
Lám. 2: 2 y 3

- 1961 *Termierella* sp. Sdzuy, pp. 289-290, lám 10, fig. 8-11 (con sinónimos anteriores)
1983 *Termierella* sp. Hernández *et al.*, pl. 9
v 1986 *Hamatolenus (Myopsolenus?) jillocanus* n. sp.; Liñán y Gozalo, p. 46-47, lám. 4, figs. 4, 7-10; lám. 5, figs. 1-8.
v1993 *Hamatolenus (Myopsolenus?) jillocanus* Liñán y Gozalo 1986; Álvaro *et al.*, p.44, lám. 1, figs. 1-2; p. 46.
v 1995 *Protolenus (Hupeolenus) jillocanus* (Liñán y Gozalo 1986); Geyer y Palmer, p. 462.
v1996 *Protolenus (Hupeolenus) jillocanus* (Liñán y Gozalo 1986); Liñán *et al.*, p. 70.
v1996 *Protolenus (Hupeolenus) jillocanus* (Liñán y Gozalo 1986); Gozalo *et al.*; pp. 76-77, p. 80.

Material: 6 cranidios conservados como moldes internos en lutitas verdes

Discusión. Esta especie fue definida por Liñán y Gozalo (1986) como *Hamatolenus (Myopsolenus?) jillocanus* y se mantuvo como tal en posteriores trabajos hasta Geyer y Palmer (1995) quienes la sitúan dentro del género *Protolenus* al revisar los ejemplares figurados por Álvaro *et al.* (1993). Las principales características diferenciadoras de esta especie son la presencia de un borde anterior estrecho, algo redondeado (sagitalmente) y elevado con respecto al área preglabellar, y de un surco preglabellar profundo y neto, así como de un surco anterior marcado y estrecho.

Distribución y edad

Todos los ejemplares se han encontrado en la parte alta del piso Bilbiliense (Cámbrico Inferior terminal) caracterizando los niveles pertenecientes a la superzona de *Protolenus (Hupeolenus)* (Fig. 1). En

esta sección, las especies *P. (H.) dimarginatus* y *P. (H.) cf. termierelloides* aparecen antes y tienen su primer registro en el mismo nivel. La especie *P. (H.) jillocanus* aparece en niveles superiores en Jarque 1; el horizonte de primera aparición de esta especie es considerado por Liñán *et al.* (1993) como uno de los marcadores del inicio de la zona de *Hamatolenus (Hamatolenus) ibericus*. El horizonte de última presencia de esta especie se produce justo antes del Evento Valdemiedes, como la mayoría de las faunas de trilobites que caracterizan el Cámbrico Inferior.

Las especies *P. (H.) dimarginatus* y *P. (H.) termielleroides*, definidas en Marruecos coexisten dentro de la zona de *Hupeolenus* del piso Tissaftin (Geyer, 1990a) y permiten una buena correlación entre estas dos regiones.

Implicaciones paleogeográficas y conclusiones

El género *Protolenus* fue definido en New Brunswick y posteriormente ha sido citado en Inglaterra, Alemania, Polonia, Marruecos y España. Esta distribución es coherente con el uso de la Provincia Acado-báltica que propone Sdzuy (1972) tal y como se observa en la Figura 2.

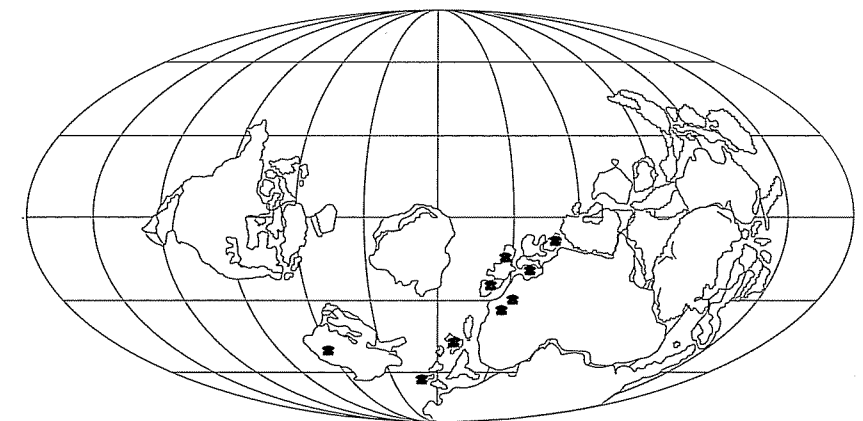


Figura 2. Paleogeografía del Bilbiliense superior con la distribución biogeográfica de *Protolenus (Hupeolenus)* Geyer 1990, modificado de Gozalo y Liñán (1995).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto BTE 2000-1145-C02-01 de la Dirección General de Estudios Superiores. M.^a Eugenia Dies es becaria del Departamento de Educación y Cultura de la Diputación General de Aragón. Los autores agradecen a la Dra. Zarela Herrera la fotografía de los ejemplares figurados.

Bibliografía

- Álvaro, J., Gozalo, R. y Liñán, E. 1993. Bioestratigrafía del límite Cámbrico Inferior-Medio en Ateca (Cadena Ibérica Occidental, España). *Revista Española de Paleontología*, n.º extraordinario, 40-48.
- Álvaro, J. J. y Liñán, E. 1997. Nuevos datos acerca del Bilbilense (Cámbrico Inferior terminal) en las Cadenas Ibéricas y su correlación con otras áreas. *Revista Española de Paleontología*, 12 (2), 277-280.
- Geyer, G. 1990a. Die marokkanischen Ellipsocephalidae (Trilobita: Redlichii-da). *Beringeria*, 3, 1-363.
- Geyer, G. 1990b. Revised Lower to Lower Middle Cambrian biostratigraphy of Morocco. *Newsletter on Stratigraphy*, 22 (2-3), 53-70.
- Geyer, G. and Palmer, A. R. 1995. Neltneriidae and Holmiidae (Trilobita) from Morocco and the problem of Early Cambrian intercontinental correlation. *Journal of Paleontology*, 69 (3), 459-474.
- Gozalo, R. and Liñán, E. 1995. Leonian (early Middle Cambrian) *Paradoxides* biostratigraphy. *Beringeria* Special Issue, 2, 169-171.
- Gozalo, R., Liñán, E. and Sdzuy, K. 1996. September 20. The Lower and Middle Cambrian of Murero and Villafeliche (West Asturian-Leonese Zone. Western Iberian Chain). In: *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain. 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts* (Eds. E. Liñán, J. A. Gámez Vintaned and R. Gozalo). Universidad de Zaragoza, 73-80.
- Hernández, A., Olive, A., Moissenet, E., Carls, P., Sdzuy, K. y Kolb, S. 1983. Mapa geológico de España, E 1:50.000. Daroca (465). *I.G.M.E.* 2.^a serie, 1.^a edición, 1-76.
- Liñán, E. y Gozalo, R. 1986. Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Mure-ro (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 2, 1-104.

Protolenus (Hupeolenus) Geyer 1990 (Trilobita) en el Bilbiliense (Cámbrico Inferior) de Jarque ...

- Liñán, E.; Fernández-Nieto, C., Gámez, J. A., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno-Eiris, E.; Palacios, T. y Perejón, A. 1993. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología*, n.º extraordinario, 26-39.
- Liñán, E., Sdzuy, K., Álvaro, J. J., Gámez Vintaned, J. A. and Gozalo, R. 1996. September 19. The Jarque section: Lower and Middle Cambrian (West Asturian-Leonese Zone. Eastern Iberian Chain). In: *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain. 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts* (Eds. E. Liñán, J. A. Gámez Vintaned and R. Gozalo). Universidad de Zaragoza, 57-72.
- Matthew, G. F. 1892. *Protolenus*: A new genus of Cambrian trilobites. *Bulletin of the Natural History Society of New Brunswick*, 10, 34-37.
- Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse*, (7-8), 217-408.
- Sdzuy, K. 1972. Das Kambrium der Acadobaltischen Faunenprovinz. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil II (1-2), 1-91.
- Westrop, S. R. and Landing, E. 2000. Lower Cambrian (Branchian) trilobites and biostratigraphy of the Hanford Brook Formation, Southern New Brunswick. *Journal of Paleontology*, 74 (5), 858-878.

Lámina 1. 1, 3. *Protolenus (Hupeolenus) dimarginatus* Geyer 1990. 1. Cranidio conservado como molde interno en lutitas verdes, MPZ 01/100, x 4. 3. Réplica en látex de fragmento de cefalón, MPZ 01/101, x 2,5. 2, 4-5. *Protolenus (Hupeolenus) cf. termierelloides* 2. Cranidio conservado como molde interno en lutitas verdes, MPZ 01/102, x 4. 4. Fragmento de cranidio conservado como molde interno en lutitas verdes, MPZ 01/103, x 2,5. 5. Cranidio unido a tres segmentos torácicos conservado como molde interno en lutitas verdes, MPZ 01/104, x 7.

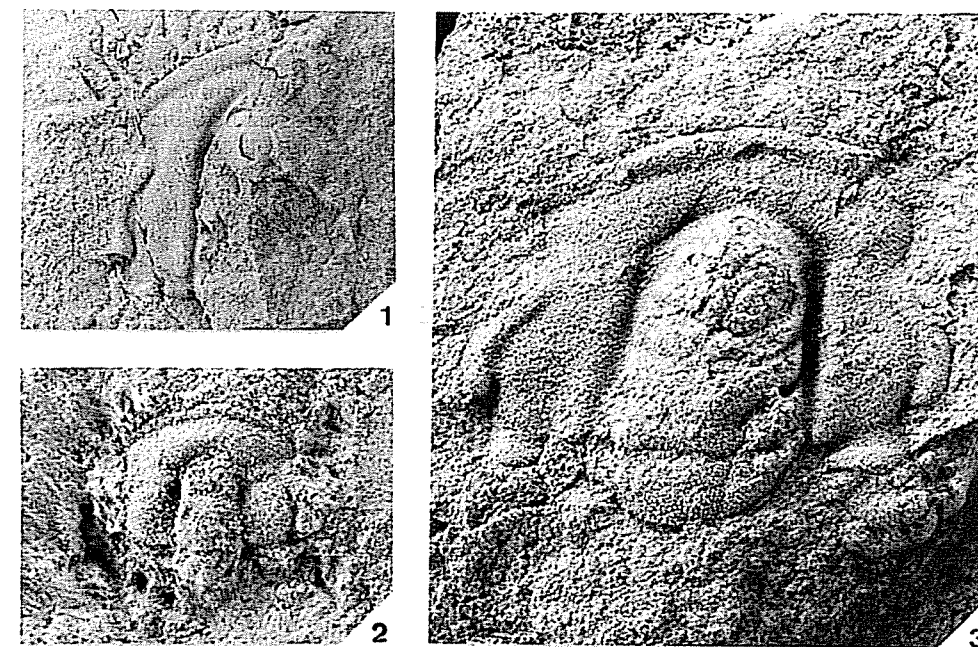
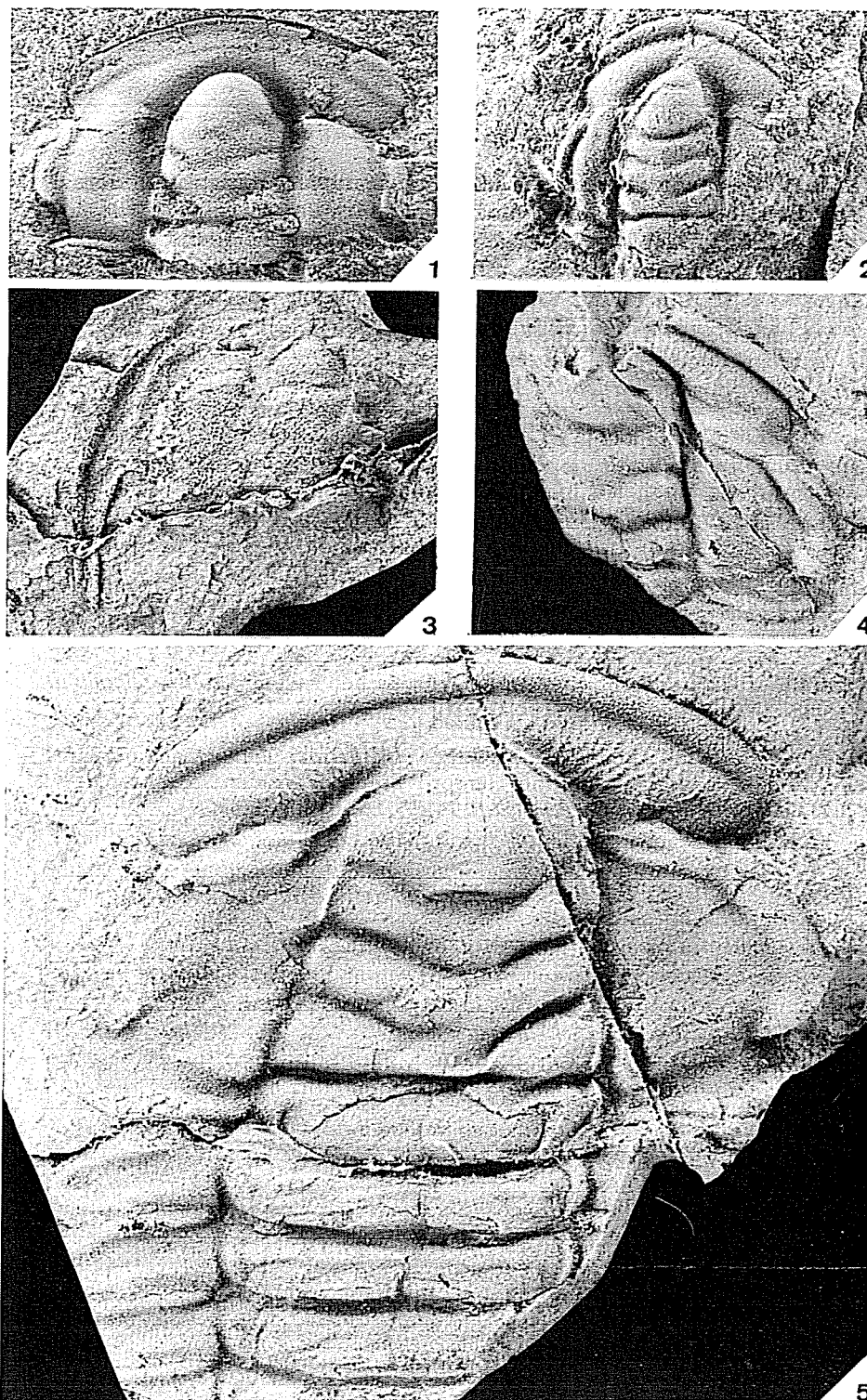


Lámina 2. 1. *Protolenus (Hupeolenus) cf. termierelloides*. Fragmento de cranidio conservado como molde interno en lutitas verdes, MPZ 01/105, x 2. 2-3. *Protolenus (Hupeolenus) jillocanus* (Liñán y Gozalo, 1986). 2. Cranidio juvenil conservado como molde interno en lutitas verdes, MPZ 01/106, x 7. 3. Cranidio conservado como molde interno en lutitas verdes, MPZ 01/107, x 6.

El paisaje vegetal de la Llanura Manchega durante el Tardiglacial

M. DORADO¹, A. VALDEOLMILLOS¹, M. B. RUIZ¹ y M. J. GIL¹

Abstract The Quaternary sedimentary deposits of La Mancha Plain, an area with low altitude, are not related with glacial dynamics but with the available water. They are aeolian deposits or fluvial and/or lacustrine sedimentary sequences, being the last developed in wetland areas. The palynological and sedimentological analyses from five deposits have allowed to reconstruct the vegetation history and to infer the palaeoclimatic sequence for the Late-glacial period.

Key words: Paleopalynology, late-glacial, La Mancha Plain, National Park of «Las Tablas de Daimiel».

Palabras clave: Paleopalinología, tardiglacial, Llanura Manchega, Parque Nacional «Las Tablas de Daimiel».

Introducción

La Llanura Manchega, cuya naturaleza fisionómica distintiva es su planitud, se extiende de este a oeste desde el valle del río Júcar a la zona de Ciudad Real que se sitúa en la franja de transición entre Campo Calatrava y la Llanura Manchega propiamente dicha (Portero *et al.*,

¹ Departamento de Geología. Campus Universitario. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares. Madrid. miriam.dorado@uah.es.

1988). Está delimitada al norte por los Montes de Toledo, la Cuenca del Tajo y la Sierra de Altomira, y por el Campo de Calatrava, Campo Montiel y las cuencas del Júcar y Cabriel al suroeste, sur y sureste, respectivamente (Fig. 1).

En el área de estudio se han desarrollado un conjunto de depósitos, relacionados con la mayor o menor disponibilidad de agua.

La respuesta a los periodos de aridez se ha materializado en la formación de dunas arcillosas (Pérez-González *et al.*, 1983; Piles y Pérez-González, 1988) como la de Arenales de San Gregorio (TASG-1), datada por OST/TL en unos 22.000 a 23.000 años BP (Rendell *et al.*, 1996), y en la formación de depósitos arenosos de estructura masiva y facies tipo loess-like (Pérez-González *et al.*, 1983) como es el de la Mesa de Ocaña (MO), datado mediante IRSI en 11.000 años BP (Rendell *et al.*, 1996).

La información de tipo paleoclimático que se presenta procede tanto de los dos depósitos anteriormente citados como de muestreos llevados a cabo en tres depósitos relacionados con el humedal de Las Tablas de Daimiel y su entorno: el testigo CC-17, con una datación a 6,40 m de 9.890 ± 180 años BP, el testigo «Tablas de Daimiel» de 38,5 m de profundidad, con una datación de 25.160 ± 100 años BP a los 8,20 m, y el de Zuacorta-2, cuya base (4,32 m) ha sido datada en 15.260 ± 50 años BP.

Resultados

A la vista de los resultados obtenidos en el análisis de las secuencias citadas, se pueden establecer las características paleoclimáticas en el área de estudio durante el Tardiglacial (Fig. 2).

Hacia los 25.000 años, Estadio Isotópico 2, se detecta una ligera y breve mejoría en la que el incremento de temperatura se traduce en un aumento de disponibilidad de agua, favoreciendo la instalación de un régimen fluvial que da lugar a la sedimentación de un material detrítico grosero, con cantos de caliza, tal y como se detecta en la secuencia «Tablas de Daimiel». Estas condiciones favorecen el desarrollo de bosques de pinos y algunas masas de *Quercus* tipo perennifolio. Tras el breve interestadial tuvo lugar un deterioro progresivo que culminó con el Último Máximo Glacial, caracterizado por una fuerte aridez. Como consecuencia se produjo una pérdida de los estratos arbóreo y arbustivo, lo que favoreció

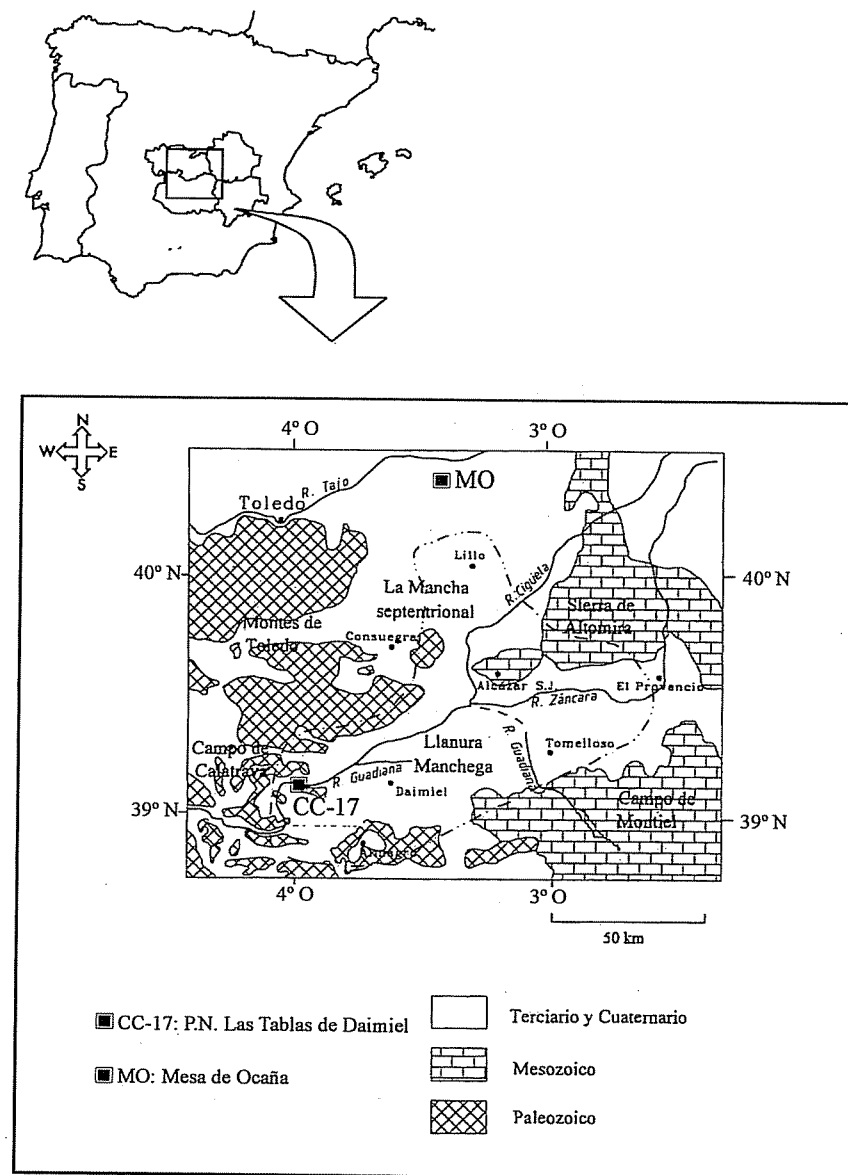


Figura 1. Situación geográfica del área de estudio.

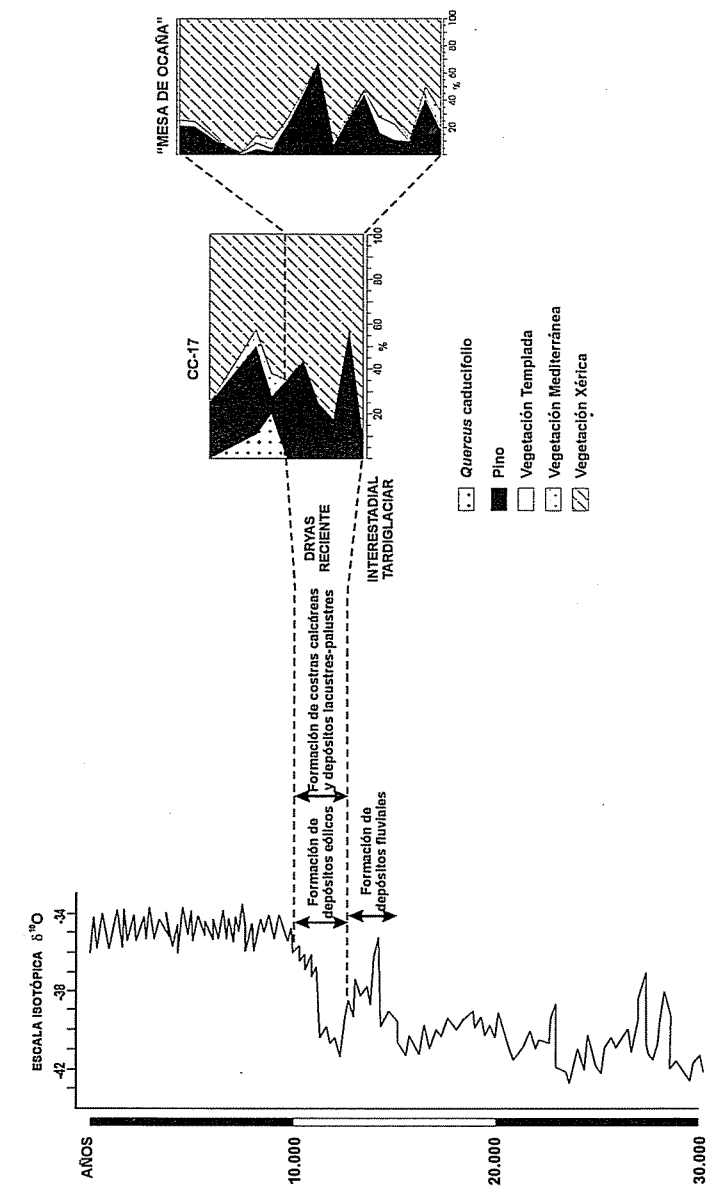


Figura 2. Registro paleoclimático del Tardiglaciario en la Llanura Manchega.

la formación de un paisaje abierto constituido exclusivamente por vegetación herbácea y la instalación en el humedal de un ambiente lacustre-palustre (fangos carbonatados), con la formación de costras calcáreas en los momentos de mayor aridez. La pérdida de lámina de agua favoreció la deflación de las arcillas dando como resultado la génesis de depósitos de naturaleza eólica. En el recuento polínico se detectan presencias de elementos como *Betula*, *Corylus* y *Fagus* que ponen de manifiesto la existencia de áreas refugio, al igual que ocurre en otras áreas de la Península Ibérica como en algunos depósitos del NO peninsular (Ramil Rego *et al.*, 1998) y Padul —Granada— (Pons y Reille, 1988).

La mejora climática del Interestadial Tardiglaciario, que se inicia alrededor de los 15.000 años BP, supuso un aumento de la precipitación y por tanto de la disponibilidad de agua, lo que se traduce, en nuestra zona de estudio, en el desarrollo de un ambiente fluvial que deposita arenas y cantos de caliza, aunque hasta el momento no tenemos información sobre la vegetación que se desarrolló en Las Tablas de Daimiel. Sin embargo, en los registros palinológicos correspondientes a este periodo en la Península Ibérica se observa una clara progresión de los taxones arbóreos (Gómez-Lobo, 1993; Maldonado Ruiz, 1994; Peñalba *et al.*, 1997; Ramil Rego *et al.*, 1998) aunque se observan diferencias regionales en los elementos arbóreos que configuraron el paisaje vegetal de cada territorio.

Entre los 11.000 y 10.000 años BP tiene lugar un breve empeoramiento conocido como el Dryas Reciente y caracterizado por un nuevo aumento de la aridez. Bajo estas condiciones, el medio responde con la disminución del área encharcada y por tanto con la instalación de ambientes lacustres-palustres (registrados en la base de la secuencia CC-17), y la formación de depósitos eólicos (MO). La vegetación durante esta etapa está constituida por bosques de pinos y elementos estépicas como *Juniperus*, *Artemisia* y *Chenopodiaceae*. En zonas de alta montaña este episodio está caracterizado por la disminución de la vegetación arbórea y el aumento de *Artemisia*, *Chenopodiaceae* y *Poaceae* (Van Mourik, 1986; Ramil Rego, 1993; Pérez-Obiol y Juliá, 1994; Van der Knaap y Van Leeuwen, 1995; Peñalba *et al.*, 1997; Ruiz Zapata *et al.*, 1997). Sin embargo, en las zonas más bajas, tanto en altitud como en latitud, junto al aumento de las plantas estépicas se observa el aumento de *Pinus* (Menéndez Amor y Florschütz, 1961; Pons y Reille, 1988; Dorado Valiño *et al.*, 1999; Ruiz Zapata *et al.*, 2000), debido al descenso de su límite altitudinal, como consecuencia de un empeoramiento climático más severo en las zonas de mayor altitud.

Discusión y conclusiones

A la vista de todo lo expuesto, el Tardiglaciario, definido como una etapa de transición entre el Último Máximo Glaciario y el actual interglaciario, se caracteriza por el desarrollo de dos episodios fríos y secos separados por uno cálido y húmedo o interestadial.

En nuestra zona de estudio, debido a las características del entorno, la respuesta a las condiciones climáticas frías y áridas fueron algo peculiares. Por un lado, se produjo la disminución de la disponibilidad de agua y por tanto la interrupción del régimen laminar o turbulento en los cauces fluviales ya que las amplias llanuras aluviales fueron perdiendo progresivamente caudal hasta quedar prácticamente secas. Como consecuencia de ello se produjo una reducción de la recarga de agua al acuífero.

La vegetación respondió con una pérdida de árboles de ribera y elementos acuáticos asociados a zonas húmedas, dando paso al desarrollo de elementos higrófitos y finalmente a estepas xéricas. La falta de cobertura vegetal favoreció la deflación de las arenas y arcillas acumuladas en la llanura aluvial y zonas húmedas, dando lugar a la formación de complejos dunares y costras carbonatadas.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del marco de los siguientes proyectos:

— *Cambios climáticos durante el Cuaternario en la Llanura Manchega Occidental. Su registro en secuencias sedimentarias del Parque Nacional «Las Tablas de Daimiel»*. CICYT (BTE2000-0779).

— *Evolución climática en la Submeseta Sur durante el Cuaternario: Las Tablas de Daimiel y Lagunas de Ruidera*. Fundación Ramón Areces (1997-2000).

Bibliografía

Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Ruiz Zapata, M. B., Gil García, M. J. y Bustamante Gutiérrez, I. 1999. Evolución climática durante el Holoceno en la Cuenca Alta del Guadiana (Submeseta Sur Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, 13 (1-2), 19-32.

- Gómez-Lobo, A. 1993. *Historia de la vegetación durante los últimos 15.000 años en los Picos de Urbión (Soria) en base al análisis polínico*. Tesis Doctoral. Universidad de Alcalá. (Inédito).
- Maldonado Ruiz, J. 1994. *Evolución Tardiglaciaria y Holocena de los macizos del Noroeste Peninsular*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid. (Inédito).
- Menéndez Amor, J. y Florschütz, F. 1961. Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. Resultado del análisis palinológico de algunas series de muestras de turba, arcilla y otros sedimentos en los alrededores de: I. Puebla de Sanabria (Zamora); II. Buelna (Asturias), Vivero (Galicia) y en Levante. *Estudios Geológicos*, **XVII**, 83-99.
- Peñalba Garmendia, M. C., Arnold, M., Guiot, M., Duplessy, J. C. and De Beaulieu, J. L. 1997. Termination of the last glaciation in the Iberian Peninsula inferred from pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research*, **48**, 205-214.
- Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A. y Gallardo, J. 1983. El paisaje eólico de la Llanura Aluvial de San Juan (Llanura Manchega central). *Cuadernos Laboratorio Xeológico Laxe*, **5**, 631-656.
- Pérez-Obiol, R. and Julià, R. 1994. Climatic change on the Iberian peninsula recorded in 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, **41**, 91-98.
- Piles, E. y Pérez-González, A. 1988. *Mapa Geológico de España E 1:50.000 «Villar de San Juan» (738)*. ITGE. Madrid.
- Pons, A. and Reille, M. 1988. The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**, 243-263.
- Portero, J. M., Ramírez Merino, J. I., Ancochea, E. y Pérez-González, A. 1988. *Mapa Geológico de España E 1:50.000 «Ciudad Real» (784)*. IGME. Madrid.
- Ramil Rego, P. 1993. Evolución climática e historia de la vegetación durante el Pleistoceno superior y el Holoceno en las regiones montañosas del NO ibérico. In: *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos: cambios ambientales y actividad humana* (Eds. A. Pérez Alberti, L. Guitián Rivera y P. Ramil Rego), 25-60.
- Ramil Rego, P., Muñoz Sobrino, C., Rodríguez-Gutián, M. and Gómez Orellana, L. 1998. Differences in the vegetation of the North Iberian peninsula during the last 16,000 years. *Plant Ecology*, **138**, 41-62.

- Rendell, H. M., Pérez-González, A., Calderón, T. and Benítez, P. 1996. Late Quaternary aeolian activity in the Manchega Plain, Central Spain. In: *8th International Conference on Luminiscence and Electron Spin Resonance dating*, 220-221.
- Ruiz Zapata, M. B., Gil García, M. J., Dorado Valiño, M., Andrade Olalla, A., Martín Arroyo, T. y Valdeolmillos Rodríguez, A. 1997. Vegetación y paleoambientes en el Sistema Central español. In: *Cuaternario Ibérico* (Ed. J. Rodríguez Vidal), AEQUA, 248-260.
- Ruiz Zapata, M. B., Pérez-González, A., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A. y Gil García, M. J. 2000. Caracterización de las etapas áridas del Pleistoceno Superior en la región Central peninsular. *Geotemas*, **1** (4), 273-278.
- Van der Knaap, W. O. and Van Leeuwen, J. F. N. 1995. Holocene vegetation succession and degradation responses to climatic change and human activity in the Sierra de Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **89**, 153-211.
- Van Mourik, J. M. 1986. Pollen profiles of slope deposits in the Galicia area (N.W. Spain). *Nederlandse Geografische Studies*, **12**.

Análisis preliminar de la ictiofauna del yacimiento medieval de Área (Viveiro, Lugo)

M^a. C. FERRÉ¹ Y J. M. REY¹

Abstract Fish bone remains recorded from the shell midden medieval site of Area (Viveiro, Lugo province, northwest Spain) are studied. Hillfort estimate dating ranges from XIV to XVth century A. D. Remains of at least sixteen fishes species are recorded, among them *Sardina pilchardus*, *Conger conger* and *Merluccius merluccius* as the most relevant. The high share of these three forms makes them the most important component of fish-trading for these populations in the Middle Age.

Key words: Pisces, Osteichthyes, Medieval, Lugo, Spain.

Palabras clave: Peces, Osteíctios, Medieval, Lugo, España.

Introducción

El yacimiento estudiado se ubica en la playa de Área, perteneciente a la parroquia de Faro, dentro del término municipal de Viveiro. Sus coordenadas son 43° 39' longitud N y 7° 38' longitud W. A causa a las obras encaminadas a la construcción de un paseo marítimo, se puso de manifiesto una gran cantidad de materiales cerámicos, ade-

¹ Departamento de Biología Animal, Facultad de Biología. Campus Sur 15782 Universidad de Santiago de Compostela. bacarmen@usc.es; jmrey@usc.es.

más de restos de macromamíferos, conchas de moluscos y peces. La mayor parte de las muestras de este estudio proceden de los niveles superiores de talud de una formación de dunas localizada en la playa de esta localidad.

En un primer momento se pensó que este yacimiento podría ser adscrito al período romano, debido a la presencia de diversas ruinas de una factoría pesquera romana en la playa, donde también aparecieron tanques o pilas destinadas probablemente al salazón (Vázquez Seijas, 1952). No obstante, los estudios de la cerámica asociada al material faunístico permitieron atribuir el depósito arqueológico al período bajo medieval, centrado más concretamente en torno a los siglos XIV-XV A. D.

Resultados

En este estudio se expone un primer análisis del material ictiológico correspondiente a este yacimiento de la costa lucense, del cual se recuperaron un total de 1.943 restos. La identificación a nivel genérico alcanza un 90,9% de las piezas estudiadas, correspondientes a 15 especies distintas de Osteictios y a un Condrictio (véase la Tabla 1). El 9,1% restante no pudo ser identificado por el alto grado de desgaste y fragmentación que presentan.

Aún cuando la diversidad específica es alta, el 77,5% de los restos determinados se reparten entre tres especies: sardina (*Sardina pilchardus* Walbaum), merluza (*Merluccius merluccius* Linnaeus) y congrio (*Conger conger* Linnaeus), representados por 686 (35,4%), 595 (30,6%) y 225 (11,5%) restos respectivamente (Fig. 1).

Con un número de restos significativamente menor, aparecen las otras trece especies identificadas: *Raja sp.*, *Trachurus trachurus* (Linnaeus), *Trisopterus luscus* (Linnaeus), *Pollachius pollachius* (Linnaeus), *Polyprion americanus* (Schneider), *Dicentrarchus labrax* (Linnaeus), *Pagrus pagrus* (Linnaeus), *Diplodus sargus* (Linnaeus), *Pagellus acarne* (Risso), *Pagellus bogaraveo* (Brünnich), *Labrus bergylta* (Ascanius), *Scomber scombrus* (Linnaeus) y *Trigla lyra* Linnaeus.

Especies	Pmx	Max	Dnt	Art	Cdr	Hmd	Cbr	Fbr	Opc	Crh	Urh	Pal	Pvm	Pst	Oto	Ddr	Esc	Esp	Boc	Vpc	Vca	Total	NMI
Raja sp.																6				1		7	+
S. pilchardus			1/0			0/1								2/0						437	245	686	+2
C. Conger		1/0							1/0											202	21	225	+1
M. merluccius	1/1	1/3	1/1	6/9	1/2							0/2	1							526	40	595	+9
T. trachurus	1/2	3/3		3/3	1/2				0/1											37	67	123	+3
T. luscus					0/2															2	6	10	2
P. pollachius	1/0			1/0	1/1															2	5	15	1
P. americanus			1/0																			1	1
D. labrax																				4	14	18	+
P. pagrus	0/5		0/1																	2	3	11	5
D. Sgru																				2	8	10	+
P. acame	2/2					0/1				1/0	1										6	13	2
P. bogaraveo	2/1			1/1																3	11	19	2
L. bergylla		0/1	1/0	1/0	1/1		2	1/2	1/0	1/0		1								1	9	22	2
S. scombrus																				4	5	9	+
T. iya	1/1	1/0																				4	1
Indeterminados	3	30/26			2/0				1/0	2	1	3		1	23	1			9	12	62	176	30
Total	20	16	62	23	14	4	2	3	2	5	2	5	2	3	23	6	1	1	9	1299	502	1943	

Tabla 1. Relación de las especies estudiadas en el yacimiento de Área en función de los huesos determinados. Pmx: premaxilar, Max: maxilar, Dnt: dentario, Art: articular, Cdr: cuadrado, Hmd: hiomandibular, Cbr: ceratobranquial, Fbr: faringobranquial, Opc: opercular, Crh: ceratohial, Urh: urohial, Pal: palatino, Pvm: prevómer, Pst: posttemporal, Oto: otolito, Ddr: dentículo dérmico, Ecs: escutelo, Esp: espina, Boc: basioccipital, Vpc: vértebra precaudal, Vca: vértebra caudal, NMI: número mínimo de individuos.

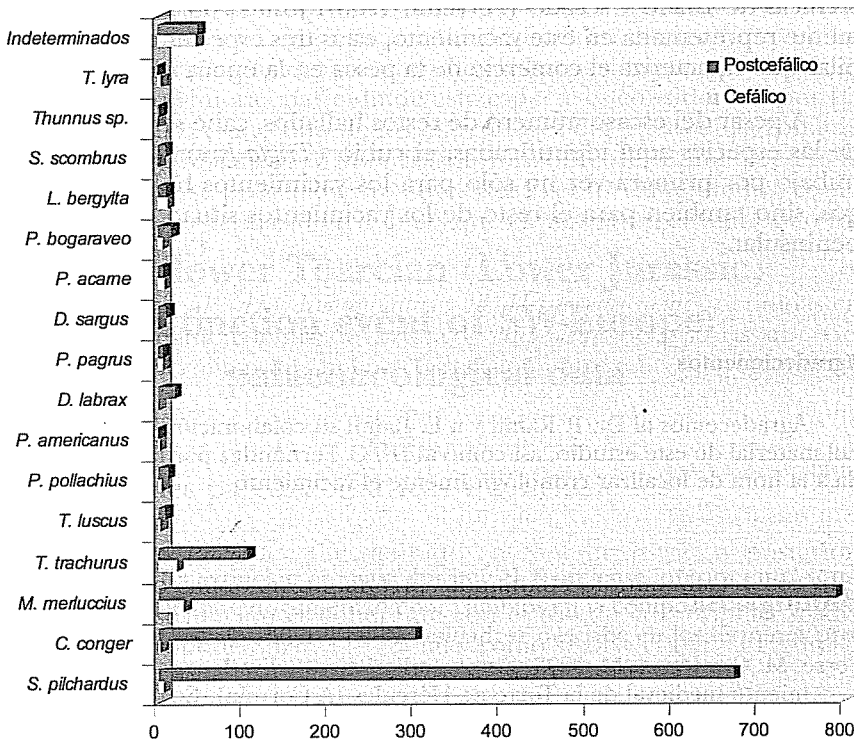


Figura 1. Representación numérica comparativa de los restos cefálicos y postcefálicos de las especies identificadas en el yacimiento de Área.

Conclusiones

La importancia numérica de la terna sardina-merluza-congrío, se ha venido repitiendo hasta el momento en otros yacimientos costeros estudiados para este período histórico, como es el caso de la Torre de Hércules (Ferré y Rey, 1997, 1998) y otros yacimientos inéditos en fase de estudio.

El elevado número de restos de merluza y congrio corrobora la documentación existente sobre las pesquerías medievales, dirigidas principalmente al comercio de dichas especies, utilizando para su conservación

técnicas de salado y secado (Ferreira, 1988). Junto con la sardina, altamente representada en este yacimiento, estas tres especies constituyen el pilar que caracteriza el comercio de la pesca en la época medieval.

A pesar del escaso número de restos hallados, cabe señalar que una de las especies aquí identificadas, el rubio (*Trigla lyra*), se cita en este trabajo por primera vez no sólo para los yacimientos holocenos gallegos, sino también para el resto de los yacimientos situados en el norte peninsular. ...

Agradecimientos

Agradecemos al Dr. P. Ramil y a E. Ramil su colaboración en la recogida del material de este estudio, así como al Dr. C. Fernández por la ayuda prestada a la hora de localizar cronológicamente el yacimiento.

Bibliografía

- Ferré, M. C. y Rey, J. M. 1997. Datos preliminares sobre la ictiofauna del yacimiento medieval de la Torre de Hércules (A Coruña). En: *Cuaternario Ibérico*, (Ed. J. Rodríguez Vidal), 115-118.
- Ferré, M. C. y Rey, J. M. 1998. La ictioarqueología en Galicia: evolución de la pesca desde el período castreño al medieval. *Actas de las XIV Jornadas de Paleontología*, 71-74.
- Ferreira, E. 1988. *Galicia en el comercio marítimo medieval. Colección de documentos históricos*. Fundación «Pedro Barrié de la Maza», Santiago de Compostela, 1-903.
- Vázquez Seijas, M. 1952. Factorías pesqueras en la playa de Área. *Boletín de la Comisión Provincial de Monumentos Históricos y Artísticos de Lugo*. Tomo V, 110-114.

The lower Toarcian (Lower Jurassic) extinction event of SW-Europe: palaeoecological data

M. GAHR¹

Resumen: La extinción en masa durante el Toarciense inferior en el suroeste de Europa ha sido documentada por cambios en la composición de las comunidades faunísticas y valores de diversidad; se describe en los términos propuestos por KAUFFMAN y ERWIN (1995) para eventos de extinción.

Palabras clave: Extinción en masa, Jurásico Inferior, Toarciense, Península Ibérica, comunidades bentónicas.

Key words: Mass extinction, Lower Jurassic, Toarcian, Iberian Peninsula, benthic faunal communities.

Introduction

The faunal change in the lower Toarcian (at the boundary between the Tenuicostatum-zone and the Serpentinus-zone) is one of the most important extinction events in the Phanerozoic. In Middle and NW Europe the facies of the epicontinental seas changed at that time to black shales (Jet Rock, schistes cartons, Posidonienschiefer), indicative of an

¹ Institut für Paläontologie. Pleicherwall 1, D - 97070 Würzburg, Germany. matt.hias.gahr@mail.uni-wuerzburg.de.

Oceanic Anoxic Event. For this reason, faunal changes in this region could be interpreted as linked to facies changes.

In order to find out whether the faunal changes are facies-controlled or not, the boundary beds were studied in SW Europe, where the lithology exhibits only minor changes across the boundary.

Evaluation of the data set

A detailed bed-by-bed sampling of 5 sections (4 in central and northeastern Spain and 1 in northern Portugal) allowed the recognition of 31 macrobenthic associations, sub-associations and assemblages in the lower Toarcian. They document a sharp and distinct change in faunal composition across the boundary.

This change is documented by the disappearance of spiriferids, additional changes in the brachiopod fauna (common in the Tenuicostatum-zone: *Lobothyris*, in the Serpentinus-zone: *Homoeorhynchia* and *Telothyris*), and —to a lesser extent— a change in the bivalve fauna (common *Weyla*, *Lycettia*, and arcticids are replaced by *Cucullaea* and other arctids).

Interpretation and Conclusion

The extinction phases can be described following KAUFFMAN y ERWIN (1995):

The pre-extinction phase (background conditions) shows faunal associations which are dominated by epifaunal cementing bivalves such as *Gryphaea* and/or *Plicatula*, commonly associated with brachiopods (terebratulids, rhynchonellids and spiriferids) and other epifaunal bivalves (pectinids, some mytilids).

These associations persist right to the base of the extinction interval. Most likely due to substrate changes they are followed by associations with more semi-infaunal elements such as *Inoperna* and *Weyla* (reclining), and finally by associations dominated by infaunal elements (*Corbulomima*, *Nicaniella*).

The base of the survival interval at the beginning of the repopulation phase is distinctly marked by almost monospecific layers of the rhynchonellid *Soaresirhynchia bouchardi* (Davidson) associated with only a few of the bivalves present earlier on.

The following recovery interval is foremost characterised by new brachiopod genera and species (*Homoeorhynchia*, *Telothyris*).

References

- Kauffman, E. G. and Erwin, D. H. 1995. Surviving mass extinctions. *Geotimes*, 40 (3), 14-17.

Nuevo ejemplar de euriptérico (Arthropoda, Chelicerata) en el Carbonífero ibérico

J. C. GUTIÉRREZ-MARCO¹ E I. RÁBANO²

Abstract A new specimen of *Adelophthalmus* (a dorsal carapace somewhat flexed, but articulated and complete - without legs) from the Pennsylvanian coal-bearing formation of lower Stephanian C age near Garaño (León province, La Magdalena Basin, NW Spain) is described. This is the second freshwater eurypterid found in the Cantabrian Zone, and allows comparison with a third specimen of a close allied form, that needs revision, from the late Carboniferous of Central Portugal.

Key words: Arthropoda, Eurypterida, Carboniferous, Pennsylvanian, Cantabrian Zone, Spain.

Palabras clave: Arthropoda, Eurypterida, Carbonífero, Pennsylvaniense, Zona Cantábrica, España.

Introducción

Los euriptéridos están escasamente representados en la Península Ibérica, donde su registro abarca fundamentalmente las facies de lutitas

¹ Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. jcgrapto@geo.ucm.es.

² Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es.

negras marinas (sapropelitas) del Silúrico y Devónico Inferior (Rábano *et al.*, 1989; Chlupác *et al.*, 1997; ambos con referencias previas). Las formas dulceacuícolas del grupo son todavía más esporádicas y hasta el momento se conocían únicamente dos ejemplares ibéricos: el primero de ellos del Carbonífero terminal del norte de Portugal (Lima, 1892; Teixeira, 1947), y el segundo del Carbonífero «superior» (Pennsylvaniense) de la Cuenca Central asturiana (Meléndez, 1974; Vía Boada, 1987). Como evidencias indirectas, Romano y Meléndez (1985) atribuyen determinados icnotaxones de esta misma edad en la Cuenca de Guardo (Palencia) a la actividad de euriptéridos.

En este trabajo se presenta la descripción preliminar de un segundo ejemplar de euriptérico del Carbonífero español, registrado en la Cuenca de La Magdalena (León).

Marco geológico y procedencia del ejemplar

El ejemplar estudiado fue encontrado en un bloque suelto de pizarra en la escombrera de la Mina Luisa, próxima al pueblo de Garaño (León). El descubrimiento lo realizó D. José Vicente Casado, quien cedió la muestra para su estudio y depósito temporal al Museo Geominero de Madrid, donde se exhibe actualmente.

La Mina Luisa explotó niveles de carbón en la parte inferior de la Formación Prado, una sucesión de conglomerados, areniscas y pizarras de edad Estefaniense C bajo, ubicada en la cuenca post-Astúrica de La Magdalena (León). Los fósiles más abundantes corresponden a restos vegetales (Wagner, 1965), a los que se añaden restos esporádicos de artrópodos. Entre éstos se identificaron un fragmento articulado del miriápodo gigante *Arthropleura* (Castro, 1997) y dos alas aisladas de insectos (Carpenter, 1963; Brauckmann *et al.*, en prensa), además del ejemplar articulado de euriptérico que se describe a continuación.

Descripción del ejemplar

La siguiente descripción taxonómica sigue la terminología morfológica recopilada por Tollerton (1989), quien actualiza además la clasificación de Stoermer (1955, 1973) y Kjellesvig-Waering (1958).

Orden EURYPTERIDA Burmeister, 1843

Suborden EURYPTERINA Burmeister, 1843

Superfamilia HUGHMILLERIOIDEA Kjellesvig-Waering, 1951

Familia ADELOPHTHALMIDAE Tollerton, 1989

Género *Adelophthalmus* Jordan and Meyer, 1854

Especie tipo: *Adelophthalmus (Eurypterus) granosus* Jordan and Meyer, 1854, por designación original.

Adelophthalmus sp.

Fig. 1

Material. Ejemplar MGM-2973-H, molde y contramolde, Estefaniense C de Garaño (León).

Descripción. Se trata de un caparazón dorsal completo y articulado, de 65.5 mm de longitud axial. En él se reconocen bien las tres regiones del cuerpo: prosoma, opistosoma (diferenciado en pre y postabdomen) y telson.

El prosoma tiene forma trapezoidal, con una relación longitud/anchura de 0,56 (9:16 mm), y un ángulo lateral de 100-110°. Únicamente se conserva el ojo derecho, remiforme y en posición anteromesial. La ornamentación del prosoma está formada por pliegues acuminados diminutos en la región posterocentral, y por finas crestas en terraza no coalescentes en la región centrolateral a posterolateral del mismo.

El opistosoma presenta una diferenciación moderada del primer orden en: preabdomen (mesosoma), formado por 7 segmentos (terguitos) cortos y anchos; y un postabdomen (metasoma), con 5 segmentos de mucha menor anchura que los anteriores, pero cuya longitud aumenta gradualmente en sentido posterior.

El preabdomen mide en total 16 mm de longitud y alcanza su máxima anchura (17,5 mm) a nivel del segundo y tercer terguito, tras lo cual dicha magnitud decrece levemente hasta los 13 mm de anchura en el séptimo terguito. El primer segmento es ostensiblemente más corto (1 mm de longitud) que los restantes segmentos del preabdomen, siendo sus longitudes 2 mm (segundo terguito), 2,5 mm (tercero), 3 mm (cuarto), 2,5 mm (quinto), 2,4 mm (sexto terguito, con límites difusos en el eje sagital) y 3 mm (séptimo).

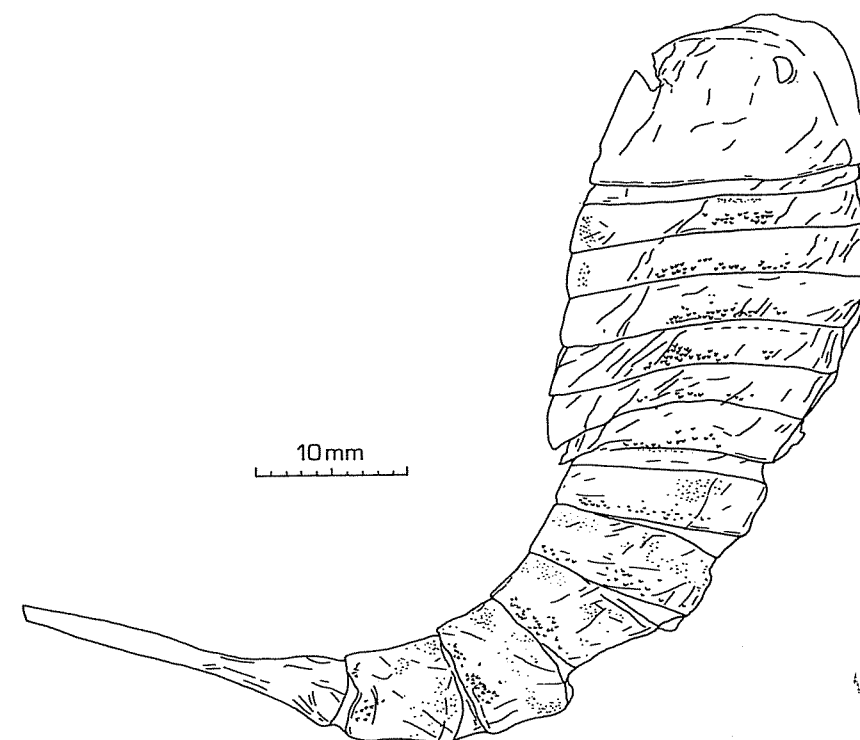


Figura 1. *Adelophthalmus* sp., vista dorsal esquemática del ejemplar MGM-2973-H, Estefaniense C (Pennsylvaniense) de Garaño (León).

El postabdomen mide 20,5 mm de longitud y consta de cinco segmentos cuya anchura disminuye sucesivamente desde los 11 mm medidos en el octavo tergito a los 4,5 mm del extremo posterior del décimo primer segmento. De modo paralelo, la longitud axial entre estos mismos terguitos se incrementa gradualmente en sentido posterior, registrando valores de 3,8 mm (octavo segmento), 4 mm (noveno), 4,5 mm (décimo), 5 mm (décimo primero) y 6 mm (décimo segundo segmento).

El postabdomen del ejemplar se conserva flexionado hacia la izquierda, de modo que el telson forma un ángulo de 95° con el eje del prosoma + preabdomen. Dicha flexión permite advertir, sobre el mar-

gen más convexo del postabdomen, la extensión de los pliegues articulares entre segmentos sucesivos.

El opistosoma no muestra indicio alguno de trilobación, y su ornamentación es distinta según se trate de los segmentos del pre o postabdomen. Los primeros presentan una ornamentación axial distintiva (excepto en el primer terguito, que no conserva vestigios de ella), formada por repliegues cuticulares de morfología triangular y vértice retrodirigido, los cuales incrementan su tamaño en sentido posterior dentro de un mismo terguito. Por otro lado, en los segmentos del postabdomen los repliegues triangulares son mucho menos notorios, y están restringidos a la región más posterior de cada segmento. Sin embargo, en los dos últimos terguitos tales repliegues escamosos son mucho más agudos que en cualquier otro segmento del opistosoma. La ornamentación dominante en el postabdomen son las puntuaciones pustulosas minúsculas que recubren los dos tercios anteriores de cada segmento, incluyendo el área del pliegue articular entre segmentos sucesivos.

El telson tiene un contorno lanceolado y mide 20 mm de longitud. Su anchura basal es de 3,8 mm, y rápidamente decrece a alrededor de 1,5 mm, valor que se mantiene constante durante la mayor parte de su longitud. En vista dorsal no se aprecia ningún tipo de ornamentación superficial, ni tampoco crestas o acanaladuras longitudinales. El margen posterior del pretelson (último terguito del opistosoma) no muestra modificaciones (tales como invaginaciones o proyecciones laterales) en su articulación con el telson.

Los bordes laterales de todos los elementos dorsales del caparazón carecen de cualquier vestigio de ornamentación marginal (festones, indentaciones, ondulaciones, espinas, etc.).

Observaciones. La morfología del ejemplar estudiado concuerda con la de otras especies europeas de *Adelophthalmus*, tales como *A. granosus* Jordan y Meyer, *A. inhofi* (Reuss) o *A. zadrai* Pribyl, del Westfaliense de Austria y República Checa, que sin embargo muestran una diferenciación del opistosoma mucho más abrupta, con márgenes laterales modificados (cf. Pribyl, 1953). Considerando los otros dos ejemplares ibéricos del género, el material estudiado podría aproximarse a una forma juvenil de *A. asturicus* (Meléndez), originalmente asignada a «*Lepidoderma*» por Meléndez (1974) y revisada taxonómicamente por Rábano *et al.* (1989). Sin embargo, la especie asturiana tiene, en apariencia, un opistosoma menos diferenciado (tal vez equivalente a un tercer orden incipiente de división en pre y postabdomen; tal vez con preabdomen tri-

lobulado) y está muy mal caracterizada como para permitir la comparación (falta el prosoma y resta por confirmar un posible telson asociado). A falta de un nuevo estudio del ejemplar, optamos por descartar provisionalmente sus posibles relaciones con el ejemplar leonés debido a las distintas proporciones y menor diferenciación de los terguitos que constituyen el postabdomen, y a la distinta antigüedad geológica de ambas especies (Estefaniense C para el ejemplar leonés; Westfaliense C-D para *A. asturicus*).

El holotipo de *Adelophthalmus douvillei* (Lima, 1892) corresponde a un pequeño caparazón dorsal, de 32,5 mm de longitud, cuya diferenciación entre los tagmas, forma del prosoma y proporciones de los terguitos son muy similares a los de la forma estudiada, en relación con la cual podría corresponder a un individuo juvenil. La edad de ambos ejemplares es, además, muy próxima puesto que, aunque «*Eurypterus*» *douvillei* fue datado originalmente como Pérmico inferior («Rothliegendes»: Lima, 1892), la cuenca carbonífera de Bussaco fue reasignada al Estefaniense C terminal o parte más baja del «Autuniense» (Lemos de Sousa y Wagner, 1983), y finalmente esta última división, en principio *pérmica*, ha pasado a integrarse también en el Estefaniense (Wagner, 1998; Menning *et al.*, 2001; ambos con referencias). No obstante, el holotipo de *A. douvillei* mantiene importantes diferencias en relación con el ejemplar leonés, siempre y cuando nos atengamos al esquema interpretativo del mismo publicado por Teixeira (1947). En este último, el pretelson tiene una terminación bilobulada y contacta (¿o solapa?) con un telson lanceolado, en apariencia bastante corto. Pero el dibujo también contiene crasos errores (como por ejemplo un segmento suplementario en el postabdomen), por lo cual toda comparación con nuestro ejemplar se pospone hasta la revisión de la especie portuguesa, y también hasta disponer de una documentación más completa de las restantes especies de *Adelophthalmus* del Carbonífero europeo, como *A. cambieri* (Pruvost), *A. corneti* (Pruvost), *A. dumonti* (Stainier), *A. moyseyi* (Woodward) y *A. pruvosti* Kjellesvig-Waering (referencias en Kjellesvig-Waering, 1948, 1958; Pribyl, 1953).

Discusión. De acuerdo con la moderna clasificación del Orden Eurypterida (Tollerton, 1989), el reconocimiento pleno del género *Adelophthalmus* requiere el estudio de las patas, que no se conservan en la mayoría de las especies del género *Adelophthalmus*, ni siquiera en su especie tipo. La identificación genérica del ejemplar leonés atiende a otros caracteres diagnósticos, compartidos con las especies antes reseñadas.

Agradecimientos

A D. José Vicente Casado (Lithos, León), por la cesión del ejemplar para estudio y depósito en el Museo Geominero, y por su interés por el desarrollo de la paleontología leonesa.

Bibliografía.

- Brauckmann, C., Arillo, A. and Ortuño, V. M. En prensa. A new Geraridae (Insecta, hemipteroid stem-assemblage) from the Upper Carboniferous of La Magdalena (León, Northern Spain). *Boletín Geológico y Minero*, **112** (2).
- Carpenter, F. M. 1963. A megasecopter from Upper Carboniferous strata in Spain. *Psyche*, **70** (1), 44-49.
- Castro, M.P. 1997. Hallazgos de *Arthropleura* en el Estefaniense de la Península Ibérica. *Revista Española de Paleontología*, **12** (1), 15-22.
- Chlupác, I., Ferrer, E., Magrans, J., Mañé, R. and Sanz, J. 1997. Early Devonian eurypterids with Bohemian affinities from Catalonia (NE Spain). *Batalleria*, **7**, 9-21.
- Kjellesvig-Waering, E. N. 1948. The Mazon Creek eurypterid: A revision of the genus *Lepidoderma*. *Illinois State Museum, Science Papers*, **3** (4), 1-46.
- Kjellesvig-Waering, E. N. 1958. The genera, species and subspecies of the family Eurypteridae, Burmeister, 1845. *Journal of Paleontology*, **32** (6), 1107-1148.
- Lemos de Sousa, M. J. and Wagner, R. H. 1983. General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **29**, 117-126.
- Lima, W. de, 1892. Note sur un nouvel *Eurypterus* du Rothliegendes de Bussaco (Portugal). *Comunicações da Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, **2**, 153-157.
- Meléndez, B. 1974. Un nouvel Eurypteridé du Westphalien des Asturies (NW Espagne). *Compte Rendu VII Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Krefeld, **3**, 415-417.
- Menning, M., Belka, Z., Chuvashov, B., Engel, B. A., Jones, P.J., Kullmann, J., Utting, J., Watney, L. and Weyer, D. 2001. The optimal number of Carboniferous series and stages. *Newsletters on Stratigraphy*, **38** (2-3), 201-207.

- Pribyl, A. 1953. On the genus *Adelophthalmus* Jordan & Meyer, 1854 (*Eurypteri-da*) and its representatives in the Upper Carboniferous of Czechoslovakia. *Rozprawy České Akademie, II. Tridy*, **53** (2/1952), 1-17.
- Rábano, I., Paris, F., Gutiérrez-Marco, J. C., Robardet, M. y Rodríguez Núñez, V. M. 1989. Restos de grandes euyptéridos (Arthropoda, Chelicerata) en las facies ampelíticas del Silúrico ibero-armoricano (SO de Europa). *Resúmenes V Jornadas de Paleontología*, Valencia, 121-123.
- Romano, M. and Meléndez, B. 1985. An arthropod (Merostome) ichnocoenosis from the Carboniferous of Northwest Spain. *Compte Rendu IX Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Washington-Urbana, **5**, 317-352.
- Stoermer, L. 1955. Merostomata. In: R.C. Moore (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part P Arthropoda, vol. 2*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, P4-P41.
- Stoermer, L. 1973. Arthropods from the Lower Devonian (Lower Emsian) of Alken an der Mosel, Germany; Part 3, Eurypterida, Hughmilleriidae. *Senckenbergiana lethaea*, **54** (2-4), 119-205.
- Teixeira, C. 1947. Nota sobre un insecto fóssil do Autuniano de Buçaco. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **28**, 107-110.
- Tollerton Jr., V.P. 1989. Morphology, taxonomy, and classification of the order Eurypterida Burmeister, 1843. *Journal of Paleontology*, **63** (5), 642-657.
- Vía Boada, L. 1987. Merostomats fòssils de la Península Ibèrica. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, **48** (2), 55-131.
- Wagner, R. H. 1965. Palaeobotanical dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW. Spain. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **66**, 1-169.
- Wagner, R. H. 1998. Consideraciones sobre los pisos de la Serie Estefaniense. *Monografías de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, **13**, 9-19.

Variación de la longitud del primer molar inferior en arvicolinos rizodontos (Arvicolinae, Rodentia, Mammalia)

C. LAPLANA¹ Y G. CUENCA-BESCÓS¹

Abstract The coefficient of variation V' proposed by Freudenthal & Cuenca-Bescós (1984) is calculated for 145 samples of rooted arvicoline first lower molars. Analysis of the data allows to identify some samples with high variability, most of them interpreted as the result of the mixture of specimens of different, but morphologically very similar, species coexisting at the same sites.

Key words: Analysis of variability, coefficient of variation, Rodentia, Arvicolinae.

Palabras clave: Análisis de variabilidad, coeficiente de variación, Rodentia, Arvicolinae.

Introducción

Freudenthal y Cuenca-Bescós (1984) propusieron el coeficiente de variación V' , que responde a la expresión:

$$V' = R/M \times 100,$$

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). UA CSIC. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. claplana@posta.unizar.es, cuencag@posta.unizar.es.

donde R es el rango (diferencia entre el máximo y el mínimo), y M es el punto medio entre el mínimo y el máximo de la variable considerada.

Estos autores mostraron que V' presenta algunas ventajas con respecto al coeficiente de variación de Pearson, utilizado con frecuencia en el estudio de muestras paleontológicas, ya que, al no depender el primero de la desviación estándar, sino del rango, directamente relacionado con los valores extremos, es más sensible a la existencia de heterogeneidades en las muestras. Además, su cálculo es posible a partir exclusivamente de los valores máximo y mínimo, datos que normalmente se encuentran reflejados en las publicaciones, mientras que la desviación estándar no siempre se expresa.

La aplicación de este coeficiente a numerosas muestras de cricetinos permitió a estos autores poner de manifiesto la posible heterogeneidad de algunas de las poblaciones supuestamente monoespecíficas analizadas, y para algunas de ellas esta heterogeneidad fue comprobada en ese trabajo o en otros posteriores.

Freudenthal y Martín Suárez (1990) aplican este coeficiente a poblaciones de murinos, obteniendo igualmente interesantes resultados.

Estos trabajos confirman la utilidad del índice V' como indicador de homogeneidad/heterogeneidad biométrica de una población, aunque para asegurar su fiabilidad, es necesario disponer de una base de datos lo más amplia posible (de al menos 100 muestras, según estos autores) del grupo que se estudia.

En este trabajo, se aplica el índice V' a poblaciones de arvicolinos rizodontos. En la sistemática de este grupo, el primer molar inferior es el elemento más diagnóstico, y por ello en las publicaciones sólo suelen presentarse datos biométricos de este molar, y en él sólo se toma con frecuencia la longitud. Por ello, para poder disponer de una base de datos suficientemente amplia, en este trabajo se calcula V' para la longitud del primer molar inferior. Se ha preparado una base de datos con 145 muestras a partir de datos bibliográficos e inéditos. Los cálculos han sido realizados con la ayuda del programa StatView 4.5 para Macintosh.

Variación de la longitud del m1 en arvicolinos rizodontos

Se han seleccionado 145 muestras de arvicolinos rizodontos pertenecientes a los géneros *Mimomys* Forsyth Major (en sentido amplio, incluyendo diversos subgéneros), *Pliomys* Méhely, *Ungaromys* Kormos, *Clethrionomys* Tilesius y *Dinaromys* Kretzoi. Para cada una de ellas, se ha calculado el valor de V' y el de $V' / (\log N)^{1/2}$. Este último permite obtener una estimación de la variabilidad independiente del tamaño de la muestra (=número de ejemplares por los que está representada), y facilita la comparación entre las distintas poblaciones.

El valor medio de $V' / (\log N)^{1/2}$ obtenido para las 145 muestras es de 17,01, con una desviación estándar de 4,97. Este valor es netamente superior al obtenido por Freudenthal y Cuenca-Bescós (1984) para la longitud del m1 de cricetinos ($13,48 \pm 3,22$) y por Freudenthal y Martín-Suárez (1990) para la longitud del m1 de murinos ($13,30 \pm 4,41$). Este hecho es debido probablemente a la importante variabilidad ontogenética de la longitud de la superficie oclusal del m1 en los arvicolinos, que se añade a la variabilidad entre ejemplares. En vista lateral, la corona del m1 tiene en este grupo una morfología de trapecio con los lados ligeramente convergentes hacia la superficie oclusal, de manera que en sucesivos estadios de desgaste aumenta su longitud. En arvicolinos la longitud se mide sobre la superficie oclusal, mientras que en cricetinos y murinos, que tienen generalmente una corona más baja, la medida de la longitud suele tomarse en la base de la corona (longitud máxima), con lo que la influencia de la variación ontogenética queda muy reducida. Una situación similar se encuentra en algunos elementos de la serie dentaria de *Stephanomys* Schaub, un murino hipsodonto, en los que el índice $V' / (\log N)^{1/2}$ toma valores elevados (Freudenthal y Martín-Suárez, 1990).

Se han representado en un gráfico (Fig. 1), en el que el eje vertical, en escala logarítmica, es N (número de ejemplares), y el eje horizontal es el valor de V' , los pares de valores correspondientes a las muestras seleccionadas. En este gráfico, las muestras situadas más a la derecha son las que presentan una variación más alta.

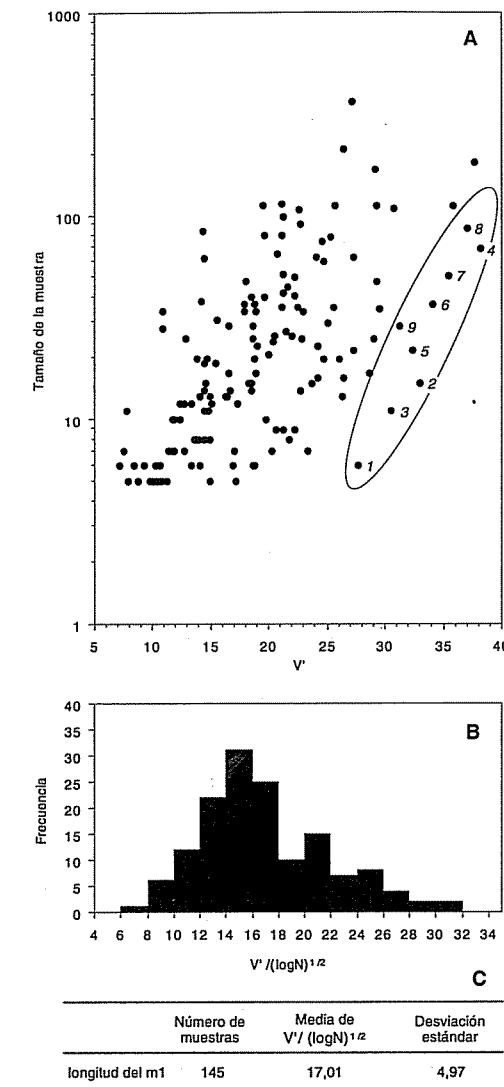


Figura 1. a) Relación entre V' y el tamaño de las muestras para la longitud del m1 de arvicolinos rizodontos. La escala vertical es logarítmica. Se señalan las muestras con un valor de $V' / (\log N)^{1/2}$ más elevado, numeradas de acuerdo con la tabla 1. b) Histograma de $V' / (\log N)^{1/2}$ para la longitud del m1 en arvicolinos rizodontos. c) Media y desviación estándar de $V' / (\log N)^{1/2}$ para las 145 muestras consideradas.

Se han seleccionado las nueve muestras con un valor de $V' / (\log N)^{1/2}$ más alto. Son las siguientes (Tabla 1):

ESPECIE	YACIMIENTO	REFERENCIA	$V' / (\log N)^{1/2}$
1 <i>Mimomys medasensis</i>	Casablanca 1-D	Esteban y López Martínez, 1987	31,31
2 <i>Pliomys</i> sp.	Trinchera Dolina 4	Inédito	30,38
3 <i>Pliomys episcopalis</i>	Trinchera Dolina 4B	Cuenca-Bescós et al., 1995	29,82
4 <i>Pliomys lenki</i>	Holstejn	Fejfar (in Bartolomei et al., 1975)	28,05
5 <i>Mimomys</i> aff. <i>rex</i>	Casablanca 1-D	Esteban y López Martínez, 1987	27,95
6 <i>Mimomys medasensis</i>	Casablanca 1-B	Esteban y López Martínez, 1987	27,21
7 <i>Pliomys hollitzeri</i>	Deutsch-Altenburg 4B	Rabeder, 1981	27,09
8 <i>Pliomys</i> sp.	Trinchera Dolina 3-6	Inédito	26,57
9 <i>Pliomys ucrainicus</i>	Cherevichnoe	Topachevskii et al., 1987	25,79

Tabla 1. Muestras con valores de $V' / (\log N)^{1/2}$ más elevados.

De las nueve muestras, tres pertenecen al género *Mimomys* y el resto a *Pliomys*. Las tres muestras de *Mimomys* pertenecen al yacimiento de Casablanca 1 y fueron estudiadas en el mismo trabajo. Los autores (Esteban y López Martínez, 1987) señalan que la diferenciación entre *M. medasensis* Michaux y *M. aff. rex* Kormos de este yacimiento es muy difícil (p. 608). Es posible que esta dificultad haya impedido una correcta separación de los ejemplares de ambas especies, entre las que existe una importante diferencia de talla, aumentando el rango de variación de ambas. Esto explicaría la amplia variación entre las medias de las muestras de los distintos niveles del yacimiento para una misma especie. Agustí et al. (1993) estudian una muestra reducida de la especie *K. gusii* Agustí, Galobart y Martín Suárez (= *M. aff. rex*) del mismo yacimiento, y obtienen una variabilidad normal, menor que la indicada por Esteban y López Martínez (1987).

Las muestras restantes pertenecen a especies del género *Pliomys* del Plioceno Superior y Pleistoceno Inferior. Entre ellas, tres muestras corresponden a los niveles inferiores del yacimiento Trinchera Dolina. En estos niveles, los autores que han estudiado los arvicolinos han identificado una única especie de *Pliomys*, determinada como *P. episcopalis* Méhely (Sesé y Gil, 1987; Gil y Sesé, 1991; Cuenca-Bescós et al., 1995, 1999). Los datos publicados de muestras suficientemente amplias (>5 ejemplares) presentan sin embargo valores muy elevados de $V' / (\log N)^{1/2}$. Durante la realización de la tesis doctoral de uno de los autores (C. L.), se ha revisado esta muestra y las de los restantes niveles inferiores de Trinchera Dolina, ampliando su tamaño hasta 87 ejemplares para el conjunto de estos niveles. El valor de $V' / (\log N)^{1/2}$, aunque un poco menor, sigue estando entre los más altos de la serie. Un análisis detallado de este material nos ha permitido reconocer la presencia de dos especies distintas, que difieren en su talla, en algunos detalles de la línea sinuosa, y en la morfología del tercer molar superior (M3), y cuyos m1 son morfológicamente muy similares en la superficie oclusal, lo que habría impedido su separación hasta ahora.

La coexistencia de dos especies morfológicamente muy similares parece ser también la causa de la alta variabilidad de las muestras de *Pliomys* de Holstejn y de Deutsch-Altenburg 4B. En el primer yacimiento han sido citadas *P. lenki* (Heller) y *P. episcopalis* Méhely (Musil, 1966; Fejfar, in Bartolomei et al., 1975). Fejfar (in Bartolomei et al., 1975) incluye el listado con los valores de la longitud del m1 de todos los ejemplares que determina como *P. lenki* en Holstejn. A partir de ellos, hemos construido el histograma de la Figura 2. Se aprecia que existen tres

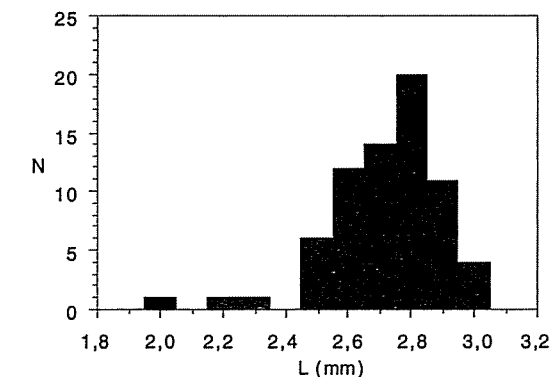


Figura 2. Histograma de la longitud del m1 de *Pliomys lenki* de Holstejn (datos de Fejfar, in Bartolomei et al., 1975).

ejemplares de tamaño más pequeño que el resto, que podrían ser interpretados como ejemplares muy juveniles de la misma especie, o como pertenecientes a la otra especie presente en el yacimiento, lo que concuerda con que *P. episcopalis* tiene un tamaño menor que *P. lenki*. Una revisión de este material será necesaria para confirmar este cambio de determinación de los ejemplares de menor talla.

En el caso de Deutsch-Altenburg 4B, Rabeder (1981) indica que la separación entre los m1 de *P. episcopalis* Méhely y *P. hollitzeri* Rabeder, las dos especies de *Pliomys* presentes en este yacimiento, es problemática (p. 279), y que ambas especies se diferencian mejor a partir de la morfología del M3. Por ello, interpretamos la amplia variación de la longitud del m1 de *P. hollitzeri* como producto probable de esta dificultad, que habría impedido una adecuada separación de los m1 entre las dos especies. Como estas especies difieren en su tamaño, una mezcla de elementos de ambas habría producido un incremento en la variabilidad de la longitud.

Respecto a *P. ucrainicus* Topachevski y Skorik de Cherevichnoe (Topachevskii *et al.*, 1987), no disponemos de datos que nos permitan justificar el valor elevado de $V' / (\log N)^{1/2}$ de esta población.

Conclusiones

La aplicación del índice V' en el estudio de la variabilidad de la longitud del m1 en poblaciones de arvicolinos rizodontos se revela como un instrumento útil en la estimación de la homogeneidad/heterogeneidad de las muestras. Entre las muestras utilizadas para crear una base de datos que sirva de referencia para la estimación de la variabilidad normal en este grupo de roedores, aquellas que presentan una variabilidad más alta son las que presentan mezclas de especies morfológicamente semejantes, entre las que la separación resulta difícil, pero que difieren en el tamaño de los m1.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la existencia de problemas en la sistemática de las especies del género *Pliomys* durante el Pleistoceno Inferior (y probablemente también en el Plioceno), debido a la similitud en la morfología del m1 entre distintas especies. En algunos casos, la discriminación resulta más fácil utilizando otros elementos, como el M3.

Bibliografía

- Agustí, J., Galobart, A. and Martín Suárez, E. 1993. *Kislangia gusii* sp. nov., a new arvicolid (Rodentia) from the Late Pliocene of Spain. *Scripta geologica*, **103**, 119-134.
- Bartolomei, G., Chaline, J., Fejfar, O., Jánossy, D., Jeannet, M., Koenigswald, W. v. et Kowalski, K. 1975. *Pliomys lenki* (Heller 1930) (Rodentia, Mammalia) en Europe. *Acta Zoologica Cracoviensia*, **20** (10), 393-468.
- Cuenca-Bescós, G., Canudo, J. I. y Laplana, C. 1995. Los arvicólidos (Rodentia, Mammalia) de los niveles inferiores de Gran Dolina (Pleistoceno Inferior, Atapuerca, Burgos, España). *Revista Española de Paleontología*, **10** (2), 202-218.
- Cuenca-Bescós, G., Laplana, C. and Canudo, J. I. 1999. Biochronological implications of the Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) from the Lower Pleistocene hominid-bearing level of Trinchera Dolina 6 (TD6, Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution*, **37** (3/4), 353-388.
- Esteban Aenlle, J. et López Martínez, N. 1987. Les Arvicolidés (Rodentia, Mammalia) du Villanyen récent de Casablanca I (Castellón, Espagne). *Géobios*, **20** (5), 591-623.
- Freudenthal, M. and Cuenca Bescós, G. 1984. Size variation of fossil rodent populations. *Scripta geologica*, **76**, 1-28.
- Freudenthal, M. and Martín Suárez, E. 1990. Size variation in samples of fossil and recent murid teeth. *Scripta geologica*, **93**, 1-34.
- Gil, E. and Sesé, C. 1991. Middle Pleistocene small mammals from Atapuerca (Burgos, Spain). *Cahiers du Quaternaire*, **16**, 337-347.
- Musil, R. 1966. Holstejn, eine neue altpleistozäne lokalität in Mähren. *Acta Musei Moraviae*, **51**, 133-168.
- Rabeder, G. 1981. Die arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. *Beiträge zur Paläontologie von Österreich*, **8**, 1-373.
- Sesé, C. y Gil, E. 1987. Los micromamíferos del Pleistoceno Medio del complejo cástico de Atapuerca (Burgos). In: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca. I.* (Eds. E. Aguirre, E. Carbonell y J. M. Bermúdez de Castro). Junta de Castilla y León, 75-92.
- Topachevskii, V. A., Skorik, A. F. y Rekovets, L. I. 1987. *Roedores de los depósitos del Neógeno Superior y Antropógeno Inferior del estuario de Khadzhibei* (en ruso). Naukova Dumka, Kiev, 1-206.

Nuevos datos y reinterpretación del yacimiento jurásico de icnitas de dinosaurio de la playa de La Griega (Colunga, Asturias)

J. F. LIRES¹, L. PIÑUELA¹ Y J. C. GARCÍA-RAMOS¹

Abstract A new sauropod trackway assigned to *Brontopodus* Farlow, Pittman and Hawthorne, is described in the Upper Jurassic succession of Asturias. We also discuss a previous interpretation of the footprints from La Griega beach tracksite which had been attributed to bipedal dinosaurs. These tracks seem more likely to have been produced by sauropods.

Key words: Footprints, trackway, sauropods, Jurassic, Asturias.

Palabras clave: Icnitas, rastro, saurópodos, Jurásico, Asturias.

Introducción

El yacimiento icnológico de la playa de La Griega (Colunga) es conocido fundamentalmente por las enormes depresiones subredondeadas (alrededor de 1,30 m de diámetro) producidas por dinosaurios saurópodos (García-Ramos *et al.*, 2000). Por sus dimensiones se las puede considerar entre las más grandes del mundo. En la misma superficie se

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo, Asturias. jcgramos@asturias.geol.uniovi.es.

constata además la presencia del rastro (JCTCI-2R) de otro saurópodo de menor talla que el autor de las huellas anteriormente citadas (Lires, 2000).

Descripción del rastro JCTCI-2R

El rastro de la playa de La Griega, se encuentra en un estrato de caliza micrítica gris con frecuentes gasterópodos y ostrácodos que constituye la parte basal de la Formación Tereñes (Kimmeridgiense). La superficie de la capa aparece muy dinoturbada y en ella se pueden observar además del rastro, grandes icnitas subcirculares de saurópodos y algunas otras de terópodos. Todas las impresiones, conservadas ahora como epirrelieves cóncavos, fueron dejadas por individuos que se desplazaban por una antigua laguna de la llanura litoral. El nivel que contiene las icnitas representa una superficie transgresiva importante (Fig. 1).

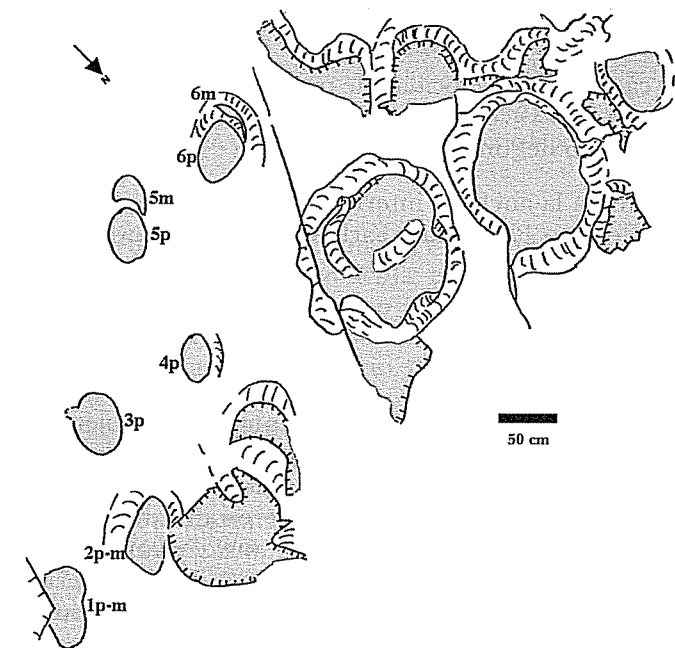


Figura 1. Esquema parcial del yacimiento de icnitas de dinosaurio de la playa de La Griega. p: huella del pie; m: huella de la mano; p-m: huellas de mano y pie superpuestas.

Se han contabilizado en el total del rastro 8 icnitas, de las cuales 2 pertenecen a las manos y 6 a los pies. Estas últimas presentan formas ovaladas con longitudes entre 43 y 60 cm (ésta última medida está exagerada debido a la superposición del pie sobre la mano) y anchuras de 26 a 40 cm. No se han observado marcas de dedos.

Las dos únicas impresiones de los autópodos delanteros poseen un contorno característico en forma de media luna y se sitúan ligeramente por delante de los pies. La longitud de la icnita n.º 5m (contando en el sentido de avance del dinosaurio) es de 21 cm y su anchura 29 cm, mientras que la n.º 6m, parcialmente enmascarada por el apoyo posterior del pie derecho, mide 9 y 28 cm de longitud y anchura respectivamente.

El valor de la zancada media es de 161,5 cm y la longitud del paso de 100 cm, ambos tomando únicamente como referencia los puntos más proximales de las huellas de los pies. La distancia glenoacetabular obtenida directamente en el afloramiento es de 140 cm, mientras que aplicando las fórmulas de Leonardi (1987; casos II y IV) se obtienen valores de 143 y 183 cm.

Para el cálculo de la velocidad de progresión hemos utilizado el método de Alexander (1976) que proporciona en este caso una velocidad de desplazamiento del orden de 2,7 Km/h.

Atendiendo a la anchura interna (20 a 40 cm) se ha clasificado el rastro como del tipo *Brontopodus* Farlow, Pittman y Hawthorne 1989.

Discusión general

Algunas de las icnitas de este yacimiento fueron objeto de estudio por parte de los investigadores alemanes Mensink y Mertmann (1984) que atribuyeron las grandes huellas subredondeadas a dinosaurios bípedos. En base a sus características definieron un nuevo icnogénero e icnoespecie que denominaron *Gigantosauropus asturiensis* Mensink y Mertmann. Esta interpretación ha sido discutida posteriormente por otros autores que asignan las icnitas a un dinosaurio saurópodo de gran talla, basándose en su tamaño descomunal y en el contorno subcircular más acorde con la morfología de los pies de los saurópodos (Thulborn, 1990; Lockley *et al.*, 1994; Leonardi, 1997; García-Ramos *et al.*, 2000).

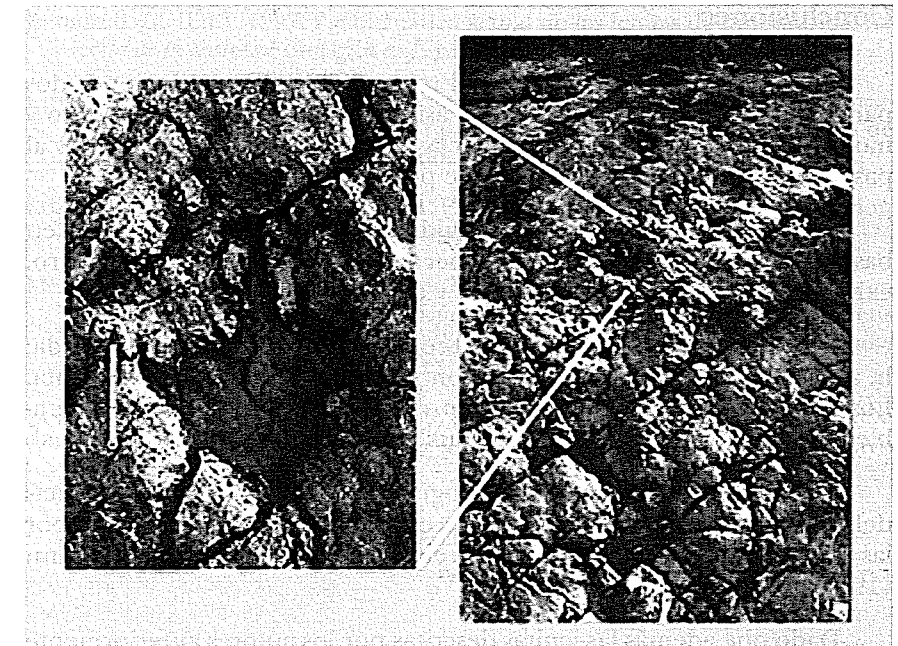


Figura 2. Rastro de saurópodo y detalle de la icnita n.º 3p atribuida por Mensink y Mertmann (1984, fig. 4) a un dinosaurio bípedo.

Por otra parte Mensink y Mertmann (1984) muestran en su fig. 4 la silueta de una supuesta huella tridáctila, en la depresión que se corresponde con la marca del pie izquierdo (icnita n.º 3p) del rastro de marcha cuadrúpeda, descrito en el presente trabajo (Figs. 1 y 2). Dichos autores la atribuyeron a un dinosaurio bípedo y carnívoro de tamaño medio integrándola en un nuevo icnogénero e icnoespecie que bautizaron con el nombre de *Hispanosauropus hauboldi* Mensink y Mertmann. En realidad, la aparente morfología tridáctila es debida a distintas grietas que cruzan el fondo de la icnita dando la apariencia de dedos alargados, por lo que se ha excluido la posibilidad de que se trate de una forma tridáctila (Lires, 2000). Por otra parte, el holotipo (ver fig. 5 de Mensink y Mertmann, 1984) conservado en los acantilados al oeste de la vecina localidad de Ribadesella, consiste además en una única huella, no integrada en un rastro, sin rasgos distintivos particularmente reseñables y en deficiente estado de conservación a causa de los procesos erosivos que la han afectado.

Conclusiones

La disposición de las icnitas del rastro JCTCI-2R que incluyen dos pares mano-pie bien diferenciados, así como el estudio morfológico y morfométrico de éstas, nos lleva a clasificarlas como pertenecientes al paso de un dinosaurio saurópodo de pequeña talla (Lires, 2000).

El rastro estudiado ha sido incluido dentro del tipo *Brontopodus* en base a la acusada separación, respecto a la línea media del rastro, existente entre las icnitas izquierdas y derechas.

La velocidad de progresión, así como la relación Z/h (Z, zancada; h, altura de la cadera) calculadas, son indicativas de una marcha lenta. Los valores obtenidos entran dentro del rango de velocidades esperables para este tipo de dinosaurios cuadrúpedos.

En lo que se refiere a la morfología y origen de las enormes icnitas del yacimiento de La Griega, nuestras conclusiones se contraponen, por las razones apuntadas, a la interpretación de Mensink y Mertmann (1984).

Dado que además las icnitas descritas por los autores anteriormente citados carecen de rasgos específicos particulares, vemos razones suficientes para proponer que ambos icnotaxones *Gigantosauropus asturiensis* e *Hispanosauropus hauboldi*, sean considerados como *nomem nudum*.

Bibliografía

- Alexander, R. M. 1976. Estimates of speeds of dinosaurs. *Nature*, London, **261**, 129-130.
- Farlow, J. O., Pittman, J. G. and Hawthorne, J. M. 1989. *Brontopodus birdi*, Lower Cretaceous sauropod footprints from the U. S. Gulf coastal plain. In: *Dinosaur Track and Traces* (Eds. D. D. Gillette and M. G. Lockley). Cambridge University Press, Cambridge, 371-394.
- García-Ramos, J. C., Aramburu, C., Piñuela, L., y Lires, J. 2000. *La costa de los dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias*. Consejería de Educación y Cultura. Gobierno del Principado de Asturias, Oviedo, 1-33.
- Leonardi, G. 1987. *Glossary and manual of tetrapod footprint palaeoichnology*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, 1-75.

- Leonardi, G. (Ed.). 1997. Problemática actual de las icnitas de dinosaurios. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **10** (3-4), 341-353.
- Lires, J. 2000. *Icnitas de dinosaurios cuadrúpedos del Jurásico de Asturias. Morfometría, morfología e interpretación*. Trabajo de Investigación. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Inédito. 1-62.
- Lockley, M. G., Meyer, C. A., Hunt, A. P. and Lucas, S. G. 1994. The distribution of sauropod tracks and trackmakers. *Gaia*, **10**, 233-248.
- Mensink, H. und Mertmann, D. 1984. Dinosaurier-Fährten (*Gigantosauropus asturiensis* n. g. n. sp.; *Hispanosauropus hauboldi* n. g. n. sp.) im Jura Asturiens bei La Griega und Ribadesella (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 1984 (7), 405-415.
- Thulborn, A. 1990. *Dinosaur tracks*. Chapman and Hall, London, 1-384.

Impresiones tegumentarias en icnitas de dinosaurios saurópodos del Jurásico de Asturias (España)

J. F. LIRES¹, L. PIÑUELA¹ Y J. C. GARCÍA-RAMOS¹

Abstract Three Upper Jurassic (Kimmeridgian) dinosaur tracks bearing skin impressions constituted by small polygonal tubercles are reported from Villaviciosa (Asturias). Footprints occur as sandstone casts and were printed by quadrupedal dinosaurs walking on a firm mud in a deltaic area. Some specimens of tracks showing small parallel ridges on the walls reflect skin displacement on the sediment.

Key words: Footprints, skin impressions, sauropod dinosaurs, Jurassic, Asturias.

Palabras clave: Huellas, impresiones tegumentarias, dinosaurios saurópodos, Jurásico, Asturias.

Introducción

Los afloramientos del Jurásico Superior de Asturias se extienden prácticamente a lo largo de toda la franja costera situada entre la playa de La Ñora, límite de los municipios de Gijón y Villaviciosa, y la de Arra,

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, Asturias. jcgramos@asturias.geol.uniovi.es.

situada unos 2 km al este de Ribadesella. Las icnitas que se describen (JVLCI-349, JVLCS-a, JVLCS-b) fueron localizadas en tres zonas distintas de los acantilados costeros del concejo de Villaviciosa y todas ellas pertenecen a la Fm. Lastres (Kimmeridgiense). Se conservan como hiporrelieves convexos; la primera de ellas se encontró *in situ* en el muro de una capa areniscosa y las dos restantes en las bases de bloques sueltos de arenisca intensamente dinoturbados. Dicha Formación consta de alternancias de areniscas y margas grises pertenecientes a pequeños deltas de dominio fluvial que formaban parte de la costa de un mar interior separado de mar abierto por un umbral de origen tectónico (García-Ramos *et al.*, 2000).

Descripción

El primer ejemplar JVLCI-349 se encontró en los acantilados de El Toral (Villaviciosa). Tiene morfología de media luna con una longitud de 6 cm, una anchura de 25 cm y una profundidad de 7 cm. En su parte inferior se observan formas poligonales bien definidas con un tamaño entre 5 y 7 mm (Fig. 1).



Figura 1. Icnita JVLCI-349 conservada como hiporrelieve convexo en arenisca. Se aprecian los hexágonos bien definidos producidos por las escamas tuberculares de la piel y las estructuras alargadas que estas producen al desplazarse en el interior de un sustrato fangoso semiconsolidado. Acantilados de El Toral (Villaviciosa). Escala en centímetros.

El segundo ejemplar JVLCS-a procede de los acantilados del faro de Tazones (Villaviciosa). Morfológicamente es muy irregular debido a la deformación producida por otras pisadas. No se observan señales de tres dedos por lo que se descarta que sea una icnita tridáctila. Al igual que el anterior presenta polígonos muy marcados cuyo tamaño oscila entre 4 y 7 mm (Fig. 2).

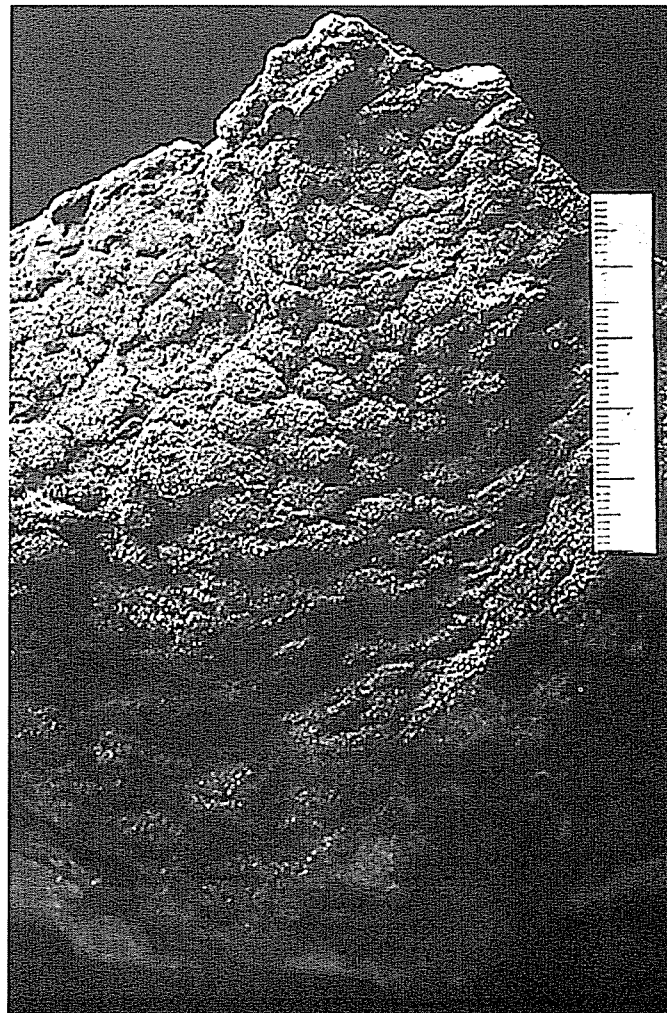


Figura 2. Icnita JVLCS-a conservada como hiporrelieve convexo en arenisca. Acantilados del faro de Tazones (Villaviciosa).

El tercer ejemplar JVLCS-b se localizó en los acantilados al E de la playa de España (Villaviciosa) y aunque no está completo, debido también a la intensa dinoturbación, parece que su perfil es ovalado. En este caso los polígonos están peor definidos pero muestran un tamaño superior, entre 20 y 25 mm (Fig. 3).



Figura 3. Icnita JVLCS-b. Hiporrelieve convexo en arenisca. Acantilados al este de la playa de España (Villaviciosa).

Discusión e interpretación

La forma de media luna de JVLCS-349 correspondería a la impresión dejada por la mano de un saurópodo, en este caso de pequeña talla. No cabe duda que JVLCS-a, al no presentar un aspecto tridáctilo, fue producida por un dinosaurio cuadrúpedo; no obstante, la escasa definición de su morfología no permite tampoco asignarla a ningún autópodo en particular. El perfil ovalado de JVLCS-b la identifica con el pie de un dinosaurio cuadrúpedo, posiblemente un saurópodo.

En el Jurásico Superior de Asturias son muy abundantes las icnitas, tanto de dinosaurios bípedos como de cuadrúpedos, conservadas como

hiporrelieves convexos en arenisca. En las paredes laterales de éstos, es frecuente observar múltiples crestas alargadas paralelas entre sí y espaciadas regularmente a modo de altorrelieves destacando varios milímetros sobre el fondo.

Estas estructuras se observaron también en hiporrelieves convexos producidos por ornitópodos del Cretácico Inferior de Inglaterra (Woodhams and Hines, 1989) así como en moldes naturales de terópodos del Triásico Superior de Groenlandia (Gatesy, 1999).

Desde un primer momento se pensó que podrían ser estructuras debidas a las escamas tuberculares de la piel al profundizar los autópodos en un sustrato fangoso semiconsolidado (Lires, 2000; Piñuela, 2000). Esta hipótesis se vio confirmada con el hallazgo de la icnita JVL-CI-349 en cuya parte inferior se aprecia cómo la separación entre dichas estructuras coincide con la anchura de los polígonos (Lires, 2000).

Se han documentado además otras icnitas de dinosaurios con impresiones tegumentarias en Estados Unidos, asignadas a ornitópodos (Currie *et al.*, 1991) y saurópodos (Lockley y Hunt, 1995), así como en Canadá originadas por ornitópodos (Currie *et al.*, 1991) y por prosaurópodos (Grantham, 1989). En España sólo se conoce una cita atribuida a un terópodo (Moratalla, 1990).

Conclusiones

La morfología de las icnitas estudiadas permite atribuirles a dinosaurios cuadrúpedos, concretamente la JVL-CI-349 pertenece a la mano de un saurópodo.

Se confirma con dicha huella que las pequeñas crestas y estrías que tapizan las paredes de la misma y de muchas otras, son debidos a las irregularidades de la piel al hundir el dinosaurio sus autópodos en un sustrato fangoso semiconsolidado.

Existen muy pocos ejemplares en el mundo de icnitas de dinosaurios con impresiones tegumentarias, lo que hace que las improntas asturianas adquieran gran relevancia. En escasos kilómetros de afloramiento son tres los hallazgos de icnitas con marcas producidas por las escamas tuberculares de la piel y más de una treintena con las estructuras de desplazamiento debidas a estas irregularidades.

Además, el ejemplar JVL-CI-349 representa la primera cita a nivel mundial de la huella de la mano de un saurópodo con impresiones tegumentarias.

Agradecimientos

A Luis Alfonso Fernández por su valiosa ayuda en las labores de campo.

Bibliografía

- Currie, P. J., Nadon, G. C. and Lockley, M. G. 1991. Dinosaur footprints with skin impressions from the Cretaceous of Alberta and Colorado. *Canadian Journal Earth Science*, **28**, 102-115.
- García-Ramos, J. C., Aramburu, C., Piñuela, L. y Lires, J. 2000. *La costa de los dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias*. Consejería de Educación y Cultura, Gobierno del Principado de Asturias, 1-33.
- Gatesy, S. M. 1999. Skin impressions in Triassic theropod tracks as records of foot movement. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **19** (suppl. 3), 46 A.
- Grantham, R. G. (1989). Dinosaur tracks and mega-flutes in the Jurassic of Nova Scotia. In: *Dinosaur tracks and traces* (Eds. D. D. Gillette and M. G. Lockley). Cambridge University Press, Cambridge, 281-284.
- Lires, J. 2000. *Icnitas de dinosaurios cuadrúpedos del Jurásico de Asturias. Morfometría, morfología e interpretación*. Trabajo de Investigación, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Inédito, 1-62.
- Lockley, M. G. and Hunt, A. P. 1995. *Dinosaur tracks and other fossil footprints of the western United States*. Columbia University Press, New York, 1-338.
- Moratalla, J. 1990. Las huellas del pasado: locomoción. In: *Dinosaurios*. CSIC. Museo Nacional de Ciencias Naturales e Iberduero. Madrid, 62-74.
- Piñuela, L. 2000. *Icnitas de dinosaurios bípedos del Jurásico de Asturias. Morfometría, morfología e interpretación*. Trabajo de Investigación, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Inédito, 1-63.
- Woodhams, K. E. and Hines, J. S. 1989. Dinosaur footprints from the Lower Cretaceous of east Sussex, England. In: *Dinosaur tracks and traces* (Eds. D. D. Gillette and M. G. Lockley). Cambridge University Press, Cambridge, 301-312.

Foraminíferos del Triásico Medio del sector central de la Cordillera Bética (España)

L. MÁRQUEZ¹ y A. PÉREZ-LÓPEZ²

Abstract Some foraminiferal assemblages of the Muschelkalk facies from the Subbetic Zone of Betic Cordillera have been studied. Most of the species belong to Involutinina Suborder and indicate an Upper Fassanian (?) - Lower Carnian age.

Key words: Foraminiferida, Involutinina, Middle Triassic, Muschelkalk, Betic Cordillera, Spain.

Palabras clave: Foraminiferida, Involutinina, Triásico medio, Muschelkalk, Cordillera Bética, España.

Introducción

El registro fósil de los carbonatos de facies Muschelkalk de la Cordillera Bética, en general muy escaso, está constituido, sobre todo, por trazas fósiles (Burrows), moluscos, y en menor medida por braquiópodos (Pérez López et al., 1991). También se han citado conodontos (v.d. Boogaard and Simon, 1973) y foraminíferos (Pérez López, 1991).

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad de Valencia, 46100 Burjasot (Valencia). Leopoldo.Marquez@uv.es.

² Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada. aperezl@ugr.es.

En este trabajo se presentan las asociaciones de foraminíferos con interés bioestratigráfico halladas en estos carbonatos de facies Muschelkalk (Formación Majanillos) del sector central de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

Marco estratigráfico

La formación Majanillos (Pérez-López, 1991) tiene una potencia aproximada de 100 m. Presenta dolomías en la base seguidas de tramos relativamente potentes (4-8 m) de calizas grises que alternan con tramos de calizas margosas tableadas. La sucesión acaba con calizas bioclásticas, margocalizas y margas.

En este trabajo se estudian dos secciones denominadas «Capa bichos» y «Salmerón», que se encuentran cerca de las localidades de Valdepeñas de Jaén y Cabra del Santo Cristo (provincia de Jaén), respectivamente (Fig. 1).

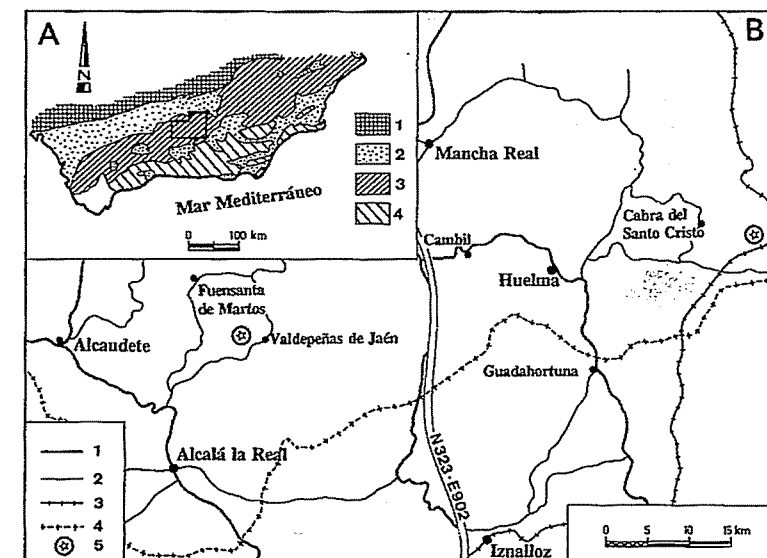


Figura 1. Mapa de localización. A: Localización geográfica y geológica del área estudiada. Leyenda: 1: Macizo Hercínico; 2: Neógeno; 3: Zonas Externas; 4: Zonas Internas de la Cordillera Bética. B: Situación geográfica de los afloramientos estudiados de calizas de facies Muschelkalk. Leyenda: 1: Carretera Nacional; 2: Carretera Comarcal; 3: Ferrocarril; 4: Límites provinciales; 5: Afloramientos estudiados (Valdepeñas de Jaén y Cabra del Santo Cristo).

La sección de «Capa bichos» presenta, en la base, bancos potentes de calizas grises laminadas. Por encima, aparece una alternancia de calizas bioturbadas con bioclásticos y calizas margosas más o menos bioturbadas. A veces se observan tramos de calizas tableadas con estructuras de corriente (*wave ripples* y *gutter casts*) o tramos de calizas margosas compactas laminadas. Hacia el techo de la sucesión hay un predominio de las margas y arcillas con finas intercalaciones de dolomías y calizas. En esta sección los foraminíferos han aparecido en calizas bioclásticas (*wackestones-packstones*) con bioturbaciones (*Thalassinoides*).

La sección de «Salmerón» se caracteriza por presentar tres tramos de calizas laminadas que resaltan en el relieve, separados por tramos de más de 10 metros de potencia de calizas margosas tableadas, a veces nodulosas. Por encima, hay una alternancia de tramos de calizas bioclásticas y calizas margosas bioturbadas. La sucesión como en el caso anterior presenta en la parte superior margas con intercalaciones de dolomías y calizas. En este caso los foraminíferos aparecen en las capas delgadas bioclásticas que se sitúan en la parte superior del primer tramo de calizas laminadas, así como en el primer tramo de calizas bioclásticas superiores (Fig. 2).

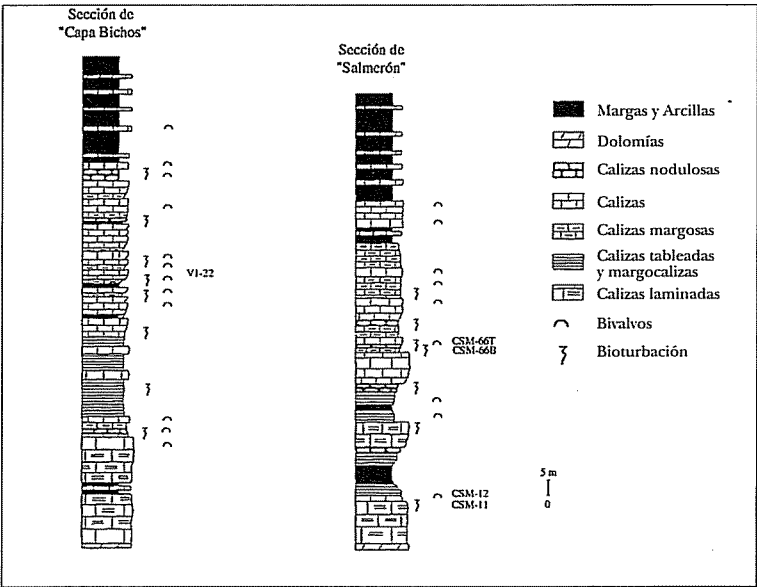


Figura 2. Columnas estratigráficas de los dos afloramientos estudiados y situación de las capas con foraminíferos de interés bioestratigráfico. A: Sección de «Capa Bichos»; B: Sección de «Salmerón».

De las numerosas muestras tomadas en ambas secciones sólo algunas presentan asociaciones con foraminíferos de interés bioestratigráfico (Tabla 1). Los ejemplares se encuentran, en general, en *packstones* con bivalvos, gasterópodos, equinodermos y peloides. Hacia el techo, estas calizas pueden presentar superficies erosivas que, en ocasiones, afectan a bioturbaciones de *Thalassinoides*, cuyas galerías pueden aparecer parcialmente erosionadas. Estas facies se han interpretado como depósitos de una secuencia de somerización de una plataforma marina

Aspectos biocronoestratigráficos

Las asociaciones de foraminíferos halladas (Tabla 1) y , en especial, la presencia de diversas especies de Involutinina como *Lamelliconus procerus*, *L. multispirus*, *Aulotortus praegaschei*, *L. biconvexus*, entre otros, de acuerdo con la bibliografía clásica para áreas alpinas (Zaninetti, 1976, Salaj *et al.*, 1983, Trifonova, 1992, 1993, 1994, entre otros) nos indicarían una edad Ladinense superior (Longobardiense) - Carniense inferior.

	MUESTRAS				
	V-1-22	csm-11	csm-12	csm-66B	csm-66T
<i>Pilaminella gemicra</i> Salaj					X
<i>Endotriadella wirzi</i> (Kohen-Zaninetti).....		X			
<i>Lamelliconus biconvexus</i> (Oberhauser)	X				
<i>Lamelliconus multispirus</i> (Oberhauser)	X	X	X		X
<i>Lamelliconus procerus</i> (Liebus)	X		X	X	X
<i>Triadodiscus eomesozoicus</i> (Oberhauser)	X		X	X	X
<i>Aulotortus planidiscoides</i> (Oberhauser)	X				X
<i>Aulotortus praegaschei</i> (K.-Zaninetti)	X		X		X
<i>Aulotortus pragsoides</i> (Oberhauser)	X				X
<i>Spirillina oberhauseri</i> Styk					X
<i>Calcitornella</i> sp.	X				
<i>Nodosaria ordinata</i> Trifonova	X	X			
<i>Duostomina alta</i> Kristan-Tollmann			X		
<i>Oberhauserella mesotriasica</i> (Oberhauser)	X				X

Tabla 1

Sin embargo, Benjamini (1988) encuentra en la serie de Makhlesh Ramon (Israel) una asociación similar por debajo de niveles datados como Fassaniense terminal mediante ammonioideos. Ello implica extender hacia

el Fassaniense el rango estratigráfico de especies que, como *L. procerus* y *L. multispirus*, habitualmente se ha considerado que aparecían en el Longobardiense (Benjamini, *op. cit.*). De esta manera, consideramos que las asociaciones de foraminíferos estudiadas en este trabajo, representan un intervalo que abarcaría, al menos, desde el Fassaniense superior hasta el Carniense inferior. Es importante señalar, también, que estas asociaciones aparecen ya en tramos inferiores (muestras csm-11 y csm-12) de la serie «Salmerón» en los que el registro fósil de otros grupos es muy escaso.

La datación obtenida es consistente con los datos suministrados por las asociaciones de bivalvos, procedentes de la parte superior de estos mismos carbonatos, que son características de las facies Muschelkalk del Ladiniense del Dominio Sefardí (Márquez-Aliaga, 1995).

Por otra parte, asociaciones semejantes de foraminíferos han sido señaladas, con anterioridad, en la cordillera pirenaica (Márquez *et al.*, 1992; Calvet *et al.*, 1994) en niveles atribuidos al Ladiniense superior.

Conclusiones

En este trabajo se han estudiado asociaciones de foraminíferos de interés bioestratigráfico que aparecen en carbonatos de facies Muschelkalk que corresponden a *packstones* bioclásticos. Se trata de depósitos de una secuencia de somerización, donde se han desarrollado facies de *Thalassinoides*.

Los foraminíferos nos indican una edad Fassaniense superior (?) - Carniense inferior. Por otro lado, resulta especialmente interesante la presencia de estas asociaciones de foraminíferos en las capas inferiores de la sucesión estratigráfica del Muschelkalk donde el registro fósil es muy pobre para otros grupos.

Agradecimientos

A don Pablo Plasencia por su ayuda en los aspectos informáticos. Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos PB98-0488 y PB97-1201 del Programa sectorial de promoción general del conocimiento y forma parte de la investigación del grupo RNM 0163 de la Junta de Andalucía.

Bibliografía

Benjamini, C. 1988. Triassic Foraminifera from Makhtest, central Neguev, Southern Israel. *Revue de Paleobiologie*, vol. Spec. 2, Benthos '86, 129-144.

Calvet, F., Márquez, L. y Trifonova, Ek. 1994. Litoestratigrafía y bioestratigrafía (Foraminíferos) de las facies Muschelkalk del Triásico sudpirenaico y del Pirineo Vasco-Cantábrico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, **89** (1-4), 167-188.

Márquez, L., Trifonova, Ek. and Calvet, F. 1992. An Involutinidae (Foraminifera) assemblage of Upper Ladinian (Muschelkalk facies) of the Southern Pyrenees (Spain). *Studies in Benthic Foraminifera*. BENTHOS'90, Sendai, 1990, 355-359.

Márquez-Aliaga, A. 1995: Western Tethys Triassic Bivalves. In Johnston, P. (ed.): *The Fifth Canadian Paleontology Conference and International Symposium on Paleobiology and Evolution of the Bivalvia*. Canadian Paleontology Conference P.& A., 5, 20-21.

Pérez-López, A. 1991. *El Triás de facies germánica del sector Central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada.

Pérez-López, A., Fernández, J., Solé de Porta, N. and Márquez-Aliaga, A. 1991. Bioestratigrafía del Triásico de la zona subbética (Cordillera Bética). *Revista Española de Paleontología*, n.º extraordinario, 139-150.

Salaj, J., Borza, K. y Samuel, O. 1983. *Triassic Foraminifers of the West Carpathians*. Geologický ústav Dion'ya Stúra, Bratislava, 1-213.

Trifonova, E. 1992. Taxonomy of Bulgarian Triassic Foraminifera. I. Families Psammosphaeridae to Nodosinellidae. *Geologica Balcanica*, **22** (1), 3-50.

Trifonova, E. 1993. Taxonomy of Bulgarian Triassic Foraminifera. II. Families Endothyriidae to Ophthalmidiidae. *Geologica Balcanica*, **23** (2), 19-66.

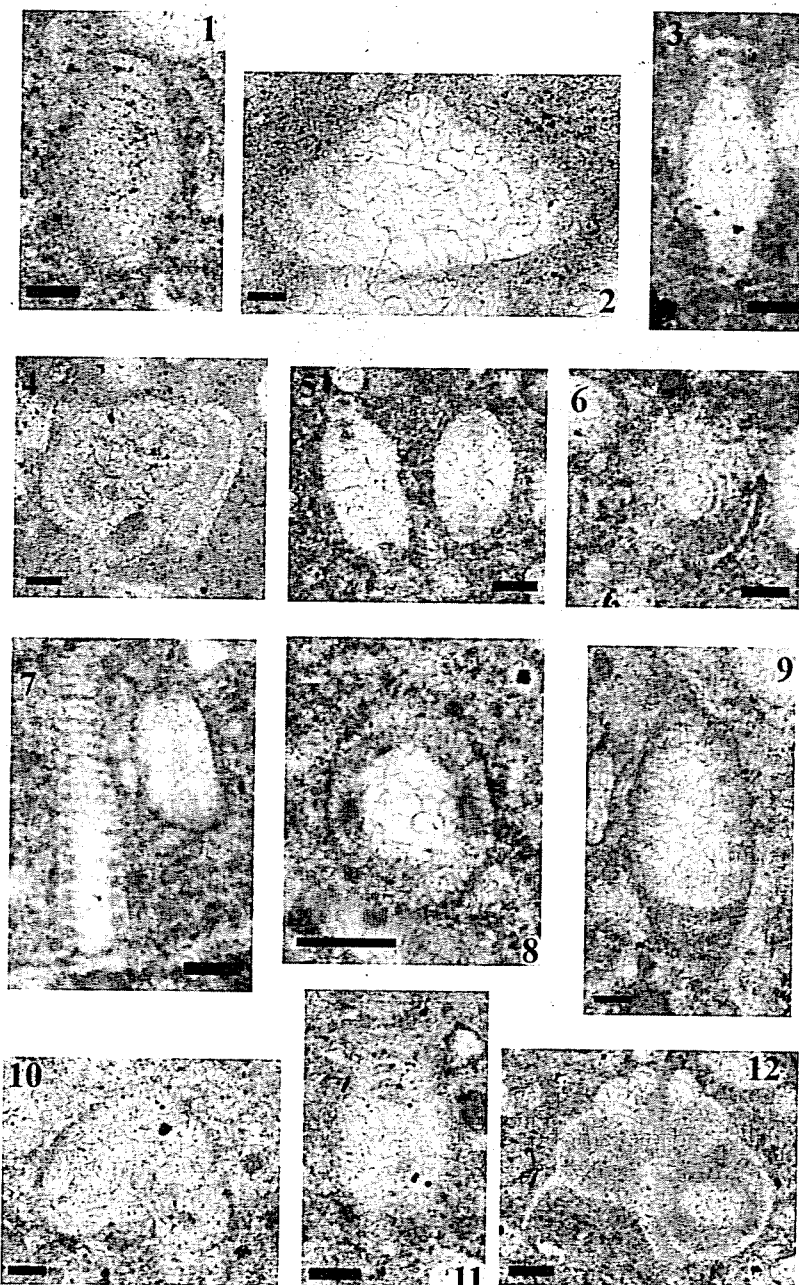
Trifonova, E. 1994. Taxonomy of Bulgarian Triassic Foraminifera. III. Families Spirilloculinidae to Oberhauserellidae. *Geologica Balcanica*, **24** (2), 21-70.

V. d. Boogaard, M. and Simon, O. J. 1973. *Pseudofurnishius* (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain, *Scripta Geologica*, **16**, 1-23.

Zaninetti, L. 1976. Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia*, **82** (1): 1-258.

Lámina 1. 1. *Pilaminella gemerica* Salaj; 2. *Lamelliconus biconvexus* (Oberhauser); 3. *Aulotortus planidiscoides* (Oberhauser); 4. *Calcitornella* sp.; 5. *Aulotortus planidiscoides* (Oberhauser) y *Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser); 6. *Spirillina oberhauseri* Styk; 7. *Lamelliconus procerus* (Liebus) y *Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser); 8. *Aulotortus praegaschei* (Kohen-Zaninetti); 9. *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser); 10. *Duostomina alta* Kristan-Tollmann; 11. *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser); 12. *Oberhauserella mesotriassica* (Oberhauser).

L. MÁRQUEZ Y A. PÉREZ-LÓPEZ



Dr. A. MARQUEZ-AUAGA
DPTO. GEOLOGIA
UNIVERSITAT VALÈNCIA
C/. Dr. Moliner, 50
46100 BURJASSOT (Valencia)