

XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

**y simposios de los proyectos
PICG 493, 503, 499, y 467**

Libro de Resúmenes

E. Fernández-Martínez (Editora)



Universidad de León
Secretariado de Publicaciones
2006

Diseño y maquetación: Antonio Buil
Dibujos de portada y contraportada: Cristina García Núñez

© Universidad de León
Secretariado de Publicaciones

© Los autores

I.S.B.N. : 84-9773-293-6

Depósito Legal: LE-1584-2006

Impresión: Universidad de León. Servicio de Imprenta

XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Organizado por:

**Universidad de León
Sociedad Española de Paleontología**

Con la colaboración de:

Caja España

**Programa Internacional de Correlación Geológica
(IUGS, UNESCO)**

Conjunto Paleontológico de Teruel - Dinópolis

Diputación de León

Ayuntamiento de León

Ayuntamiento de Los Barrios de Luna

Ayuntamiento de La Pola de Gordón

Comité Organizador

Dra. Esperanza M. Fernández Martínez (Secretaria). Universidad de León.
Dra. Rosa M^a. Rodríguez González. Universidad de León.
Dra. M^a Amor Fombella Blanco. Universidad de León.
Dr. Manuel Salesa Calvo. Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC).
Sra. M^a Dolores Pesquero Fernández. Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC).

Coordinación de Proyectos PICG

Dr. Patricio Domínguez. Universidad Complutense de Madrid.
Dr. José Antonio Gámez Vintaned. Universidad de Zaragoza.
Dr. J. Ignacio Valenzuela Ríos. Universidad de Valencia.
Dra. Ana Márquez-Aliaga. Universidad de Valencia.

Coordinación de excursiones

Excursión A

Dr. Jenaro Luis García-Alcalde. Universidad de Oviedo.
Dra. Isabel Méndez-Bedia. Universidad de Oviedo.
Dr. Luis Pedro Fernández. Universidad de Oviedo.
Dra. Esperanza M. Fernández Martínez. Universidad de León.
Dr. Francisco M. Soto Fernández. Universidad de Oviedo.

Excursión B

Dr. Carlos Aramburu. Universidad de Oviedo.
Dr. Miguel Arbizu Senosiain. Universidad de Oviedo.
Dr. Enrique Bernárdez. Universidad de Oviedo.
Dr. Rodolfo Gozalo. Universidad de Valencia.
Dr. Juan Carlos Gutiérrez Marco. CSIC-UCM.
Dr. Eladio Liñán. Universidad de Zaragoza.

Comité Científico

Dr. Julio Aguirre. Universidad de Granada.
Dr. Humberto Astibia. Universidad del País Vasco.
Dr. Jose Ignacio Canudo. Universidad de Zaragoza.
Dr. Antonio Checa. Universidad de Granada.
Dra. Angela Delgado Buscalioni. Universidad Autónoma de Madrid.
Dra. Rosa Domènech. Universitat de Barcelona.
Dr. Jenaro Luis García-Alcalde. Universidad de Oviedo.
Dra. Susana García-López. Universidad de Oviedo.
Dra. Eulàlia Gili. Universitat Autònoma de Barcelona.
Dr. Rodolfo Gozalo. Universitat de Valencia.
Dra. Zarela A. Herrera. Universidad de Zaragoza.
Dr. Eladio Liñán. Universidad de Zaragoza.
Dra. Nieves López. Universidad Complutense de Madrid.
Dra. M^a Luisa Martínez-Chacón. Universidad de Oviedo.
Dr. Eduardo Mayoral. Universidad de Huelva.
Dra. Ana Isabel Neira Campos. Universidad de León.
Dr. Teodoro Palacios. Universidad de Extremadura.
Dr. Miguel V. Pardo. Universitat de Valencia.
Dr. Paul Palmqvist. Universidad de Málaga.
Dr. Pablo Peláez-Campomanes. Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC).
Dr. Antonio Rosas. Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC).
Dr. Luis Carlos Sánchez de Posada. Universidad de Oviedo.
Dr. Enrique Villas. Universidad de Zaragoza.

Colaboradores

Sr. Antonio López-Alcántara.
Sra. Patricia Viñuela López.
Sra. M^a Aurora Rodríguez Aparicio.
Sra. Jara Juan Álvarez.
Sr. Rodrigo Castaño de Luis.
Sra. Esperanza García Ortiz de Landaluce.
Sra. Eva María Ferrero Infiestas.

Índice

Conferencias

- Braga, J.C.
La paleoecología que hacemos 3
- Hernández-Fernández, M.
Correlación ecoestratigráfica y análisis paleoclimático comparativo del Plio-Pleistoceno de la Península Ibérica y África Oriental; evidencias aportadas por las faunas de mamíferos 6

Comunicaciones. Tema Monográfico

- Alcalde, G.M., Alberdi, M.T., Azanza, B. y Hernández-Fernández, M.
Inferencias ambientales a partir del estudio de la locomoción en comunidades de rumiantes 13
- Blain, H.-A.
Contribución de los anfibios y escamosos a la paleoecología y la paleoclimatología del Plioceno superior al Pleistoceno medio continental de España 15
- Cobos, A. y Alcalá, L.
El reto de comunicar la Paleoecología en los museos 18
- Cuenca Bescós, G., Galindo-Pellicena, M.A., Díez, C. y López García, J.M.
Los microvertebrados del Pleistoceno Medio de Covacha de los Zarpazos (TZ, Atapuerca, Burgos) 21
- De Renzi, M.
Una aproximación biomorfodinámica al esqueleto de los vertebrados y sus consecuencias en la inferencia paleoecológica 23
- De Renzi, M. y Ros, S.
Los géneros de bivalvos marinos originados en el Trías: un análisis en la intersección entre evolución y ecología 27
- Fernández-Martínez, E. y López-Alcántara, A.
Paleoecología de los corales tabulados del biostromo de Colle (Emsiense, Zona Cantábrica) 30
- Figueirido, B., De Renzi, M., Pérez-Claros, J.A., Janis, C.M. y Palmqvist, P.
Diversificación de los mamíferos en el Terciario de Norteamérica: una aproximación macroevolutiva y paleoecológica 33

Fombella Blanco, M.A. y García Rovés Fernández, E. <i>Análisis polínico del yacimiento de Santa María de Raíces, Castrillón (Asturias)</i>	37
Fombella Blanco, M.A. y García Rovés Fernández, E. <i>Estudio palinológico del Castro de Llagú, Latores (Oviedo)</i>	39
García Yelo, B.A., Gómez Cano, A.R. y Hernández Fernández, M. <i>Análisis bioclimático, cenogramas y muestreo en faunas de mamíferos: implicaciones para la aplicación de métodos de análisis paleoclimáticos</i>	41
Gibert, J.M. de, Martinell, J. y Domènech, R. <i>La Icnofacies de Gnathichnus en acumulaciones de pectínidos y ostreidos del Plioceno del Rosellón (Francia)</i>	43
Gili, E. y Skelton, P.W. <i>Paleoecología de rudistas: qué conocemos y qué necesitamos conocer</i>	45
Gómez-Herguedas, A. y Rodríguez, S. <i>Corales rugosos del Serpujoviense inferior de la sección de La Cornuda (Área del Guadiato, Córdoba): microfacies asociadas y medio sedimentario</i>	48
Jiménez Arenas, J.M., Pérez Claros, J.A. y Palmqvist Barrena, P. <i>Variabilidad craneométrica en homínidos: inferencias filogenéticas y paleoecológicas sobre los australopitecinos</i>	50
López-García, J.M., Cuenca Bescós, G. y Galindo-Pellicena, M.A. <i>Implicaciones paleoambientales de los microvertebrados del Pleistoceno Superior y Holoceno peninsular: nuevas aportaciones</i>	53
López Guerrero, P. <i>Paleoclimatología de Europa Occidental durante el Aragoniense</i>	56
López-Martínez, N., Fernández-Marrón, M.T., Torices, A. y Fonollá, F. <i>Plantas y vertebrados terrestres del Cretácico superior y Terciario basal en los Pirineos sur-centrales</i>	57
Martín Serra, A., Torregrosa, V., Figueirido, B., Palmqvist Barrena, P. y Pérez Claros, J.A. <i>Caracterización morfométrica del contorno de los cráneos de carnívoros mediante el análisis elíptico de Fourier e inferencias paleoecológicas</i>	59
Mendoza García, M. y Palmqvist Barrena, P. <i>Adaptaciones del esqueleto postcraneal de los bóvidos (Mammalia, Artiodactyla) a terrenos escarpados: evaluando la importancia del legado filogenético en ecomorfología</i>	62

Palmqvist Barrena, P., Pérez Claros, J.A. y Jiménez Arenas, J.M. <i>Análisis de la variabilidad craneométrica en los homínidos: disparidad anatómica de los especímenes de Dmanisi y los primeros representantes del género Homo</i>	65
Pérez Claros, J.A., Jiménez Arenas, J.M. y Palmqvist Barrena, P. <i>Análisis de las relaciones entre la fosa zigomática, el área de la dentición postcanina y el volumen endocraneal en homínidos: inferencias paleoecológicas y evolutivas</i>	69
Reolid, M. <i>Response of Upper Jurassic foraminiferal assemblages to a shelf trophic gradient: paleoenvironmental bioindicator of trophic conditions (Prebetic Zone, Southern Spain)</i>	72
Reolid, M., Gaillard, C. & Lathuilière, B. <i>Microfacies and microfossil assemblages from the Oolithe corallienne de Pagnoz Formation (French Jura, Oxfordian): stratigraphic fluctuations in a shallowing upward sequence</i>	75
Ruiz Zapata, M.B., Gómez González, C., Gil García, M.J., Baquedano, E., Pérez-González, A. y Arsuaga, J.L. <i>El paisaje vegetal del yacimiento arqueopaleontológico de Pinilla del Valle (Madrid): análisis polínico de la Cueva de la Buena Pinta</i>	78
Ruiz Zapata, M. B., Gómez González, C., López Sáez, J.A., Gil García, M.J. y Vera, M.S. <i>Efectos de la actividad antrópica y del clima en la evolución del paisaje vegetal durante el Holoceno Reciente en el Valle del Lozoya (Rascafría, Sierra de Guadarrama, Madrid)</i>	79
Ruiz Zapata, M. B., Ortega, A. I., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Carretero, J., Gil García, M.J., Pérez-González, A. y Arsuaga, J.L. <i>Vegetación y clima durante el Pleistoceno Superior en Atapuerca: análisis polínico del perfil atp-05 (Portalón de Cueva Mayor)</i>	80
Salesa, M.J., Antón, M., Peigné, S. y Morales, J. <i>Paleoecología y anatomía funcional de Simocyon batalleri (Viret, 1929) (Carnivora, Ailuridae) del Mioceno Superior de Batallones-1</i>	82
Torregrosa, V., Petrucci, M. y Palmqvist, P. <i>Relación entre las dimensiones de la abertura nasal y la masa corporal en félidos: implicaciones ecofisiológicas e inferencias paleoecológicas</i>	85

Comunicaciones. Tema Libre

Aguirre, J., Braga, J.C. y Martín, J.M. <i>Bioestratigrafía de los depósitos marinos miocenos del Prebético</i> (Cordillera Bética, SE de España)	91
Alvarez-Pérez, G. y Busquets, P. <i>Los corales del Ilerdiense (Eoceno Inferior) en la</i> <i>Cuenca subpirenaica de Graus-Tremp</i>	92
Cárdaba Barradas, J.A., Cuevas-González, J., Élez, J., Fesharaki, O., Hernández Fernández, M., López-Martínez, N., Morales, J., Sala-Burgos, N. y Salesa, M.J. <i>Revisión de la fauna de vertebrados fósiles de Somosaguas</i> (Mioceno medio, Pozuelo de Alarcón, Madrid)	94
Carlos-Calero, J.A., Van der Made, J. y Mancheño, M.A. <i>Nuevos restos de Ovibovini (Mammalia, Artiodactyla) en el yacimiento</i> <i>paleontológico pleistoceno de la Sierra de Quibas (Abanilla, Murcia)</i>	97
Cearreta, A., Leorri, E. and Santos, L. <i>A Quaternary record in the Bilbao estuary (northern Spain): marine and</i> <i>terrestrial microfossils of the Barakaldo abandoned meander</i>	100
Contreras Sánchez, M.M., Jensen, S. y Palacios, T. <i>Sabelítidos y vendoténidos del Anticlinal de Ibor (Zona Centroibérica)</i>	101
Cortijo, I., Palacios, T., Jensen, S. y Martí Mus, M. <i>Nuevos datos sobre los cloudínidos de España</i>	103
Cruz, L.E., Fenero, R., Molina, E. y Ortiz, S. <i>Reconstrucción paleoambiental con foraminíferos del tránsito</i> <i>Eoceno-Oligoceno de Fuente Caldera (Granada)</i>	106
Cruzado-Caballero, P. y Canudo, J.I. <i>El dinosaurio hadrosaurio de Blasi 5 (Maastrichtiense superior,</i> <i>Formación Conques, Arén, Huesca)</i>	108
Cuevas-González, J. y Élez, J. <i>Arquitectura deposicional en un depósito aluvial basada en la distribución</i> <i>de fósiles de vertebrados del Mioceno de Somosaguas (Madrid)</i>	110
De Marfà Taillefer, R., Agustí, J. y Cuenca Bescós, G. <i>Los lagomorfos del Plio-Pleistoceno europeo. State of the art</i>	112
Dies Álvarez, M. E., Gozalo, R. y Liñán, E. <i>Primer hallazgo de Alueva hastata, (SDZUY 1958)</i> <i>(Trilobita, Cámbrico Medio temprano) en el Noroeste</i> <i>de España (Cordillera Cantábrica)</i>	115

Escaso, F., Ortega, F., Dantas, P., Malafaia, E. y Sanz, J.L. <i>Primera cita de un dinosaurio estegosaurino en el Jurásico Superior de la Península Ibérica (Casal Novo, Batalha, Portugal)</i>	117
Fernández-Martínez, E., Gutiérrez Álvarez, J. y López-Alcántara, A. <i>El género Parastriatopora (Tabulata) en el Devónico Inferior de la Península Ibérica</i>	118
García-López, S., Blanco-Ferrera, S. y Sanz-López, J. <i>Consideraciones sobre la aplicación del índice de alteración del color de los conodontos (CAI) al estudio de la transición diagénesis-metamorfismo</i>	121
Gasulla, J.M., Ortega, F., Escaso, F. y Sanz, J.L. <i>Diversidad de terópodos del Cretácico Inferior (Fm. Arcillas de Morella, Aptiense) en los yacimientos del Mas de la Parreta (Morella, Castellón)</i>	124
Gozalo, R., Liñán, E., Dies Álvarez, M. E., Chirivella Martorell, J. B., Gámez Vintaned, J. A. , Mayoral, E. y Zamora, S. <i>Caracterización cronoestratigráfica del piso Leoniense (Cámbrico medio) en la Península Ibérica</i>	125
Guitérrez-Marco, J.C., Tetlie, O.E., Arillo, A. y Rábano, I. <i>El escorpión más antiguo de la Península Ibérica: Parisobuthus sp., del Estefaniense de la cuenca de Villablino (León)</i>	127
Jefferies, R. and Domínguez, P. <i>Genes, fossils and the ancestry of the deuterostomes</i>	130
Jensen, S. and Palacios, T. <i>A peri-Gondwanan cradle for the trace fossil Paleodictyon?</i>	132
Laplana, C. y Sevilla-García, P. <i>Nuevos datos sobre los micromamíferos (Roedores, Insectívoros y Quirópteros) del yacimiento Camino (Pleistoceno Superior, Pinilla del Valle, Madrid)</i>	135
Laplana, C., Sevilla-García, P., López-Martínez, N. y Corchón Rodríguez, M.S. <i>Primeros datos sobre los micromamíferos (Roedores, Insectívoros, Quirópteros y Lagomorfos) del Solutrense (Pleistoceno Superior final) de la Cueva de Las Caldas (Oviedo, Asturias)</i>	137
López Carrillo, M.D. y Calonge, A. <i>Caracterización bioestratigráfica y paleoambiental de los afloramientos con foraminíferos cretácicos de la Cadena Ibérica</i>	140
Martí Mus, M., Palacios, T. and Jensen, S. <i>A large limpet-like mollusc from the early Cambrian of Montes de Toledo (Spain), with implications for early molluscan diversity</i>	143
Martínez-Chacón, M.L. y Winkler Prins, C.F. <i>Braquiópodos de la Formación Valdeteja (Pensilvánico, Cordillera Cantábrica, N de España)</i>	145

Meléndez, G. <i>El yacimiento de pistas fósiles de Bueña (Jurásico Superior, Teruel): interpretación paleoecológica, paleogeografía y valoración patrimonial</i>	147
Moreno, J.A., Villalba, S., Bover, T., Martínez, R. y Grauges, A. <i>Nautilidos del Aptiense (Cretácico Inferior) del Macizo del Garraf (Barcelona), Cordillera Costero Catalana, noroeste de la Península Ibérica. Revisión del género Eucymatoceras, Spath, 1927</i>	150
Ortega, F., Dantas, P., Escaso, F., Gasulla, J.M., Malafaia, E. y Ribeiro, B. <i>Primera cita de reptiles esfenodontos en el Jurásico Superior de la Península Ibérica</i>	152
Ortega, F., Murelaga, X., Gasulla, J.M., García-Oliva, M., Escaso, F. y Yagüe, P. <i>Primeros restos de la tortuga Helochelydra (Solemydidae) en el Cretácico Inferior (Aptiense) de Morella</i>	154
Ortiz-Jaureguizar, E. <i>Relaciones de similitud y cambios faunísticos en las faunas de mamíferos continentales de Patagonia durante el Cretácico Superior-Paleoceno</i>	155
Palacios, T., Jensen, S. y Apalategui, O. <i>Bioestratigrafía basada en acritarcos del Cámbrico Inferior y Medio del margen septentrional de Gondwana (Área de Zafra, Suroeste de la Península Ibérica)</i>	156
Pereda Suberbiola, X., Astibia, H., Corral, J.C., Bardet, N., Badiola, A. y Berreteaga, A. <i>Restos esqueléticos en relación anatómica de un dinosaurio anquilosaurio en el Cretácico Superior de Laño (Región Vasco-Cantábrica)</i>	161
Pérez-Lorente, F. y Herrero Gascón, J. <i>El estudio de un rastro peculiar: 2ELC (Galve, Teruel, España). Marcas de inmersión de los pies en barro y de la cola de un dinosaurio</i>	164
Rábano, I. <i>Colecciones paleontológicas históricas del Paleozoico Inferior de León en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España)</i>	165
Ramón del Río, D. y Cuenca Bescós, G. <i>La cueva de los huesos de Obón: un yacimiento de mamíferos del Pleistoceno Medio en el Macizo de las Muelas de Teruel</i>	168
Ruiz-Omeñaca, J.I., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Bardet, N., Bermúdez-Rochas, D.D., Canudo, J.I. y Pereda Suberbiola, X. <i>Restos directos de vertebrados del Jurásico de Asturias</i>	171
Sala-Burgos, N. y Gil-Pita, R. <i>Detección de micromamíferos fósiles del yacimiento de Somosaguas Sur (Pozuelo de Alarcón, Madrid) mediante redes neuronales artificiales</i>	174

Sánchez-Chillón, B. y Rey Fraile, I. <i>ADN fósil: ¿un futuro próximo o una realidad remota?</i>	177
Santos, A., Mayoral, E., Marques da Silva, C. y Cachão, M. <i>Paleoicnología de litorales rocosos neógenos del Sur de la Península Ibérica.</i> <i>Datos preliminares</i>	178
Sendino, M. C. <i>Morfología de los Conulariida (Cnidaria)</i>	180
Torcida Fernández-Baldor, F., Canudo, J.I., Huerta, P., Montero Huerta, D., Contreras, R., Pérez-Martínez, G. y Urién Montero, V. <i>Un nuevo dinosaurio del Cretácico Inferior de Burgos:</i> <i>el saurópodo de El Oterillo II</i>	183
Torcida Fernández-Baldor, F., Huerta, P., Montero Huerta, D., Contreras, R., Pérez-Martínez, G. y Urién Montero, V. <i>Un extenso yacimiento de icnitas de dinosaurios del tránsito</i> <i>Jurásico Superior-Cretácico Inferior en Burgos</i>	185
Urién, V., Contreras, R., Montero, D., Pérez, G. y Torcida, F. <i>La peculiar contribución del Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes (Burgos)</i> <i>a la difusión del Patrimonio Cultural de Castilla y León</i>	187
Usera, J. y Alberola, C. <i>Una revisión de los taxones de Foraminíferos del Jurásico y del Cretácico</i> <i>descritos por Guillermo Colom (1900-1993)</i>	190
Usera, J., Alberola, C. y Brito, J.M. <i>Foraminíferos cuaternarios de la Albufera de Valencia:</i> <i>Sondeo de "El Palmar"</i>	193
Villanueva Amadoz, U., Sender, L.M. y Díez, J.B. <i>Palinología de la Formación Escucha en el yacimiento de Sant Just</i> <i>(subcuenca de Aliaga-Utrillas, Teruel)</i>	195
Zamora Iranzo, S.A., Liñán, E., Gamez Vintaned, J.A., Domínguez Alonso, P. y Gozalo, R. <i>Hallazgo de nuevos cincta (Carpoidea) del</i> <i>Cámbrico Medio de Los Barrios de Luna (León)</i>	198
Zamora Iranzo, S.A., Liñán, E., Gozalo, R., Domínguez Alonso, P. y Gamez Vintaned, J.A. <i>Un nuevo eocrinoideo de la biota cámbrica de Murero</i> <i>(Cadenas Ibéricas, Zaragoza)</i>	200

Comunicaciones. Simposio PICG 493

Gamez Vintaned, J.A., Liñán, E., Mayoral, M., Gozalo, R. y Zamora, S. <i>Icnofósiles por encima del tránsito Precámbrico/Cámbrico en Los Barrios de Luna (Zona Cantábrica, España)</i>	205
---	-----

Comunicaciones. Simposio PICG 503

Esteve Serrano, J.V., Zamora Irazo, S.A., Gil Cid, M.D. y Domínguez Alonso, P. <i>Nuevo Sphaeronitidae de afinidades bálticas en el Ordovícico Superior de Sierra Morena (Ciudad Real)</i>	211
Gutiérrez-Marco, J.C. <i>Paleobiogeografía perigondwánica y exploraciones en el Ordovícico del centro-norte de Sudamérica</i>	213
Reyes, J.A., Villas, E. y Gutiérrez-Marco, J.C. <i>Braquiópodos del Oretaniense (Ordovícico Medio) de la Zona Centroibérica; implicaciones paleogeográficas</i>	215
Villas, E., Vizcaino, D., Álvaro, J.J., Destombes, J. y Vennin, E. <i>Control bioestratigráfico con braquiópodos de la discontinuidad glaciogénica del Ordovícico Superior en Alnif (Anti-Atlas Oriental, Marruecos)</i>	218

Comunicaciones. Simposio PICG 499

Dojen, C. y Valenzuela-Ríos, J.I. <i>Datos preliminares sobre los ostrácodos del Devónico Inferior de Gerri de la Sal (Pirineos centrales españoles)</i>	223
García-Alcalde, J.L. <i>Bioestratigrafía y susceptibilidad magnética del límite Lochkoviense-Praguiense (Devónico Inferior) de la Cordillera Cantábrica (N España) y su relación con el evento Sulcatus (SE)</i>	225
Liao, J.-C. y Valenzuela-Ríos, J.I. <i>El Frasnense Inferior de Basibé (Pirineo Aragonés): una nueva especie del género Ancyrodella</i>	227
Pardo Alonso, M.V. y Valenzuela-Ríos, J.I. <i>Estratigrafía y estructura de las series devónicas de la zona del Zújar (provincias de Badajoz y Córdoba, Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina)</i>	229
Plusquellec, Y., Sanz-López, J., Fernández-Martínez, E., Soto, F., Magrans, J. y Ferrer, E. <i>Corales tabulados del Devónico Inferior y del Carbonífero Inferior de las Cordilleras Costeras Catalanas (NE de España)</i>	232

Soto, F.M. <i>Bioestratigrafía y susceptibilidad magnética del límite Givetiense Medio-Givetiense Superior (Devónico Medio) de la Cordillera Cantábrica (N de España) y relación con el evento Tagánico</i>	235
Truyóls Massoni, M. <i>Bioestratigrafía y susceptibilidad magnética del límite Emsiense Inferior-Emsiense Superior (Devónico Inferior) de la Cordillera Cantabrica (N de España) y su relación con los eventos Zlichoviense Superior (UZE) y Daleje-Cancellata (DCE)</i>	238
Valenzuela-Ríos J.I., Liao, J.-C., Pardo Alonso, M.V., Fernández-Martínez, E., Dojen, C., Botella, H., Rodríguez, S. y Cózar, P. <i>El Devónico Inferior del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Zona de Ossa-Morena): conodontos, braquiópodos, corales, ostrácodos y peces</i>	240
Comunicaciones. Simposio PICG 467	
Pérez-Varela, J.A. y Barroso-Barcenilla, F. <i>Análisis tafonómico de cefalópodos del Triásico Medio colonizados por organismos cementantes en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España)</i>	245
Índice de autores	249



Conferencias

La paleoecología que hacemos

Juan C. Braga

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

Usando la definición de paleoecología de Lawrence (1971) como “el estudio de las relaciones que tuvieron lugar en el pasado geológico entre los organismos vivos entonces y su medio ambiente”, De Renzi *et al.* (1975) querían, en sus propias palabras, deslindar esta disciplina de la tafonomía y de la bioestratigrafía (que incluiría para estos autores la interpretación de los ambientes sedimentarios a partir del contenido paleontológico de las rocas). Poco tiempo después, De Renzi (1978) insistía en la consideración de la paleoecología como la ecología del pasado, es decir, como una ciencia enfocada a reconstruir las relaciones de los organismos antiguos entre ellos y con su medio, frente a la tendencia a reducirla a una interpretación paleoambiental basada en los fósiles. El carácter paleobiológico de la paleoecología y su diferenciación de la tafonomía quedaron zanjados en esos años, pero hasta ahora sigue abierta la cuestión de qué contenidos se recogen bajo tal término. No es de extrañar, dado que su referencia neontológica, la ecología, sufre el mismo problema. Ateniéndose a los contenidos que recogen los manuales de paleoecología, o los capítulos con tal título de los libros de paleobiología, parece que habría que añadir el estudio de los modos de vida de los organismos antiguos al estudio de sus interacciones y sus relaciones con el medio en que vivieron, fusionando la definición de Lawrence (1971) con la de Benton (2005). A ello se añaden, siempre de acuerdo con el contenido de los manuales las aplicaciones de la paleoecología, que se dirigen fundamentalmente a las reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas. Con todo ello, se incluye bajo el paraguas de la paleoecología un amplísimo abanico de campos que abarcan desde la morfología funcional, condiciones de hábitat, dieta, comportamiento e interacciones de organismos del pasado, análisis de comunidades antiguas y paleoecología evolutiva, hasta las aplicaciones, principalmente geológicas, de las interpretaciones obtenidas.

Una percepción más correcta del registro fósil acabó, en los años ochenta y noventa del siglo pasado, con las aplicaciones ingenuas de métodos y modelos ecológicos a ejemplos de asociaciones fósiles. Hasta Hutchinson (1978, 1981 en la traducción española), uno de los padres de la ecología moderna, en su manual “Introducción a la ecología de poblaciones”, utilizó una muestra de ostrácodos del Silúrico para ejemplificar cómo se confeccionan las tablas de vida y las curvas de supervivencia, típicas de los análisis demográficos. Actualmente hay una consideración generalizada por parte de los paleontólogos de que, salvo en contadas

excepciones, la promediación temporal, que casi siempre acompaña a los procesos bioestratigráficos, reúne en un mismo nivel fosilífero poblaciones y comunidades que vivieron en tiempos distintos (ver, por ejemplo, Kidwell and Flessa, 1995). Las asociaciones fósiles suelen representar escalas temporales mayores en uno o varios órdenes de magnitud que las de los procesos estudiados en ecología, tal como advertía Gould (1980), entre otros, y sólo un buen análisis tafonómico puede permitir demostrar lo contrario. Hay, por otra parte, una aceptación general de que los conjuntos de restos producidos por las comunidades vivas experimentan modificaciones hasta llegar a ser encontrados en una asociación fósil, además de sufrir promediación temporal. No obstante, la percepción del registro fósil con respecto a sus posibilidades para reconstruir comunidades antiguas no es negativa. La comparación de las colecciones de restos esqueléticos con los organismos vivos potencialmente productores de restos mineralizados en un hábitat concreto muestra que hay una elevada fidelidad espacial y una marcada fidelidad en la representación de especies vivas e incluso de su abundancia relativa en los restos muertos, especialmente si se trata de invertebrados (ver, por ejemplo, Kidwell and Bosence, 1991; Kidwell and Flessa, 1995). A pesar de ello, es necesario intentar tener una buena calibración de qué puede representar una asociación fósil determinada con respecto a las comunidades que generaron sus componentes, es decir, hay que comprender los procesos de fosilización que han conducido a dicha asociación. Esta premisa de todo estudio paleoecológico era ya resaltada por De Renzi (1978). Tampoco han variado otras claves metodológicas planteadas en aquellos años, como los niveles de validez de las interpretaciones paleoecológicas propuestos por Lawrence (1971). En este sentido, sigue vigente la consideración de que una reconstrucción de cualquier aspecto paleoecológico es más válida cuanto más se base en datos obtenidos directamente de los fósiles estudiados y su contexto sedimentario y menos transferencia de información actualística sustantiva requiera. No obstante, esto no parece impedir el uso indiscriminado de interpretaciones actualísticas, especialmente en trabajos sobre fósiles del Cenozoico. No es el único problema, ya que sigue existiendo una enorme indefinición e incluso confusión de conceptos y términos, jerarquías y escalas espaciales y temporales (Miller, 2001). Por su parte, los procedimientos metodológicos para interpretar como vivían los organismos parecen mejor establecidos (ver Skelton, 2001).

Hojeando los números de los últimos años de las revistas paleontológicas generalistas más importantes, con el propósito de saber a qué se dedican los esfuerzos en la investigación paleontológica, puede verse que un porcentaje muy elevado de artículos (20 al 60%) se centran en cuestiones de paleoecología, considerando que esta disciplina incluye el amplio espectro de campos arriba señalado. La proporción relativa de publicaciones sobre cada uno de dichos campos varía de unas a otras, pero en conjunto predominan las dedicadas a morfología

funcional, estructura gremial de comunidades antiguas, paleoecología evolutiva y, muy mayoritariamente en algunos casos, interpretación paleoambiental a partir de asociaciones fósiles. Prácticamente no se tratan problemas de interacciones o, en general, de paleoecología de poblaciones. Mirando hacia el futuro, sigue vigente la idea de Gould (1980) de que la paleoecología tendrá interés en tanto que trate problemas biológicos sin resolver, o que no se puedan resolver desde la escala temporal de la ecología. Cuestiones como la paleoecología de las extinciones masivas y las recuperaciones posteriores y sus implicaciones evolutivas, o las pautas de diversificación de gremios y clados y sus relaciones con factores bióticos o abióticos, por poner unos pocos ejemplos, son de crucial importancia para la biología evolutiva y sólo se pueden responder desde el registro fósil. Este último sigue siendo, por otra parte, una inigualable fuente de información para reconstruir la historia geológica de la Tierra. En estos, como en otros campos de la paleontología, quedan muchas cosas fascinantes por hacer.

Referencias

- Benton, M.J. 2005. *Vertebrate Palaeontology*. 3er ed. Blackwell Science, Oxford.
- De Renzi, M. 1978. La problemática de la fundamentación de la Paleoecología. *Estud. Geol.*, **34**, 559-570.
- De Renzi, M., Martinell, J. & Reguant, S. 1975. Bioestratigrafía, tafonomía y paleoecología. *Acta Geol. Hispánica*, **10**, 80-86.
- Gould, S.J. 1980. The promise of paleobiology as a nomothetic, evolutionary discipline. *Paleobiology*, **6**, 96-118.
- Hutchinson, E.K. 1981. *Introducción a la ecología de poblaciones*. Blume. Barcelona.
- Kidwell, S.M. & Bosence D.W.J. 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In: *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record* (Eds. P.A. Allison & D.E.G. Briggs). Plenum Press, New York, 116-211.
- Kidwell, S.M. & Flessa, K.W. 1995. The quality of the fossil record: populations, species and communities. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, **26**, 269-299.
- Lawrence, D.R. 1971. The nature and structure of paleoecology. *J. Paleont.*, **45**, 593-607.
- Miller, W. III. 2001. What's in a name? Ecologic entities and the marine paleoecologic record. In: *Evolutionary Paleoecology* (Eds. W.D. Allmon & D.J. Bottjer). Columbia University Press, New York, 15-33.
- Skelton, P.W. 2001. Bringing fossil organisms to life. In: *Paleobiology II* (Eds. D.E.G. Briggs, & P.R. Crowther). Blackwell Science, Oxford, 367-375.



Correlación ecoestratigráfica y análisis paleoclimático comparativo del Plio-Pleistoceno de la Península Ibérica y África Oriental: evidencias aportadas por las faunas de mamíferos

Manuel Hernández Fernández

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

Unidad de Investigación en Paleontología, Instituto de Geología Económica, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. C/ José Antonio Novais. 28040 Madrid. hdezfdz@geo.ucm.es

El estudio intensivo de las faunas de mamíferos, tanto fósiles como actuales, que se ha realizado en la última década ha permitido nuevos avances en los campos de la paleoecología y la paleoclimatología. De un lado, diversos autores han desarrollado bases de datos que incorporan conjuntamente información faunística y climática, posibilitando la comprobación de la fiabilidad de métodos clásicos de análisis paleoclimático (Rodríguez, 1999; Hernández Fernández *et al.*, 2006). Por otro lado, nuevos métodos de análisis paleoclimático de las faunas de mamíferos han sido desarrollados gracias al uso de esas mismas bases de datos (Kay & Madden, 1997; Hernández Fernández, 2001; Mendoza *et al.*, 2005; Hernández Fernández & Vrba, 2006). En el momento actual, las faunas de mamíferos aparecen como un indicador paleoclimático de gran importancia en los medios continentales, y ya sólo resta comenzar a explorar todas las nuevas posibilidades que ofrece esta herramienta para el conocimiento de los climas del pasado.

En este trabajo, se presenta una de dichas posibilidades: la correlación a gran distancia basada en la interpretación paleoclimática derivada de la aplicación de distintos métodos de análisis a secuencias de yacimientos de mamíferos en diferentes áreas. Los nuevos métodos de análisis permiten alcanzar gran precisión en la interpretación de dicha correlación ecoestratigráfica (Daams *et al.*, 1988). Concretamente, se realiza un análisis comparativo de los cambios paleoclimáticos acaecidos durante el Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica y África oriental. Estas áreas han sido elegidas por dos motivos principales: (1) ambas presentan secuencias paralelas y más o menos continuas de los principales eventos faunísticos del Plio-Pleistoceno; y (2) las dos proceden de áreas biogeográficamente muy diferenciadas, lo cual permite ver cómo los cambios climáticos globales han producido cambios diferentes en latitudes tropicales y templadas.

El análisis bioclimático, un método paleoclimático recientemente desarrollado (Hernández Fernández, 2001; Hernández Fernández & Peláez-Campomanes,

2003, 2005), es aplicado a una secuencia de 44 yacimientos de roedores del Plio-Pleistoceno ibérico, incluyendo más de un centenar de especies identificadas. Este método se fundamenta en una base de datos faunísticos comparativos procedentes de 50 localidades actuales distribuidas por todo el mundo. Consta de modelos cualitativos (basados en análisis discriminante) y cuantitativos (basados en análisis de regresión múltiple) que permiten la obtención de una reconstrucción paleoclimática detallada y consistente con otros datos paleoambientales (paleobotánicos, isotópicos) y con la física de los modelos atmosféricos.

El paleoclima del Plio-Pleistoceno ibérico muestra una tendencia hacia el enfriamiento y el cambio desde un marco climático subtropical a otro marcadamente templado. Durante el Rusciniense (5,3-3,4 Ma) tuvo lugar una larga fase de clima tropical-subtropical con lluvias estivales y sequía invernal. Entre 3,4 y 2,5 Ma (Villafranquiense Inferior) hubo un enfriamiento, tras el cual se produjo una ligera recuperación de las temperaturas en el Villafranquiense Superior (entre 2,5 y 1,8 Ma). Es en esta fase cuando el clima mediterráneo se establece permanentemente en el Suroeste de Europa. Finalmente, durante el Pleistoceno se suceden estadios templados y fríos en relación con las glaciaciones del Hemisferio Norte.

El paleoclima del Este de África es analizado usando las faunas de grandes mamíferos de la cuenca de Turkana como indicadores ambientales (Hernández Fernández & Vrba, 2006). Se estudiaron 20 yacimientos Plio-Pleistocenos y una base de datos comparativa de 16 localidades modernas cubriendo un amplio rango de condiciones climáticas y ecológicas a lo largo de África. Se construyeron perfiles de comunidad usando variables taxonómicas que reflejan información ecológica (de Bonis *et al.*, 1992). Análisis de componentes principales y correlación bivariada fueron usados para determinar los cambios en la estructura de la comunidad de estas faunas de mamíferos y extraer inferencias paleoambientales. Después, regresiones de mínimos cuadrados produjeron estimaciones climáticas (precipitación anual y duración de la sequía) para el período estudiado.

Las estimaciones paleoclimáticas en la cuenca de Turkana mostraron una tendencia hacia la aridez durante la secuencia. Los biomas cambiaron de bosque tropical semiperennifolio a bosque tropical decíduo y sabana durante el Plioceno medio-tardío. Este es el cambio climático más importante detectado en nuestro estudio. La evidencia sugiere una presencia continua de sabanas a partir de hace unos 2,5 Ma. Este patrón de cambio climático es consistente con la evidencia isotópica sobre cambio climático global, y con evidencias paleoambientales regionales derivadas independientemente (micromamíferos, paleovegetación, carbotanos edáficos, paleosuelos).

Tanto la Península Ibérica como África oriental han seguido un patrón de cambios climáticos paralelos, los cuales se pueden correlacionar entre sí y se resumen en la existencia de tres fases principales:

1) "*Óptimo*" climático en el Plioceno inferior. Las condiciones climáticas globales eran más cálidas que en la actualidad. El Mediterráneo era un mar cálido sobre el cual se situaban las altas presiones subtropicales. Esto generaba una fuerte evaporación estival y precipitaciones convectivas subtropicales en las áreas del Suroeste de Europa. Del mismo modo, las precipitaciones eran abundantes en el cinturón ecuatorial africano.

2) "*Deterioro*" climático durante el Plioceno medio y superior. La elevación tectónica de las mesetas del centro de Asia y de África dio lugar a variaciones en el patrón de circulación atmosférica y a una disminución del CO² atmosférico, lo cual produjo respectivamente acidificación del clima global y un enfriamiento generalizado (Ruddiman & Kutzbach, 1991; Raymo & Ruddiman, 1992). Esto último ha sido relacionado con el desarrollo del casquete glacial del Hemisferio Norte. Así mismo, el desplazamiento tectónico de la placa australiana provocó un cambio en la circulación oceánica indo-pacífica y un enfriamiento de las aguas en el Índico, que generó una mayor aridez en el Este de África (Cane & Molnar, 2001).

3) "*Estabilización*" climática en el Pleistoceno. Durante este periodo se establece el patrón latitudinal de zonación climática actual en el área occidental del Viejo Mundo (Europa y África) y las condiciones climáticas actuales se mantienen en ambas áreas bajo un marco cíclico glacial-interglacial, puesto de manifiesto por el crecimiento y disminución alternante de los casquetes polares. Esta ciclicidad determina la contracción-expansión de los cinturones climáticos tropicales. Además, afecta a la intensidad del anticiclón polar y a la posición latitudinal de la Corriente en Chorro del Frente Polar (COHMAP, 1988; Prentice *et al.*, 1992). Todo ello tiene importantes repercusiones en la pluviosidad registrada en ambas áreas.

La correlación de estas fases entre las dos áreas estudiadas, cuyas secuencias de yacimientos se basan en un registro fósil de diferentes taxones (roedores en la Península Ibérica; macromamíferos en el Este de África) ha sido posible gracias al uso de curvas climáticas calibradas, las cuales se derivan del uso de faunas actuales de comparación. Junto a ello, el uso de una clasificación climática determinada favorece el establecimiento de correlaciones entre eventos climáticos en diferentes áreas. Por ejemplo, en este caso se ha utilizado la tipología climática de Walter (1997), pues mantiene una relación de paridad con los biomas usados tradicionalmente y además es de mayor sencillez nomenclatural y estructural que otras clasificaciones.

Referencias

- Cane, M.A. & Molnar, P. 2001. Closing the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. *Nature*, **411**, 157-162.
- COHMAP. 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, **241**, 1043-1052.

- Daams, R., Freudenthal, M. & Meulen, A.J. van der. 1988. Ecostratigraphy of micromammal faunas from the Neogene of Spain. *Scripta Geologica, Special Issue*, **1**, 287-302.
- de Bonis, L., Bouvrain, G., Geraads, D. & Koufos, G. 1992. Multivariate study of late Cenozoic mammalian faunal compositions and paleoecology. *Paleontologia i Evolució*, **24-25**, 93-101.
- Hernández Fernández, M. 2001 Bioclimatic discriminant capacity of terrestrial mammal faunas. *Global Ecology and Biogeography*, **10**, 189-204.
- Hernández Fernández, M., Alberdi, M., Azanza, B., Montoya, P., Morales, J., Nieto, M. & Peláez-Campomanes, P. 2006. Identification problems of arid environments in the Neogene-Quaternary mammal record of Spain. *Journal of Arid Environments*, **66**, 585-608.
- Hernández Fernández, M. & Peláez-Campomanes, P. 2003. The bioclimatic model: a method of palaeoclimatic qualitative inference based on mammal associations. *Global Ecology and Biogeography*, **12**, 507-517.
- Hernández Fernández, M. & Peláez-Campomanes, P. 2005. Quantitative palaeoclimatic inference based on mammal faunas. *Global Ecology and Biogeography*, **14**, 39-56.
- Hernández Fernández, M. & Vrba, E.S. 2006. Plio-Pleistocene climatic change in the Turkana Basin (East Africa): Evidence from large mammal faunas. *Journal of Human Evolution*, **50**, 595-626.
- Kay, R.F. & Madden, R.H. 1997. Mammals and rainfall: paleoecology of the middle Miocene at La Venta (Colombia, South America). *Journal of Human Evolution*, **32**, 161-199.
- Mendoza, M., Janis, C.M. & Palmqvist, P. 2005. Ecological patterns in the trophic-size structure of large mammal communities: a 'taxon-free' characterization. *Evolutionary Ecology Research*, **7**, 505-530.
- Prentice, I.C., Guiot, J. & Harrison, S.P. 1992. Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature*, **360**, 658-660.
- Raymo, M.E. & Ruddiman, W.F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, **359**, 117-122.
- Rodríguez, J. 1999. Use of cenograms in mammalian palaeoecology. A critical review. *Lethaia*, **32**, 331-347.
- Ruddiman, W.F. & Kutzbach, J.E. 1991. Plateau uplift and climate change. *Scientific American*, **265**, 66-76.
- Walter, H. 1997. *Zonas de vegetación y clima: breve exposición desde el punto de vista causal y global*. Editorial Omega, Barcelona.



Comunicaciones

Tema monográfico

Inferencias ambientales a partir del estudio de la locomoción en comunidades de rumiantes

Alcalde, G.M.¹, Alberdi, M.T.¹, Azanza, B.^{2,1} y Hernández Fernández, M.^{3,4}

¹ Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. gmar@mncn.csic.es; malberdi@mncn.csic.es

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. azanza@unizar.es

³ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. hdezfdz@geo.ucm.es

⁴ Unidad de Investigación en Paleontología, Instituto de Geología Económica, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. C/ José Antonio Novais 2. 28040, Madrid

Los rumiantes (Mammalia, Artiodactyla, Ruminantia) constituyen uno de los grupos actuales con más éxito dentro de los grandes mamíferos (Webb & Taylor, 1980) y presentan gran interés ecológico, tanto por su riqueza de especies como por su amplio rango biogeográfico. Presentes en la mayoría de los continentes, excepto Australia y la Antártida, habitan prácticamente en todas las altitudes y latitudes siendo un suborden importante en el registro fósil durante los últimos 50 Ma (Vrba & Schaller, 2000), lo que hace de ellos un buen grupo de referencia para la realización de análisis paleoecológicos.

El objeto del presente trabajo es generar una serie de modelos que permitan la caracterización de los distintos ambientes habitados por comunidades de rumiantes actuales, en función de los tipos de locomoción bajo condiciones de estrés que se observan en ellas. Esto permitirá, en trabajos posteriores y con la ayuda de estudios de morfología funcional, extrapolar estos datos a comunidades de rumiantes del pasado.

Para la elaboración de dichos modelos se ha utilizado la clasificación de biomas de Walter (1970), modificada por Hernández Fernández (2001). En ella se diferencian diez zonas en función de la vegetación y el clima predominantes en cada una de ellas. También se ha desarrollado para este trabajo una nueva clasificación de la locomoción bajo condiciones de estrés, teniendo en cuenta la importancia de discriminar entre distintos tipos dentro de la misma, en la que se distinguen cinco categorías: galope en línea recta, galope en zigzag, galope a saltos, *stotting* (tipo particular de salto) y escalada. Así, se han recopilado los datos sobre locomoción de las diferentes especies de rumiantes presentes en las comunidades de mamíferos de cincuenta localidades de todo el mundo (cinco por cada uno de los diez biomas) con excepción de Australia, de manera que cada comunidad se ha caracterizado por un espectro de locomoción. La matriz resultante de espectros de locomoción por localidades se ha analizado por medio de análisis discriminante.

Los resultados muestran, de forma general, que existe una relación significativa entre los espectros de locomoción y los ambientes habitados por los rumiantes, de manera que los análisis realizados son capaces de discriminar con éxito entre tres pares de ambientes distintos. En primer lugar permiten distinguir las comunidades de ambientes tropicales (incluyendo dentro de este grupo los subtropicales) de las de ambientes más templados. En segundo lugar, se diferencian las comunidades que habitan en medios secos (con un periodo de aridez anual) de las que habitan medios húmedos. Por último, se separan las comunidades de entornos forestales de las que habitan en ambientes despejados de árboles. Todo ello nos permite finalmente discriminar entre seis grupos de ambientes (Tabla 1).

Estos resultados implican, por tanto, un paso más en el conocimiento que hasta ahora se tenía en cuanto a la caracterización de ambientes a partir de análisis basados en rumiantes.

Grupos de ambientes	Categorías ambientales			Bioma	
1	Tropical	Húmedo	Forestal	I	Pluvialsilva
	Tropical	Húmedo	Forestal	V	Laurisilva
2	Tropical	Seco	Forestal	II	Bosque Tropical Deciduo
	Tropical	Seco	Forestal	IV	Bosque Mediterráneo
3	Tropical	Seco	No forestal	II/III	Sabanao
	Tropical	Seco	No forestal	III	Desierto
4	Templado	Húmedo	Forestal	VI	Bosque Caducifolio
	Templado	Húmedo	Forestal	VIII	Taiga
5	Templado	Seco	No forestal	VII	Estepa
6	Templado	Húmedo	No forestal	IX	Tundra

Tabla 1. Grupos ambientales resultantes de combinar los tres pares de categorías ambientales básicas utilizadas en los análisis discriminantes y sus biomas correspondientes.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias al Proyecto CGL2004-00400/BTE y a una beca FPI de uno de los firmantes (G.A.) en el marco del mismo.

Referencias

- Hernández Fernández, M. 2001. Bioclimatic discriminant capacity of terrestrial mammal faunas. *Global Ecology & Biogeography*, **10**, 189-204.
- Vrba, E.S. & Schaller, G.B. 2000. Phylogeny of Bovidae based on behavior, glands, skulls, and postcrania. In: *Antelopes, Deer and Relatives. Fossil Record, Behavioral Ecology, Systematics and Conservation*, (Eds. E.S. Vrba & G.B. Schaller). Yale University Press, New Haven, 203-222.
- Walter, H. 1970. *Vegetationszonen und Klima*. Eugen Ulmer. Stuttgart, 1-244.
- Webb, S.D. & Taylor, B.E. 1980. The Phylogeny of Hornless Ruminants and a description of the Cranium of *Archaeomeryx*. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, **167**, 117-158.



Contribución de los anfibios y escamosos a la paleoecología y la paleoclimatología del Plioceno superior al Pleistoceno medio continental de España

Blain, H.-A.

Laboratoire départemental de Préhistoire du Lazaret. 33bis Boulevard Franck Pilatte. F-06300 Nice (France)
hablain@lazaret.unice.fr

Entre los diferentes restos de microvertebrados presentes en los yacimientos paleontológicos y arqueológicos del Plio-Pleistoceno español, los anfibios y los reptiles escamosos están bien representados y pueden llegar a ser muy abundantes.

Si proporcionan poca información desde un punto de vista bioestratigráfico, sus caracteres fisiológicos y reproductivos particulares confieren a estos animales un importante valor como indicadores paleoambientales y paleoclimáticos. Los anfibios y los reptiles constituyen un grupo de vertebrados ectotermos. Carecen de mecanismos internos capaces de mantener una temperatura corporal estable como los mamíferos y las aves y sus funciones vitales como el metabolismo, la actividad muscular, la digestión o la espermatogénesis dependen en gran parte de la temperatura exterior. Además, debido a su modo de reproducción fundamentalmente ovípara, los anuros y urodelos están ligados a la presencia de puntos de agua más o menos importantes, mientras que para los reptiles, la temperatura es el factor limitante.

Bien entendido, el estudio de estos dos grupos de vertebrados posee un interés zoológico intrínseco, que permite conocer la historia biogeográfica y los mecanismos de instalación de las herpetofaunas actuales.

El estudio de los restos fósiles de anfibios y reptiles escamosos procedentes de 33 yacimientos españoles (aproximadamente 50.000 restos), con dataciones que comprenden desde el Plioceno superior (MN16) hasta el principio del Pleistoceno superior, permite completar el conocimiento de las poblaciones de anfibios y escamosos en España durante el Cuaternario y definir la contribución de estas faunas a la reconstitución del paisaje y del clima (Blain, 2005).

Durante el Plioceno superior, varios grupos termófilos de reptiles desaparecieron gradualmente de la Península Ibérica siguiendo las sucesivas degradaciones climáticas: las Víboras orientales y el género *Pseudopus* (Anguidae), durante el MN16, en Cova Bonica (Barcelona) y posteriormente los Agámidos, hacia el final del MN17 en Almenara-Casablanca-1 (Castellón). Solamente el género *Dopasia* (Anguidae) persistirá hasta el final del Pleistoceno inferior (MmQ3) en el Sur de España, concretamente en Barranco León (Guadix-Baza). Paralelamente, las variaciones observadas dentro de las especies higrófilas sugieren un pico de aridez a 2,0 Ma, seguido por un aumento de la humedad entre 1,3 y 1,0 Ma en Barranco León y Fuente Nueva 3 (Guadix-Baza). Un enfriamiento es perceptible en Almenara-Casablanca-3 (Castellón) y especialmente en Cal Guardiola (Barcelona), con la entrada por el Norte de las especies eurosiberianas como la rana bermeja (*Rana temporaria*) y el retroceso hacia el Sur de ciertas especies mediterráneas (*Blanus cinereus* y *Chalcides bedriagai*).

La secuencia estratigráfica de Gran Dolina (Atapuerca, Burgos), con 18 m de sedimentos subdivididos en 11 niveles (TD1-11) y abarcando un período desde 1,0 a 0,30 Ma, constituye una sección bastante completa para el estudio de los cambios climáticos y ambientales. Las variaciones dentro de las asociaciones de herpetos destacan la alternancia de períodos cálidos y secos con períodos más fríos y húmedos y, a partir del nivel TD10 (aproximadamente 0,40 Ma), un enfriamiento más significativo del clima. La evolución cualitativa y cuantitativa de los anfibios y escamosos ligados a ambientes forestales dentro de la secuencia estratigráfica de Gran Dolina permite correlacionar las fases más frescas con un mayor desarrollo de la cobertura boscosa (Blain, 2005).

Los datos corológicos modernos de estos taxones permiten emitir hipótesis para estimar temperaturas y precipitaciones medias anuales en comparación con las temperaturas y precipitaciones de las zonas en las cuales se encuentran los diferentes yacimientos (Provincias de Granada, Murcia, Castellón, Barcelona, Girona y Burgos). La correlación entre las variaciones observadas a nivel regional permite proponer una evolución relativa global (Fig. 1).

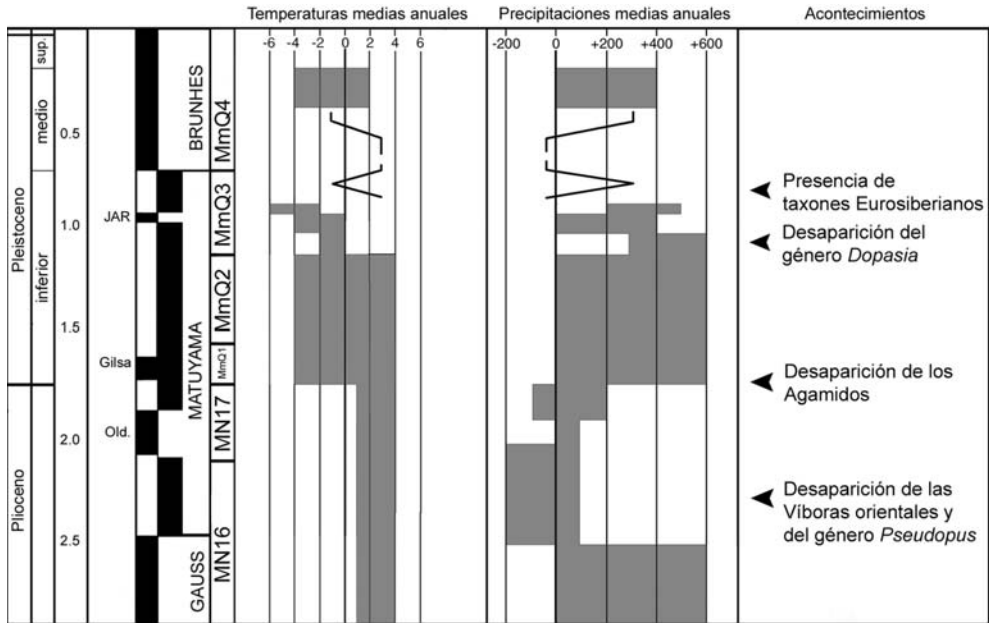


Figura 1: Desviaciones con respecto a la media actual de los factores climáticos (Temperaturas y Precipitaciones medias anuales) en la Península Ibérica, a partir de los datos corológicos de los anfibios y escamosos y eventos faunísticos asociados. De izquierda a derecha: edad (escala en Ma), eventos paleomagnéticos y biozonaciones del Neógeno (MN) y Cuaternario (MmQ) continental europeo. Las áreas grises corresponden al rango de valores posibles mientras que las curvas negras corresponden al yacimiento de Gran Dolina, el cual permite una estimación más exacta de los parámetros climáticos. Abreviaturas: Jar, Jaramillo; Old, Olduway.

Referencias

- Blain, H.-A. 2005. *Contribution de la Paléoherpétofaune (Amphibia & Squamata) à la connaissance de l'évolution du climat et du paysage du Pliocène supérieur au Pléistocène moyen d'Espagne*. Thèse du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, Institut de Paléontologie Humaine, 1-402 (inédisita).



El reto de comunicar la Paleoecología en los museos

Cobos, A. y Alcalá, L.

Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis. Avda. Sagunto s/n. 44002 Teruel. cobos@dinopolis.com

Una de las mejores formas de estimular la atención de los visitantes de museos paleontológicos se consigue a través de reconstrucciones paleobiológicas y paleoecológicas. Las técnicas museográficas actuales permiten mostrar eficientemente al público las condiciones ambientales en las que se desarrollaron los diferentes seres vivos, inferidas a partir de los caracteres morfológicos y anatómicos de sus fósiles y también mediante estudios complementarios (geoquímicos, sedimentológicos, etc.). Uno de los retos que debe afrontar quien presenta estos elementos es cambiar la extendida percepción de algunos visitantes que consideran las reconstrucciones mostradas como un mero resultado de la imaginación de los paleontólogos.

A través de las reconstrucciones paleoecológicas utilizadas se pueden transmitir, por ejemplo, las herramientas paleontológicas que permiten reconocer el ambiente y el clima en el que vivieron los dinosaurios. Dichas reconstrucciones pueden realizarse con gráficos, a modo de diorama, y con auténticos decorados y reconstrucciones ambientales de diferentes épocas. Asimismo, las animaciones generadas por ordenador hacen llegar el mensaje científico al público de los museos de una manera cada vez más eficaz.

Desde la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis se realizan constantemente este tipo de reconstrucciones a través de distintos modelos que ayudan a los visitantes de las diferentes sedes de Dinópolis a comprender mejor los diversos ambientes en los que se desarrollaron algunos seres vivos del pasado. En Dinópolis, el primer acercamiento a la historia de la vida se realiza de una manera lúdica y similar a las películas o documentales que el público conoce. Para ello se utilizan amplios decorados ambientados en diferentes periodos geológicos, efectos especiales y animatrónicos que intentan captar la atención del visitante. Este tipo de recurso es utilizado en las atracciones denominadas "El Viaje en el Tiempo", "El Último Minuto" y el "Show del *Tyrannosaurus rex*".

A lo largo del Museo, los principales protagonistas son los fósiles. Gracias a ellos y a su posterior interpretación científica se encuentran los argumentos necesarios que nos pueden llevar a reconstruir la historia de la vida en la Tierra de una forma más divertida pero no por ello menos estricta en sus contenidos. Por eso, el visitante del Museo de Dinópolis observa en primer lugar el Laboratorio de Paleontología, cuyo objetivo es transmitir la idea de que los aspectos lúdicos se basan en otros estrictamente científicos llevados a cabo por

paleontólogos a través de un elemento principal: el fósil. Para afianzar esa idea, los paleontólogos juegan un papel determinante en otros puntos de las instalaciones a través de su presencia en audiovisuales o teatro virtual y de su protagonismo en las animaciones teatrales ofrecidas en el centro.

En el Museo Paleontológico de Dinópolis-Teruel se han instalado diferentes elementos de producción propia en los que la paleoecología juega un importante papel: un diorama que reproduce un fondo marino ideal del Jurásico (en la Sala del Mundo Acuático); modelos generados por ordenador de algunos de los dinosaurios y de los ambientes en los que se desarrollaron (en varias secciones de la Sala de los Dinosaurios). También en esta misma sala se ha realizado un audiovisual en el que se representa la evolución de las aves y las adaptaciones al vuelo en función de los ambientes. Por último, en la Sala de los Mamíferos se proyecta un audiovisual de estos vertebrados incluyendo sus diferentes adaptaciones a los diversos medios.

Asimismo, en los centros satélites de Dinópolis se han producido elementos propios con el mismo objetivo: todos ellos constan de gráficos y textos explicando de forma general los ambientes del pasado. En un audiovisual de bienvenida, además de acercar al visitante a los contenidos de cada centro, se interpretan mediante dibujos animados algunos aspectos ecológicos relacionados con los fósiles expuestos. Así, en Peñarroya de Tastavins se han realizado reconstrucciones del ambiente en el que murió el dinosaurio saurópodo descubierto en la localidad y que forma el eje central de la exposición. Además, en Galve se ha colocado una pequeña manada de *Aragosaurus* a tamaño real, dejando sus huellas de forma similar a las icnitas de saurópodos presentes en algunos yacimientos cercanos. En Rubielos de Mora se ha reconstruido el fondo del lago que existió en la zona hace unos 20 millones de años y que ha dado lugar a los yacimientos de conservación excepcional de la localidad. Además, en este mismo centro, se ha reconstruido un bosque cretácico de hace 110 millones de años, indicando cómo eran esos bosques formadores de las resinas que dieron lugar al ámbar que contiene los insectos cretácicos de Rubielos. El satélite de Dinópolis más recientemente inaugurado, cuya temática principal es la Paleobotánica y la Paleogeografía, se ubica en Castellote; en él se han desarrollado reconstrucciones de plantas desde el Cámbrico hasta el Permo-Trías pasando por el Carbonífero.

Los audiovisuales son una parte fundamental en este centro y cabe destacar las reconstrucciones realizadas con las últimas técnicas infográficas sobre el gobiconodóntido cretácico descubierto en la localidad. Asimismo, en el documental "La Tierra cambia", se realiza un recorrido por los tiempos geológicos a través de los fósiles y de los ambientes y condiciones en los que algunos de ellos se desarrollaron, con especial hincapié en las faunas de dinosaurios que vivieron durante el Mesozoico en el actual Parque Cultural del Maestrazgo.

Además de los propios recursos museográficos utilizados en las instalaciones museísticas de Dinópolis, se desarrollan otras actividades en las que la transmisión de aspectos paleoecológicos desempeña un papel importante. Por ejemplo en el número 03 de la serie de publicaciones de difusión paleontológica *Fundamental!* se acomete el proceso de reconstrucción del marco ambiental en la evolución de los primeros homínidos en el valle del Río Omo (Etiopía).

La difusión de la historia de la vida en general ha propiciado que en algunas localidades turolenses con importantes yacimientos paleontológicos se estén promoviendo iniciativas de carácter local; tal es el caso de Concud, donde a través de grandes murales artesanales realizados en cerámica por la población local se representa el ecosistema inferido para la localidad durante el Turolense.

El objetivo final, además de conocer los ambientes en los que se escenificó la historia de vida y las relaciones entre los seres que los habitaron, consiste en transmitir que todo ello es el resultado de una minuciosa investigación paleontológica.



Los microvertebrados del Pleistoceno Medio de Covacha de los Zarpazos (TZ, Atapuerca, Burgos)

Cuenca Bescós, G.¹, Galindo Pellicena, M.A.¹, Díez, C.² y López García, J.M.³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Paleontología, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. cuencag@unizar.es; marian@aragosaurus.com

² Laboratorio de Prehistoria I+D+i. Universidad de Burgos. Plaza Misael Bañuelos s/n. 09001 Burgos. clomana@ubu.es

³ Àrea de Prehistòria de la Universitat Rovira i Virgili (IPHES). Plaza Imperial Tarraco, 1. 43005 Tarragona. jlopez@prehistoria.urv.cat

El estudio de la fauna de pequeños mamíferos del Pleistoceno Medio de la Covacha de los Zarpazos presenta una distribución semicualitativa algo diferente de la de Galería (Cuenca Bescós *et al.*, 1999, 2001). Zarpazos y Galería son dos sectores del complejo de Galería, en la Trinchera (T) del Ferrocarril de Atapuerca, diferenciados en función de su posición y dinámica sedimentaria (Ortega, 1999). Zarpazos se encuentra al Norte de Galería, siendo la entrada más importante del complejo.

En la Covacha de los Zarpazos (TZ) la secuencia estratigráfica comprende, de base a techo, los niveles GII d, GII c, GII b-c, GII b, GII a-b, GII a y GII I (ver Fig. 1). Las divisiones mayores, GII y GII I se corresponden con los niveles GII (>350 ky) y GII I definidos en Galería por Pérez González *et al.* (2001).

En relación con la distribución de los microvertebrados de Galería, se observa un aumento en la diversidad y abundancia de Quirópteros, un aumento también de lirón careto, *Eliomys quercinus*, así como una menor presencia de la marmota (*Marmota*), que sólo se encuentra en la base de la secuencia, en el nivel GII d. Esto contrasta ligeramente con la distribución de estas especies en Galería, a tan sólo unos metros al sur de la secuencia de Zarpazos (Cuenca Bescós *et al.*, 1999). El puercoespín, presente en ambos niveles GII y GII I, sólo se encuentra en los cuadros K-P, en el sector de Zarpazos, cerca de la supuesta entrada de la cueva.

Esta distribución diferencial sugiere que la presencia de la mayoría de las especies de microvertebrados puede tener su origen en la acumulación de egagrópi-las de rapaces y restos fecales de carnívoros, como señala Fernández Jalvo (1999). Esto explicaría la distribución prácticamente uniforme en todo el complejo de Zarpazos-Galería de las especies más pequeñas y la diferencia en la de las especies de tamaño medio: la marmota y el puercoespín, especialmente este último cuya presencia en la cueva se debería probablemente al uso de la misma como madriguera, al igual que ocurre otros puercoespines actuales. Las egagrópilas y otros restos de predadores entran en la cueva junto con los sedimentos proce-

dentos de las diferentes entradas y fisuras cársticas. Sin embargo, los grandes roedores como la marmota y el puercoespín probablemente habitarían en la cueva en determinados períodos de tiempo. No se han observado marcas de corte en los huesos de puercoespín (Huguet, *comm. pers.*) por lo que se descarta su consumo por los humanos (*Homo heidelbergensis*) que ocuparon el complejo de Zarpazos – Galería (Huguet Pamies *et al.*, 2001).

	Eulipotyphla				Rodentia										Quiroptera			Lagomorpha	Carnivora	peces	Lacertidos		
Galería TZ levels	<i>Eirinaeus cf. E. europaeus</i>	<i>Talpa sp. cf. T.europaeva</i>	<i>Sorex sp.</i>	<i>Eliomys quercinus</i>	<i>Apodemus sp.</i>	<i>Marmota sp.</i>	<i>Terricola atapuerquensis</i>	<i>Iberomys breccensis</i>	<i>Alloricetus correzensis</i>	<i>Microtus arvalis</i>	<i>Microtus jansoni</i>	<i>Pliomys lenki</i>	<i>Arvicola aff. A. sapidus</i>	<i>Acanthion vinogradovi</i>	<i>Myotis sp.</i>	<i>Rhinolophus sp.</i>	<i>Miniopterus schreibersi</i>	<i>Lagomorpha indet.</i>	<i>Mustela</i>				
GIII																							
GII																							
GIIa																							
GIIa-b																							
GIIb																							
GIIb-c																							
GIIc																							
GIIId																							

Figura 1. Distribución estratigráfica de insectívoros (Eulipotyphla), roedores (Rodentia), murciélagos (Quiroptera), pequeños carnívoros y otros pequeños vertebrados de la Covacha de los Zarpazos del complejo Galería – tres Simas de la Trinchera del Ferrocarril de Atapuerca.

Agradecimientos

Los estudios sobre la microfauna de Atapuerca están financiados por la Junta de Castilla y León, Fundación Atapuerca, Fundación Duques de Soria, Instituto Aragonés de Empleo y proyectos de investigación del MCYT PB 96-1026.C03-02, BXX 2000-1258-C03-02, BOS 2003-08938-C03-01 y Grupos Consolidados DGA 2005-2006. J.M. López García es beneficiario de una beca predoctoral (FIC) de la Generalitat de Catalunya, ayuda financiada por el Fondo Social Europeo.

Referencias

Cuenca-Bescós, G., Canudo, J. I. & Laplana, C. 1999. Análisis bioestratigráfico de los roedores del Pleistoceno Medio del yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos). *Memorias. Arqueología en Castilla y León. Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, **7**, 189-210.

- Cuenca Bescós, G., Canudo, J.I. & Laplana, C. 2001. La séquence des rongeurs (Mammalia) des sites du Pléistocène inférieur et moyen d'Atapuerca (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, **105**(1), 115-130.
- Fernandez-Jalvo, Y. 1999. Tafonomía de micromamíferos del yacimiento Galería de Atapuerca (Burgos). *Memorias. Arqueología en Castilla y León. Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, **7**, 95-128.
- Huguet Pámies, R., Díez Fernández-Jalvo, C., Rosell Ardèvol, J., Cáceres Cuello de Oro, I., Moreno Lara, V., Ibáñez López, N. & Saladié Ballesté, P. 2001. Le gisement de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne): un modèle archéozoologique de gestion du territoire au Pléistocène. *L'Anthropologie*, **105** (2), 237-257.
- Ortega, A.I. 1999. El yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca). Crónica de una intervención. *Memorias. Arqueología en Castilla y León. Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, **7**, 13-17.
- Pérez-González, A., Parés, J.M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A.I., Benito, A. & Martín Merino, M.A. 2001. Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galería et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, **105**(1), 27-43.



Una aproximación biomorfodinámica al esqueleto de los vertebrados y sus consecuencias en la inferencia paleoecológica

De Renzi, M.

Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biologia evolutiva. Universitat de València. Apartado Oficial 22085. 46071 València. derenzim@uv.es

Adaptación y selección natural son dos *leit-motive* preferentes dentro del esquema actual de la teoría evolutiva más aceptada. Ahora bien, tanto la cuestión de la adaptación como aspecto básico de la vida (con la selección natural como mecanismo evolutivo preferente) como una excesiva fe en la acción de los genes han suscitado serios problemas en el pensamiento evolutivo moderno. Una primera cuestión la plantea la adaptación. No todo se explica necesariamente en términos funcionales y adaptativos; resolverlo todo con ese enfoque conduce al adaptacionismo y el seleccionismo (Gould & Lewontin, 1979). En realidad, la evolución hace surgir novedades morfológicas que, a continuación, se muestran, o no, útiles para el organismo portador. La segunda cuestión la plantean los genes.

Se les llega a ver como entidades de comportamiento enormemente autónomo y se suele pensar, además, que puede darse un rasgo fenotípico siempre que exista el gen correspondiente para producirlo. Únicamente los genes y sus modificaciones constituirían el aspecto interno de la evolución. Sin embargo, los genes se expresan durante el desarrollo embrionario. Y si bien el desarrollo es el efecto de la expresión de los genes, también es su causa, como muy bien explicó el malogrado Pere Alberch (1980, 1991). Los controles epigenéticos que impone el desarrollo permiten o prohíben la expresión de los genes. En esto residen las claves de la evolución morfológica. El desarrollo es enormemente conservador, lo cual contrasta con la modificación continua del genoma desde el antepasado común hasta los últimos descendientes. El desarrollo, por tanto, se impone como una pesada *carga histórica*, que conduce a un *Bauplan* difícilmente modificable. Hoy se habla de genes *hox*, comunes a todos los animales, pero el problema se mantiene. La cosa se complica cuando se dice que existen estructuras homólogas que no necesitan compartir la misma base genética (Shubin & Marshall, 2000).

La noción de *legado histórico-filogenético* está en la base de la propuesta de estudio de la forma orgánica que, bajo el nombre de morfología construccional, realizó Adolph Seilacher (1970; posteriormente propuso el nuevo término *biomorfodinámica*; cf. Seilacher, 1991). La argumentación posterior de Alberch dio razón desde una perspectiva internalista, y no seleccionista y adaptacionista, de la estabilidad del desarrollo y de los planes estructurales. Los tetrápodos presentan pocas innovaciones de desarrollo y plan estructural, desde los anfibios – y, a su vez, los peces antepasados – hasta los mamíferos, lo cual se muestra muy claramente en el esqueleto. Se puede decir que los adultos son transformaciones topológicas de un mismo plan. Si consideramos el esqueleto, el genoma también determina la formación de tres tipos básicos de *biomateriales* (otro aspecto de la carga histórica), como son el hidroxipatito, el colágeno y un tercero, la queratina, que en los mamíferos forma parte del revestimiento externo de muchos cuernos cuyo núcleo es óseo. Un tercer aspecto a tener en cuenta son las adaptaciones previas, que limitarán cualquier posible capacidad adaptativa en una misma vía de cambio evolutivo; así, reptiles y mamíferos marinos, con diseños adecuados para la natación, deben continuar respirando el oxígeno del aire. Lo permitido está en la modificación de los tiempos de los eventos del desarrollo o *heterocronías*. Retardos o adelantos conseguirán toda una gama de estructuras distintas, pero moviéndose siempre dentro del mismo plan estructural. Finalmente, el azar implicado en la historia puede haber sido causa de que una estructura posible, dentro de los límites antes citados, no surgiera o progresara.

Los biomateriales poseen unas propiedades estructurales que los caracterizan. Hidroxipatito y colágeno se asocian para formar el tejido óseo de acuerdo con unas tramas complejas, que conocemos con el nombre de *microestructuras*, que dan origen a unas propiedades mecánicas muy características; en los dientes, por

ejemplo (cf. Figueirido & De Renzi, 2004). Su formación *no* se debe a una codificación genética precisa, sino a las propiedades de ambos componentes (los dos *sí* determinados genéticamente) al obedecer a las leyes básicas de la física y de la química para su ensamblado. Éste sería un ejemplo de *autoorganización* muy claro. Estos procesos de autoorganización intervienen en lo que se denomina *factor de fabricación* (Seilacher, 1991). El plan estructural del esqueleto también resulta de un proceso de fabricación. Existe un patrón subdividido en diversos patrones, como el del esqueleto axial, en que se repite la misma estructura: la vértebra modificada progresivamente en sentido antero-posterior, o el patrón de las extremidades anteriores y posteriores. Aquí la fabricación consiste en una compleja interacción mecánico-química entre tejidos, que da como resultado procesos de inducción, por los cuales se expresan los genes correspondientes y se diferencian masas de cartilago; el paso subsiguiente es la calcificación. Sin embargo, la forma final de los elementos esqueléticos se explica por algunos principios de fabricación: el de *empaquetamiento compacto* de materiales, en principio maleables (Gould, 1970), como las formas poligonales que adoptan las falanges en un ictiosaurio; el de los *pneu* (Seilacher, 1991) de las estructuras hinchadas, como puede ser el cráneo humano, y lo que podría denominarse *principio Fibonacci*, propio de la filotaxis y que implica la difusión de inhibidores; por ejemplo, los patrones de disposición de escamas en peces.

El tercer factor del esquema de Seilacher es el *funcional*. Incluye las funciones interna y externa, así como el comportamiento. Aquí cabe hablar de *exaptaciones*. Podemos entenderlas (Gould & Vrba, 1982): 1) como aspectos modelados por selección natural para otra función diferente de su *efecto* actual; así, aquellos vertebrados acuáticos que empezaron a colonizar el medio terrestre poseían rasgos esqueléticos (vg. extremidades pares para nadar) con uso locomotor en las nuevas condiciones. Y 2) como aspectos no modelados previamente por selección natural y con un efecto actual; por ejemplo, las suturas craneales del cráneo de los tetrápodos, que en los euterios pasan a facilitar el parto. Podríamos decir que toda adaptación se basa en alguna exaptación previa. Sin embargo, cualquier modificación del esqueleto está limitada (*constrained*) por todas las restricciones que imponen los dos factores anteriores. A causa de éstas, las convergencias y paralelismos serán frecuentes, como atestiguan los diseños en los retornos al medio acuático de reptiles y mamíferos, y lo mismo cabe decir para el vuelo. Las restricciones indicadas únicamente permiten transformaciones topológicas de un mismo *Bauplan*.

El cuarto factor de Seilacher es el *ambiente efectivo*. Éste puede ser biótico y físico, y el paleoecólogo trata de inferir las relaciones que establecen los distintos tipos de organismos con aquél. Aunque la teoría al uso ha hablado mucho de la acción optimizadora de la selección en cuanto a adaptación, los distintos tipos de limitaciones, que aquí se han resumido muy sucintamente, impiden que se alcancen los óptimos.

Agradecimientos

El presente trabajo se enmarca en el proyecto CGL2005-08238-02-02/BTE

Referencias

- Alberch, P. 1980. Ontogenesis and morphological diversification. *American Zoologist*, **20**, 653-667.
- Alberch, P. 1991. Del gen al fenotipo: sistemas dinámicos y evolución morfológica. *Revista Española de Paleontología*, **Nº extraordinario**, 13-19.
- Figueirido, B. & De Renzi, M. 2004. La microestructura del esmalte de los dientes de los mamíferos: un ensayo de revisión y posibles aplicaciones. In: *Libro de Resúmenes de las XX Jornadas de Paleontología, Alcalá de Henares 2004* (Eds. A. Calonge, R. Gozalo, M.D. López Carrillo y M.V. Pardo Alonso), Taller de Imprenta de la UAH, Alcalá de Henares, 67-68.
- Gould, S.J. 1970. Evolutionary paleontology and the science of form. *Earth-Science Review*, **6**, 77-119.
- Gould, S.J. & Lewontin, R.C. 1979. The spandrels of San Marco and the Panglossian paradigm: a critique of the adaptationist programme. *Proceedings of the Royal Society of London*, **B 205**, 581-598.
- Gould, S.J. & Vrba, E.S. 1982. Exaptation? A missing term in the science of form. *Paleobiology*, **8**, 4-15.
- Seilacher, A. 1970. Arbeitskonzept zur Konstruktion-Morphologie. *Lethaia*, **3**, 393-396.
- Seilacher, A. 1991. Self-organizing morphogenetic mechanisms as processors of evolution. *Revista Española de Paleontología*, **Nº extraordinario**, 5-11.
- Shubin, N.H. & Marshall, C.R. 2000. Fossils, genes, and the origin of novelty. *Paleobiology*, suplemento del volumen **26**, 324-340.



Los géneros de bivalvos marinos originados en el Trías: un análisis en la intersección entre evolución y ecología

De Renzi, M. y Ros, S.

Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biología evolutiva. Universitat de València. Apartado Oficial 22085. 46071 València. derenzim@uv.es; sonia.ros@uv.es

Este estudio es la continuación de otro que presentamos anteriormente (De Renzi & Ros, 2004); en aquél había un tratamiento indistinto de los géneros, sin tener presente su modo de vida; en dicho trabajo se hizo uso del análisis de cohortes, con especial atención a qué ocurría dentro del Trías y cuál era el destino de dichas cohortes durante el resto del Fanerozoico. A partir del mismo banco de datos que utilizamos entonces para origen y extinción de géneros, vamos a clasificar, de acuerdo con la bibliografía especializada, los géneros según su modo de vida. Se consideran dos categorías básicas: epibentónico y endobentónico (existen escasos semiendobentónicos, que aquí se agrupan de forma convencional con los endobentónicos). Ha podido asignarse modo de vida a 157 géneros, de un total de 169. Analizaremos, para cada colectivo, su riqueza genérica en el tiempo y las cohortes de los mismos que se originan en los sucesivos pisos del Triásico.

Dos aspectos que pueden sesgar nuestras estimaciones son el área de afloramiento y el modo de vida y la mineralogía (cf. De Renzi & Ros, 2002; Ros & De Renzi, 2005; usaremos el análisis de tablas de contingencia con residuales ajustados, como en estos dos trabajos). El Trías inferior y el superior se caracterizan por el predominio del afloramiento de materiales continentales, con lo cual su registro fósil marino estará mucho más enrarecido que el del Trías medio. Por este motivo, los géneros más estenocoros estarían menos representados en aquéllos que en éste. Tomamos la duración de los géneros como una aproximación de la amplitud de distribución (los géneros más euricoros serían mejores evasores de crisis locales y durarían más). Esto se cumple en parte en el Trías inferior y medio, pero no en el superior. El modo de vida puede influir en la conservación, pero los endobentónicos exclusivos poseen sólo aragonito (nunca calcita); en cambio, los epibentónicos y semiendobentónicos contienen mayoritariamente calcita y, más raramente, sólo aragonito (cf. De Renzi & Ros, 2002; Ros & De Renzi, 2005). Hasta ahora, sólo hemos obtenido resultados que apoyan en parte dicha hipótesis. Tal como concluíamos en los trabajos anteriores, una parte de la explicación recaería en la evolución del grupo.

¿Cómo evoluciona la riqueza genérica para ambos colectivos durante el Triásico y después? La Figura 1A muestra la dinámica de los géneros que surgen

durante todo este intervalo (no se contemplan los que proceden del Paleozoico ni los posteriores). No sólo se originan géneros (con una tasa de originación S), sino que muchos de ellos se extinguen (ídem de extinción E). Los datos brutos sugieren una fase expansiva ($S > E$) para ambos colectivos que culmina en dos picos: el Carniense, para el modo de vida epibentónico, y el Noriense, para el endobentónico. A partir de aquí comienza el declive, con $S < E$ para ambos hasta el Rhaetiense. Después del Rhaetiense sólo consideramos la extinción (ya no hay originación) hasta la actualidad. Durante todo el período y hasta la actualidad, la riqueza genérica de los epibentónicos siempre es superior a la de los endobentónicos. Las sucesivas cohortes muestran un patrón muy claro para el modo de vida endobentónico hasta el Ladiniense (Figura 1 B): hasta ese momento, su cohorte siempre presenta un valor de E menor en conjunto con respecto al otro modo de vida (epibentónico). A partir del Carniense el patrón ya no es claro. No todas las cohortes llegan a la actualidad.

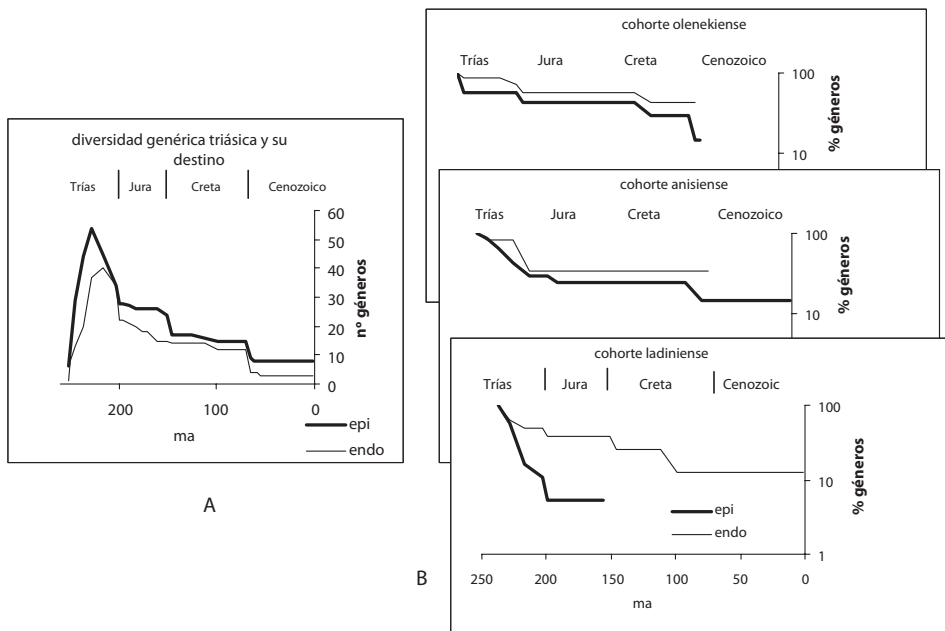


Figura 1. A. Riqueza genérica para ambos colectivos hasta la actualidad. **B.** Las cohortes olenekiense, anisiense y ladiniense.

Sorprende que el colectivo epibentónico siempre supere, en riqueza, al endobentónico, a pesar de las posibles ventajas de este modo de vida, sobre todo frente a la depredación. Si de éstas dependiera, las curvas de riqueza deberían llegar a cortarse. Lo mismo cabe decir para las cohortes, tanto en tasa de extinción como en perduración hasta el presente. Pensamos que la riqueza a favor de los epibentónicos puede tener que ver, en parte, con aspectos de conservación (el lábil aragonito es exclusivo de los endobentónicos estrictos; cf. Ros & De Renzi, 2005). Sin embargo, tanto factores ecológicos como de conservación podrían influir en el patrón de cada cohorte. Las cuestiones permanecen abiertas.

Agradecimientos

El presente trabajo se enmarca en el proyecto CGL2005-08238-02-02/BTE.

Referencias

- De Renzi, M. & Ros, S. 2002. How do factors affecting preservation influence our perception of rates of evolution and extinction? The case of bivalve diversity during the Phanerozoic. In: *Current Topics on Taphonomy and Fossilization* (Eds. M. De Renzi, M.V., M.V. Pardo Alonso y M. Belinchón). Col·lecció Encontres. Ajuntament de València, València, 77-88.
- De Renzi, M. & Ros, S. 2004. Las cohortes de géneros de bivalvos que surgen durante el Triásico: patrones generales. In: *Libro de Resúmenes de las XX Jornadas de Paleontología, Alcalá de Henares 2004* (Eds. A. Calonge, R. Gozalo, M.D. López Carrillo y M.V. Pardo Alonso), Taller de Imprenta de la UAH, Alcalá de Henares, 53-54.
- Ros, S. & De Renzi, M. 2005. Preservation biases, rates of evolution and coherence of databases: Bivalvia as a study case. *Ameghiniana*, **42**, 549-558.



Paleoecología de los corales tabulados del biostromo de Colle (Emsiense, Zona Cantábrica)

Fernández-Martínez, E.¹ y López-Alcántara, A.²

¹ Área de Paleontología, Departamento de Ingeniería Minera, Universidad de León. C/ Jesús Rubio, 2. 24071 León. dimefm@unileon.es

² I.E.S. Odiel. C/ Góngora s/n. 21500 Gibrleón, Huelva. antoniopezal@yahoo.com.

El registro sedimentario del Devónico de la Zona Cantábrica muestra hasta siete episodios arrecifales, muy diferentes en intensidad, importancia de los distintos organismos constructores, rasgos ecológicos generales y morfología final de las bioconstrucciones. El tercero de estos episodios, pero el primero de cierta entidad, tuvo lugar en la parte baja del Emsiense superior (intervalo 11 de García-Alcalde, 1996). En la provincia de León, este episodio aparece especialmente bien registrado en la localidad de Colle, donde se sitúa un yacimiento clásico, conocido y muy apreciado desde los trabajos de la *Comisión para formar la Carta Geológica de Madrid y General del Reino*. Un detallado análisis sobre el desarrollo histórico y el contenido fosilífero de este yacimiento puede consultarse en los trabajos de Álvarez (1999a, b).

En la localidad de Colle, y en otros yacimientos de la provincia de León actualmente en estudio, este tercer episodio arrecifal aparece representado por dos tipos de bioconstrucciones (niveles biostromales y montículos de fangos) cuya génesis, rasgos sedimentológicos y contenido faunístico son marcadamente diferentes (Fernández *et al.*, 2006 y referencias). El objetivo de este trabajo es analizar los rasgos paleoecológicos de la rica fauna de corales tabulados presente en los niveles biostromales que afloran en este yacimiento e integrar estos datos en un diseño general de dichos niveles.

La bioconstrucción con morfología biostromal se desarrolla en la base del intervalo calcáreo superior de la Formación Valporquero. Está constituida por tres niveles de potencia inferior a 30 cm, lateralmente discontinuos, situados a techo de calizas bioclásticas y usualmente culminados por capas de pizarras y margas de tonos verde grisáceos. El bioconstructor principal de estas capas es el coral rugoso fasciculado *Synaptophyllum multiseptatum* Soto; junto a éste, aparecen pequeñas colonias del coral rugoso ceriide *Cantabriastraea cantabrica* Schroeder & Soto, muy ocasionales corales rugosos solitarios, diversos taxa de corales tabulados, bases calcáreas de estromatoporoideos, escasos briozoos ramificados y numerosos braquiópodos atrípidos. Los estudios sedimentológicos sugieren que el desarrollo de los organismos tuvo lugar bajo condiciones uniformes, y diferentes de aquellas en las que tuvo lugar el depósito de los sedimentos situados bajo

y sobre los biostromos (Fernández *et al.*, 2006).

Los corales tabulados están representados por colonias de hábito masivo (tres géneros: *Favosites*, *Alveolites* y *Heliolites*) y ramificado ramoso (un género: *Thamnopora*). Junto a ellos se ha detectado la presencia de un tabulado reptante (familia Auloporidae), que coloniza la cara inferior de algunas colonias de *Cantabriastraea*. Es usual la presencia de syringopóridos asociados a estromatoporoideos en estado caunopora.

Favosites styriacus Penecke está representado por colonias masivas de morfología marcadamente tabular, con tamaños máximos de 40 cm de longitud mayor por 10 cm de grosor. El desarrollo de las coralitas se inicia con una fase de crecimiento paralelo al sustrato, seguida una brusca verticalización de las mismas. La cara inferior de las colonias muestra una expansión a partir de una base de anclaje amplia, usualmente un fragmento de rama de *Synaptophyllum* y posee estrías de crecimiento muy marcadas, situadas a intervalos regulares de, aproximadamente, 1 cm de distancia. En ocasiones, estas bases conservan sustratos de anclaje secundarios o evidencias de su presencia. La cara superior es usualmente plana pero con frecuencia muestra irregularidades. Internamente, se aprecia un desarrollo muy regular de los elementos esqueléticos, con bandas de crecimiento apenas marcadas y un hiperdesarrollo del aparato septal no continuo, localizado en zonas muy restringidas de las bandas densas. En todas las colonias estudiadas existen evidencias de necrosis limitadas a las zonas periféricas y seguidas de regeneraciones que reparan las zonas necrosadas y se extienden unos milímetros más allá de éstas.

Estos rasgos morfológicos apuntan a colonias que crecen en sustratos blandos, pero con abundantes bioclastos y espacio lateral no restringido, bajo condiciones ambientales uniformes, con escasa influencia de ciclos de luz y nutrientes y caídas de sedimento poco importantes y muy esporádicas.

Alveolites lemniscus Smith aparece en forma de colonias de tamaño medio (7 cm de longitud máxima medida por unos 3 cm de grosor) y con morfologías bolares a muy irregulares, que resultan del crecimiento en torno a un sustrato inicial, sin expansión lateral posterior. Muestran un único sustrato de anclaje, un fragmento de rama, de gran tamaño en relación a las dimensiones de la colonia. Internamente se aprecia un crecimiento muy continuo, con frecuentes necrosis de rápida regeneración pero que afectan a toda la zona superior de la colonia.

Desde el punto de vista ecológico, se trataría de formas que se incrustan alrededor de una base de anclaje y se desarrollan en torno a ésta, en ambientes con espacio lateral restringido. La morfología final de la colonia viene claramente determinada por la forma del sustrato inicial y el impacto de las necrosis. La frecuencia y amplitud de la superficie afectada por las necrosis apunta a que la caída de sedimentos era moderadamente alta.

Heliolites tranquillus Galle forma colonias usualmente pequeñas (4,5 cm de dimensión mayor) pero gruesas, con morfologías bolares. Un único ejemplar (de 9 que han sido recolectados) tiene dimensiones longitudinales mayores que los demás, morfología tabular y una superficie superior con depresiones circulares. Internamente se observa un crecimiento lento y muy continuo, con un bandeo apenas perceptible.

El hallazgo de colonias con morfologías tan diferentes sugiere un estrecho control ambiental de la forma final del esqueleto coralino. Los ejemplares con formas bolares crecerían en ambientes con limitadas posibilidades de expansión lateral mientras que el espécimen tabular de mayor tamaño se habría desarrollado en un espacio más abierto.

Junto a las formas masivas, aparecen escasos fragmentos de colonias ramificadas asignadas al género *Thamnopora* Steininger. El tamaño y grado de bifurcación de las ramas apuntan a colonias pequeñas, con escaso desarrollo lateral y un hábito general más arbustivo que arborescente. Un aspecto interesante de estas ramas es la presencia usual de bioperforaciones atribuibles al género *Helicosalpinx*, que no han sido encontradas ni en los corales tabulados masivos, ni en los esqueletos de estromatoporoideos (Méndez-Bedia, com. pers.).

La integración de las observaciones citadas, junto a datos de estudios sedimentológicos e informaciones procedentes del estudio de otros organismos, permite realizar algunas inferencias sobre la paleoecología de esta bioconstrucción. Se trataría, de una extensa pradera constituida por un taxón dominante (*Synaptophyllum*) de hábito ramificado faceloide y cuyo crecimiento tendría lugar en regímenes hidrodinámicos de baja energía. La disposición parcheada de esta pradera determinaría la presencia de dos subambientes diferentes, caracterizados esencialmente por la disponibilidad lateral de espacio.

En las zonas con mayor densidad de ramas de *Synaptophyllum*, tendría lugar el desarrollo de taxones con esqueletos bolares a muy irregulares, con capacidad de expansión lateralmente limitada. Estas colonias tendrían un crecimiento de tipo supraestratal sobre bioclastos, con escaso contacto directo con el sustrato blando.

Por el contrario, las colonias tabulares de *Favosites styriacus* y el ejemplar de morfología similar asignado a *Heliolites tranquillus* crecerían en zonas despejadas, situadas entre los parches del bioconstructor principal. En este subambiente sería posible un crecimiento coestratal sobre el fondo blando, más allá del sustrato de anclaje, evidenciado por la presencia de arrugas de crecimiento basales. Las irregularidades en la cara superior de estas colonias apuntan a caídas de bioclastos y actividad de otros organismos. En estas zonas, o posiblemente en los ecotonos entre ambos subambientes, se desarrollarían las colonias arbustivas de *Thamnopora*.

Agradecimientos

Este trabajo se inscribe en los proyectos CGL 2005-03715/BTE y BTE2003-02065 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

Álvarez, F. 1999a. Colle, notas sobre un yacimiento clásico en el Devónico Cantábrico (NO de España). *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, **26**, 48-53.

Álvarez, F. 1999b. El registro paleontológico de Colle (Sabero, NE de León, España). *Temas Geológico-Mineros, ITGE*, **26**, 54-59.

Fernández, L.P., Nose, M., Fernández-Martínez, E., Méndez-Bedia, I., Schröder, St. & Soto, F. 2006. Reefal and mud mound facies development in the Lower Devonian La Vid Group at the Colle outcrops (Leon province, Cantabrian Zone, NW Spain). *Facies*, **52**(2), 307-327.

García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico del Dominio Astur-Leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extraordinario**, 58-71.



Diversificación de los mamíferos en el Terciario de Norteamérica: una aproximación macroevolutiva y paleoecológica

Figueirido, F.^{1,2}, De Renzi, M.¹, Pérez-Claros, J.A.², Janis, C.M.³ y Palmqvist, P.²

¹ Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biología evolutiva. Universitat de València, Apartado Oficial 22085. 46071 Valencia. francisco.figueirido@uv.es; miquel.de.renzi@uv.es

² Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus Universitario de Teatinos. 29071 Málaga. johnny@uma.es; ppb@uma.es

³ Department of Ecology and Evolutionary Biology, Box G-B207. Brown University, Providence, RI 0291, USA. Christine_Janis@brown.edu

Uno de los principales objetivos de la Paleontología durante las últimas décadas ha sido el estudio del patrón de diversidad taxonómica a través del tiempo geológico (Alroy, 2000a). El registro fósil muestra la evolución transespecífica o macroevolución, que desde los años 70 dejó de ser vista como simple extrapolación de los procesos microevolutivos a gran escala temporal. La explicación se ha hecho mucho más compleja y se integra en un esquema jerarquizado de individuos genealógicos y procesos de cambio asociados (Eldredge & Cracraft, 1980; Gould, 1980; Vrba & Eldredge, 1984; Vrba, 1984, 1989; Gould 2002; cf. también De Renzi, 1986, 1990). De esta aproximación se deriva el análisis de los patrones de diversidad

taxonómica y disparidad anatómica en el registro fósil. La base de estas últimas estaría en el nivel de especie. Sin embargo, por diversos motivos que radican en la propia naturaleza del registro fósil, la riqueza específica está muy sesgada y es mejor usar taxones supraespecíficos, cuyo número refleja *grosso modo* dicha riqueza. El problema está en resolver las enormes variaciones espaciotemporales en términos de unas pocas variables que den razón de aquéllas (Sepkoski, 1981).

Desde este punto de vista se aborda el estudio de la diversificación de los mamíferos terrestres euterios de Norteamérica a lo largo del Terciario, junto con un intento de comprender cuáles han sido los principales procesos acontecidos en su historia evolutiva. Para ello se precisa conocer la distribución estratigráfica de cada taxón. Las tablas de rangos temporales estandarizados se tomaron de Janis *et al.* (1998) y se ha partido del número de géneros por familia como unidad de análisis. El intervalo temporal abarcado comprende desde principios del Paleoceno (65,1 Ma) hasta finales del Plioceno (1,8 Ma). A fin de que los intervalos de mayor duración no quedasen sobredimensionados en cuanto a número de taxa respecto a los de menor duración (Sepkoski, 1981), muchos de estos últimos se han fusionado y se ha reducido el número total de intervalos a 27.

De esta manera, se obtuvo una matriz de datos con las familias y los intervalos temporales, en la que las familias están representadas por un cierto número de géneros en cada intervalo. Sobre esta matriz, se ha efectuado un análisis factorial en *modo-Q*, tras tomar las familias como variables (Smith, 1977; Sepkoski, 1981). Una vez elegido el número de factores que explican una porción significativa de la variancia original, se efectúa una rotación VARIMAX a fin de evitar correlaciones anómalas entre taxones segregados en el tiempo (Sepkoski, 1981). Con ello se ha intentado resumir los principales cambios acontecidos en la historia evolutiva del grupo, en términos de unas pocas "*faunas evolutivas*" que se suceden en el tiempo, como consecuencia de una tasa de reemplazamiento faunístico lenta y de fondo. Cada factor se interpreta como una muestra idealizada. Las puntuaciones miden la importancia relativa que adquiere cada taxón en cada una de estas muestras ideales y los coeficientes de carga reflejan la contribución de los intervalos estratigráficos sobre cada factor. Los resultados derivados del análisis muestran que el 88% de la variabilidad de la base de datos queda explicado en términos de seis *faunas evolutivas*, que se suceden en el tiempo unas a otras y que, además, presentan una composición taxonómica determinada (Fig. 1); las denominaciones de las mismas aluden al momento en que alcanzan el clímax.

Podemos decir que existe una *Fauna Paleocena* y una *Fauna del Eoceno medio inicial*, las cuales surgen en el Paleoceno y se extinguen hacia finales del Eoceno y del Oligoceno, respectivamente. La *Fauna del Eoceno medio final*, la *Fauna Oligocena* y la *Fauna Miocena* surgen durante el Eoceno y muestran un aspecto residual durante el Plioceno. Finalmente, la *Fauna Pliocena* sería la última fauna evolutiva, que se inicia ya prácticamente en el Oligoceno y probablemente se

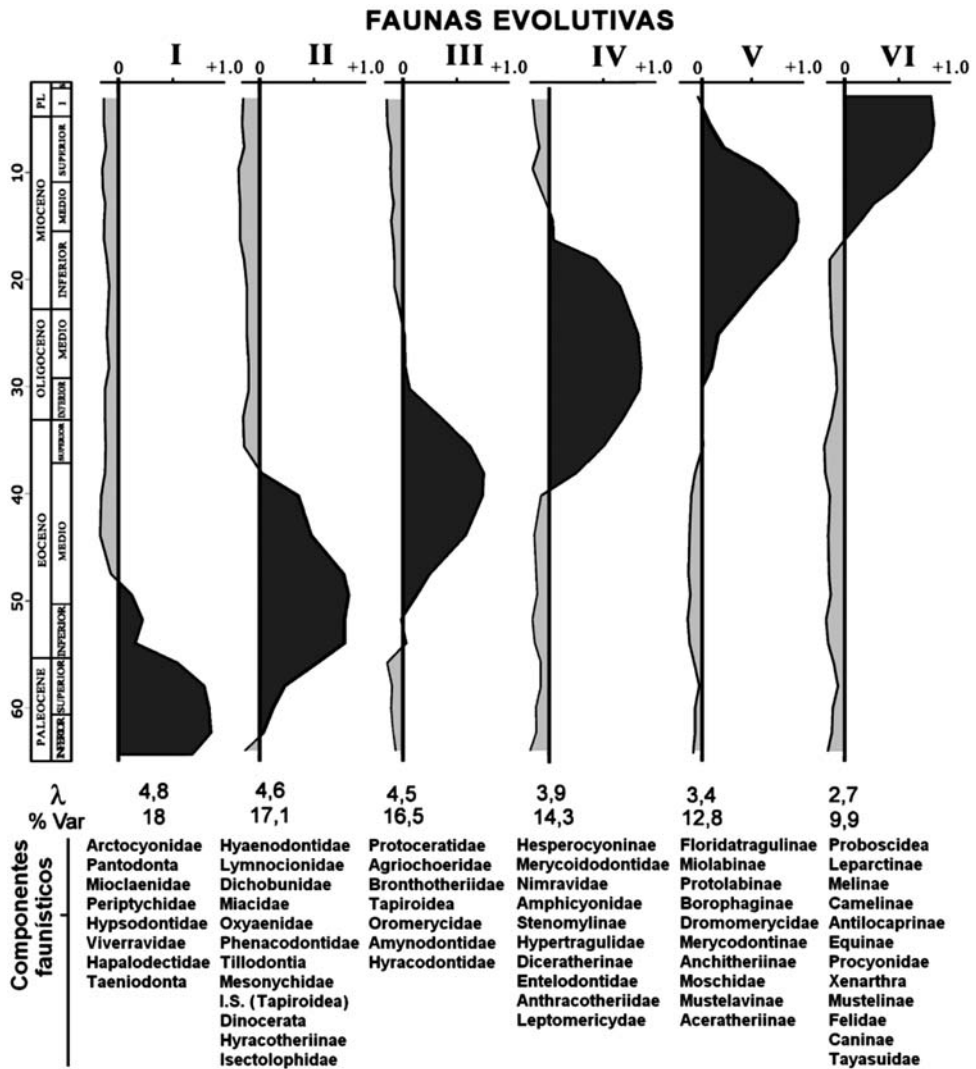


Figura 1. Gráfico de los coeficientes de carga de los seis primeros factores en función del tiempo (escala vertical). Los autovalores relativos (λ) y el porcentaje de varianza que explica cada componente se muestran en la parte inferior de la figura. Los factores se interpretan como las seis grandes "faunas evolutivas".

extiende de un modo expansivo durante el Pleistoceno. La Figura 1 muestra la composición de taxones para cada una de estas faunas evolutivas, tal y como se deriva de las puntuaciones de cada variable en cada factor. Cada fauna reemplaza gradualmente a la anterior, como consecuencia de una tasa de reemplazamiento taxonómico (*turnover*) lenta y de fondo (Sepkoski, 1981). Cada una de estas faunas evolutivas parece estar asociada a distintas fases de diversificación en las comunidades de mamíferos, que se relacionan con los cambios en las comunidades vegetales, por lo que reflejan los diferentes cambios climáticos acontecidos a lo largo del Terciario norteamericano.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en los proyectos CGL2004-01615 y CGL2005-08238-02-02/BTE.

Referencias

- Alroy, J. 2000. New methods for quantifying macroevolutionary patterns and processes. *Paleobiology*, **26**, 707-733.
- De Renzi, M. 1986. Algunas claves para la comprensión del proceso evolutivo: una reflexión. In: *La sociedad naturalizada. Genética y conducta* (Eds. J. Sanmartín, V. Simón & M.L. García-Merita). Tirant Lo Blanch, Valencia, 51-85.
- De Renzi, M. 1990. Allò que no diu la genètica de poblacions sobre l'evolució. In: *Temas actuales de Biología evolutiva* (Coord. A. Ruíz & M. Santos), 221-237.
- Eldredge, N. & Cracraft, J. 1980. *Phylogenetic Patterns and the Evolutionary Process. Method and Theory in Comparative Biology*. Columbia University Press. New York, 1-340.
- Gould, S.J. 1980. Is a new and general theory of evolution emerging? *Paleobiology*, **6**, 119-130.
- Gould, S. 2002. *The Structure of Evolutionary Theory*. Harvard Belknap Press, Cambridge, Massachusetts, 1-1426.
- Janis, C.M., Scott, K.M. & Jacobs, L.L. (eds.) 1998. *Evolution of Tertiary Mammals of North America*. Vol. 1: *Terrestrial Carnivores and Ungulates*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1-691.
- Sepkoski, J.J., Jr. 1981. A factor analytic description in the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, **7**, 36-53.
- Smith, C.A.F., III. 1977. Diversity associations as stochastic variables. *Paleobiology*, **3**, 41-48.
- Vrba, E.S. 1984. What is species selection?. *Systematic Zoology*, **33**, 318-328.
- Vrba, E.S. 1989. Levels of selection and sorting with special reference to the species level. *Oxford Surveys in Evolutionary Biology*, **6**, 111-168.
- Vrba, E.S. & Eldredge, N. 1984. Individuals, hierarchies and processes: towards a more complete evolutionary theory. *Paleobiology*, **10**, 146-171.



Análisis polínico del yacimiento de Santa María de Raíces, Castrillón (Asturias)

Fombella Blanco, M.A. y García-Rovés Fernández, E.

Instituto de Recursos Naturales (IRENA). Avda. de Portugal 42. Universidad de León. 24071 León.
dbvmfb@unileon.es; dbvegf@unileon.es

Los trabajos de excavación realizados en el yacimiento arqueológico de Raíces Viejo han permitido llevar a cabo un buen número de estudios multidisciplinares, entre los que se incluyen los estudios del polen. Los resultados de estas investigaciones contribuirán sin duda a conocer, valorar e interpretar los rasgos singulares de uno de los yacimientos arqueológicos más significativos de la región asturiana durante la Edad Media.

El estudio palinológico se ha llevado a cabo sobre varias muestras recogidas en diferentes zonas del yacimiento, se han agrupado en tres conjuntos en función de su situación. Las muestras M-12, M-14 y U.E. 1-26 corresponden a las que se han tomado en las proximidades del Ermitorio de Santa María, muros del antiguo claustro, fachada Franciscana y fachada Mercedaria.

Las muestras U.E. 1-34a y U.E. 1-34b pertenecen al interior del doble enterramiento hallado en la Capilla de la Luz. U.E. 3-3, U.E.1-4 y Secc.1 Estrato-5 se recogieron en la zona del colector próximo al Peñón de Raíces.

Las asociaciones polínicas determinadas en los análisis presentan diferencias, según la procedencia de las muestras, y revelan el tipo de vegetación que existía en las proximidades del yacimiento, así como las características ecológicas y ambientales que configuraron este paisaje.

Dentro del estrato arbóreo se han identificado *Alnus*, *Corylus*, *Quercus* y algún abedul *Betula* (Moore *et al.*, 1991). Se trata de especies que se desarrollan bien en zonas de alta humedad edáfica. Esta asociación representaría el bosque Cantábrico de ribera, en dónde también son frecuentes fresnos, sauces y olmos.

El cauce del río Raíces aportaría factores ecológicos y ambientales en cuanto a exigencias hídricas y de nutrientes, así como condiciones climáticas suaves y templadas para el desarrollo del estrato arbóreo que constituye las alisedas (Penas *et al.*, 1991). En las comunidades arbustivas destaca la familia *Ericaceae* constitutiva de los brezales, *Asphodelus*, también de brezales y matorrales y *Ligustrum* frecuente en baldíos y bosques claros (Polunin, 1974), junto con especies de herbáceas de las familias *Plantaginaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae* (tubuliflora y liguliflora), *Chenopodiaceae*; además de esporas de musgos y helechos formando un amplio tapiz dentro de los matorrales de estos bosques umbrosos con suelos más bien pobres en bases.

La vegetación herbácea de naturaleza acuática está muy bien representada en el entorno del colector de Raíces formando una comunidad vegetal en la que están presentes los tipos polínicos de *Juncus* (juncos), *Phragmites australis* (carrizos), *Polygonum persicaria* (persicaria), ciperáceas tipo *Carex*, *Peucedanum palustre* (imperatoria palustre), *Alisma plantago-aquatica* (llantén acuático) o *Euphorbia palustris* (lechetezna palustre) (Reille, 1998, 1999).

La presencia en estas muestras de los tipos polínicos *Ammophila arenaria*, *Calystegia soldanella* característicos del primer cordón dunar o dunas blancas, además de *Reichardia gaditana*, *Corema album* y *Crucianella marítima* componentes de la vegetación que estabiliza los cordones dunares que configuran las dunas grises, pone de manifiesto la conexión y extensión del ambiente dunar hacia el interior, alcanzando la zona del río Raíces próxima al yacimiento.

Las muestras correspondientes a los enterramientos se caracterizan principalmente por la abundancia del castaño, dato que refleja la abundancia de este taxón arbóreo en el momento cronológico coincidente con la inhumación. Al mismo tiempo la ausencia de polen de *Castanea* en el resto de las muestras es indicativo de la importante tala de estos árboles, bien para dedicar el territorio a usos agrícolas y ganaderos o bien para la explotación de la madera. Ligado a las condiciones del enterramiento y descomposición de la materia orgánica, se han identificado numerosas esporas de hongos así como altas concentraciones de bacterias, microorganismos que van asociados al proceso de putrefacción.

La presencia de zigosporas algales de los géneros *Spirogyra*, *Concentrycistes* de la familia *Zygnemataceae* y *Cosmarium* perteneciente a las *Desmidiaceae* (van Geel, 1978; van Geel & Grenfell, 1996) estaría relacionada con medios umbríos y de abundante humedad ocasionados por acumulación de agua con dificultad de evaporación, condiciones que suelen presentarse en zonas de enterramientos.

Referencias

- Moore, D., Weeb, J.A. & Collinson, M.B. 1991. *Pollen Analysis*, second edition. Blackwell Science LTD, 1-205.
- Penas, A., Diez, J., Llamas, F. & Rodriguez, M. 1991. *Plantas Silvestres de Castilla y León*. Ed. Ambito Ediciones, S.A., Valladolid, 11-473.
- Polunin, O. 1974. *Guía de campo de las Flores de Europa*. Omega, 36-679.
- Reille, M. 1998 Suple.2, 1999. *Pollen et spores D'Europe et D'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille
- van Geel, B. & Grenfell H.R. 1996. Spores of Zygnemataceae. In: *Palynology: Principles and Applications* (Eds. J. Jansonius & D.C., McGregor). *Am. Ass. Strat. Palynol. Found.*, **1**, 173-179.
- van Geel, B. 1978. A palaeological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the análisis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **25**, 1-120.

Estudio palinológico del Castro de Llagú, Latores (Oviedo)

Fombella Blanco, M.A. y García-Rovés Fernández, E.

Instituto de Recursos Naturales (IRENA). Avda. de Portugal 42. Universidad de León. 24071 León.
dbvmfb@unileon.es; dbvegf@unileon.es

Se ha llevado a cabo el estudio polínico de un conjunto de muestras tomadas en diferentes zonas del Castro de Llagú. Los castros eran poblados fortificados cuyas construcciones datan de la edad de los metales; generalmente se situaban en zonas elevadas o promontorios para divisar bien los alrededores. Estas construcciones fueron muy significativas y abundantes en el noroeste peninsular.

Las muestras analizadas pertenecen a los sectores 1, 2 y 3, junto a otro grupo correspondiente al perfil estratigráfico H37-I37 y la sección situada entre las muestras M-15 y M-26, siendo M-26 la muestra más antigua. El paisaje vegetal deducido del análisis polínico refleja un estrato arbóreo poco desarrollado con presencia de *Corylus*, *Betula* y *Alnus* (Moore *et al.*, 1991), siendo el avellano el más significativo. Todos ellos constituyen el dosel arbóreo del bosque Cantábrico (Penas *et al.*, 1991). Más esporádicamente también se ha identificado *Tilia* y algún castaño. La presencia en alguna muestra de *Cupressus* (ciprés) se interpreta como símbolo funerario, al ser, por su longevidad, uno de los elementos más utilizados con estos fines, siendo cultivado y difundido desde el mundo grecorromano.

El estrato arbustivo está muy poco representado, destaca de forma puntual la familia *Ericaceae* y el género *Daphne* de la familia *Thymelaeaceae* (Reille, 1998 y 1999). Entre las herbáceas se diferencia un conjunto de taxa relacionados con cultivos y suelos degradados o antropizados como son *Plantago*, *Liguliflora*, *Tubuliflora*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae* y *Caryophyllaceae* (Polunin, 1974).

La abundancia del tipo polínico *Triticum spelta* en la muestra M-26 indica la existencia de actividades agrícolas, puesto que se trata de la especie de trigo utilizada para hacer el "pan de escanda". El cultivo de este tipo de cereal es característico de zonas frías y húmedas, condiciones ambientales que probablemente se dieron en el entorno del castro. Otro dato de interés es la abundancia de esporas de hongos como *Curvularia*, *Puccinia* y *Glomus* (Grant Smith, 1984) que se desarrollan ligadas a estos cereales al tratarse de hongos que viven saprófitos sobre los residuos de gramíneas.

La presencia de taxa higrófilos como *Juncus*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, *Callitriche*, y *Lycopodium*, de pteridofitos de ambiente húmedo, junto con los Cópodos, diatomeas y la abundancia de esporas algales de *Concentricystes*,

Cosmarium (van Geel, 1978; van Geel & Grenfell, 1996), está indicando una vegetación de tipo lacustre y zonas de encharcamiento, de lo que podría deducirse la existencia de una laguna en las proximidades del castro en épocas muy antiguas, probablemente relacionada con el deshielo durante las fases interglaciares del Cuaternario y que en el momento actual se encontraría colmatada y cubierta de vegetación.

El uso del fuego por el hombre, ya sea para la fundición de metales, hogueras, etc. queda reflejado tanto en la naturaleza de la mayoría de las muestras como en la cantidad de microcarbones o charcoal, observados al microscopio en las preparaciones palinológicas.

Referencias

- Grant Smith, E. 1984. *Sampling and identifying allergenic pollens and molds*. Ed. Blewstone Press, Texas, 1-58.
- Moore, D., Weeb, J. A. & Collinson, M.B. 1991. *Pollen Analysis*, second edition. Blackwell Science LTD, 1-205.
- Penas, A., Diez, J., Llamas, F. & Rodríguez, M. 1991. *Plantas Silvestres de Castilla y León*. Ed. Ámbito Ediciones, S.A., Valladolid, 11- 473.
- Polunin, O. 1974. *Guía de campo de las Flores de Europa*. Ed. Omega, 36-679.
- Reille, M. 1998 Suple.2, 1999. *Pollen et spores D'Europe et D'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille.
- van Geel, B. & Grenfell H.R. 1996. Spores of Zygnemataceae. In: *Palynology: Principles and Applications* (Eds. J. Jansonius & D.C. McGregor). *Am. Ass. Strat. Palynol. Found.*, **1**, 173-179.
- van Geel, B. 1978. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the análisis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **25**, 1-120.



Análisis bioclimático, cenogramas y muestreo en faunas de mamíferos: implicaciones para la aplicación de métodos de análisis paleoclimático

García Yelo, B.A., Gómez Cano, A.R. y Hernández Fernández, M.

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040, Madrid. blancayelo@hotmail.com; anarosa.bio@gmail.com; hdezfdz@geo.ucm.es

Teniendo en cuenta la potencial pérdida de especies que se da en un yacimiento paleontológico con respecto a la paleocomunidad original, en este trabajo hemos analizado cómo se ven afectadas por esta circunstancia dos metodologías de inferencia paleoambiental: los cenogramas (Valverde, 1967 y Legendre, 1984) y el análisis bioclimático (Hernández Fernández, 2001).

El análisis se ha realizado sobre los datos de dos comunidades de mamíferos actuales, caracterizadas por condiciones climáticas distintas: Barrow (Alaska) y Jaipur (India). Barrow consta de 21 especies, mientras que la de Jaipur está compuesta por 68 especies. A partir de la composición original de cada comunidad se han eliminado especies de forma aleatoria, generando así una serie de "comunidades sesgo". El procesado de los datos se realizó de forma secuencial, eliminando especies de la comunidad original en grupos de 4 especies y repitiendo el proceso 25 veces. El presente trabajo analiza de forma cuantitativa la relevancia de los cambios sufridos en la estructura de las comunidades debido a la pérdida de especies y, en consecuencia, su viabilidad para su uso en el campo de la Paleoeología. Podría suponerse que si eliminamos especies en una comunidad se podrían producir cambios significativos en su estructura que convertirían en no funcionales a estas metodologías.

En el caso de los cenogramas han sido analizadas 11 variables (Hernández Fernández *et al.*, 2006), mientras que para el análisis bioclimático se han estudiado los 10 componentes bioclimáticos que conforman el espectro bioclimático (Hernández Fernández 2001). Estas diferentes variables se analizaron en las comunidades sesgo y fueron comparadas con las de la comunidad original. En el caso de los cenogramas, la comparación de las variables se realizó mediante un análisis de las frecuencias obtenidas en las comunidades sesgo, fijando un nivel de significación del 95%. En el caso del análisis bioclimático se realizó un análisis de X^2 , con el mismo nivel de significación, de manera que aquellos resultados para los que se obtuvo un valor de $p < 0,05$ muestran diferencias significativas entre los valores observados (variable de la comunidad "sesgo") y los esperados (valor de la variable en la comunidad original).

Los resultados para la fauna de Barrow indican que no aparecen diferencias significativas hasta que han sido retiradas un elevado número de especies (más del 50% para el análisis bioclimático y más del 75% en el caso de los cenogramas). En el caso de Jaipur también se producen diferencias significativas tras haber eliminado una gran proporción de especies (70% en el caso del análisis bioclimático, y 60% en el de los cenogramas).

De esta manera, faunas pobremente representadas (25-50% de las especies originales) podrían utilizarse para estudios paleoecológicos ya que, con un nivel de confianza aceptable, tanto el espectro bioclimático como las variables analizadas en los cenogramas se mantendrían dentro de un rango de variabilidad válido respecto a la paleocomunidad original de la localidad. Por tanto, observando los resultados obtenidos, podemos concluir que ambas metodologías son aplicables en paleoclimatología, siempre y cuando los procesos tafonómicos sufridos en los yacimientos no provoquen una pérdida de especies muy elevada.

Se abren nuevas incógnitas a resolver, que no han sido tratadas en este trabajo, al no formar parte de los objetivos iniciales del mismo y que, sin embargo, hemos de tener en cuenta. Por ejemplo, si la pérdida de especies no es un proceso aleatorio, como sugieren diversos estudios tafonómicos, ¿se verían alterados estos resultados?, ¿cuál es el porcentaje de especies perdidas durante la fosilización para los yacimientos? o ¿este porcentaje es constante o cambia en función del tipo o la edad de los yacimientos?.

Agradecimientos

La presente investigación se engloba dentro de los trabajos del grupo de investigación U.C.M.-CAM 910607 sobre Evolución de Mamíferos y Paleoambientes Cenozoicos, dirigido por Marian Álvarez-Sierra.

Referencias

- Hernández Fernández, M. 2001. Bioclimatic discriminant capacity of terrestrial mammal faunas. *Global Ecology and Biogeography*, **10**(2), 113-128.
- Hernández Fernández, M. Alberdi, M.T., Azanza, B., Montoya, P., Morales, J., Nieto, M. & Peláez-Campomanes, P. 2006. Identification problems of arid environments in the Neogene-Quaternary mammal record of Spain. *Journal of Arid Environments*, **66**, 585-608.
- Legendre, S. 1986. Analysis of mammalian communities from the Late Eocene and Oligocene of southern France. *Palaeovertebrata*, **16**(4), 191-212.
- Valverde, J. A. 1967. Estructura de una comunidad de vertebrados terrestres. *Monografías de la Estación Biológica de Doñana*, **1**, 1-129.



La Icnofacies de *Gnathichnus* en acumulaciones de pectínidos y ostreidos del Plioceno del Rosellón (Francia)

Gibert, J.M. de, Martinell, J. y Domènech, R.

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Universitat de Barcelona. Martí Franquès s/n. 08028 Barcelona. jmdegibert@ub.edu; jmartinell@ub.edu; rosa.domenech@ub.edu

El Plioceno marino del Rosellón (SE de Francia) y su fauna fósil, en particular malacofauna, se conocen desde el siglo XVIII y han recibido la atención de diversos autores (ver Martinell & Domènech, 1990). Los depósitos pliocenos constituyen el relleno sedimentario de los cañones excavados durante el Messiniense, como resultado de la posterior transgresión del Zancliense inferior (Clauzon *et al.*, 1987). Los depósitos marinos están constituidos en gran parte por lutitas arenosas azules, ricas en malacofauna, que corresponden a depósitos de centro de bahía, y que lateral y verticalmente pasan a facies de grano más grueso (arenas y conglomerados) correspondientes a medios más litorales.

En las cercanías de la población de Nefiach, un pequeño afloramiento permite estudiar las facies litorales arenosas. La localidad se conoce como *Chemin de Saint Martin* y se sitúa aproximadamente 1 Km al norte de dicha población. La serie, de unos 6-7 metros, se inicia con depósitos de arenas poco maduras y gravas subredondeadas correspondientes a medios continentales, sobre las que se instalan las unidades marinas constituidas por lutitas arenosas ocreas con intercalaciones de areniscas. Las conchas, originalmente aragoníticas, se hallan total o parcialmente disueltas, pero aún así se ha podido reconocer la presencia de diversos géneros de bivalvos (*Acanthocardia*, *Corbula*, *Dosinia*, *Laevicardium*, *Solen*, *Tellina*) y más raramente de gasterópodos (*Architectonica*). Los bivalvos calcíticos, en cambio, son abundantes y están bien conservados. Incluyen ostras (*Ostrea cucullata* y otras) y pectínidos (*Pecten benedictus* y *Aequipecten scabrella*), que aparecen en capas centimétricas a decimétricas, con soporte de las conchas. Éstas, en general, se presentan con las valvas desarticuladas, con un grado de fragmentación variable y sin que se reconozca una selección de tamaño clara. Las conchas se orientan paralelamente a la estratificación y no son raras las que aparecen cóncavas hacia arriba. Tales atributos tafonómicos sugieren un transporte limitado en condiciones de energía moderada.

Martinell & Domènech (1990) reconocieron la presencia de *Gnathichnus pentax*, una estructura de bioerosión producida por la actividad raspadora de equínidos regulares sobre las conchas calcíticas de Nefiach. Un nuevo análisis del yacimiento y del material fósil ha permitido reconocer una abundante y diversa asociación icnológica producto de la actividad erosiva sobre las conchas de ostras y pectíni-

dos. Junto con *Gnathichnus*, otra estructura abundante es *Radulichnus*, producida por la actividad raspadora de gasterópodos o poliplacóforos. Ambos icnogéneros corresponden a la actividad de organismos herbívoros raspadores (*grazers*). Otras estructuras epigénicas también abundantes son las marcas de fijación de pequeños foraminíferos rotálidos incrustantes, probablemente cibicídidos. Son asimismo frecuentes otros fósiles de organismos epilíticos (*Balanus*, briozoos, serpúlidos), pero éstos no dieron lugar en este caso a estructuras de bioerosión. Por lo que respecta a la actividad de endolitos, se han reconocido perforaciones de esponjas (*Entobia*) y anélidos (*Maeandropolydora* y *Caulostrepsis*). La presencia de algunos moldes internos de *Entobia* atestigua que las esponjas perforaron también las conchas de algunos bivalvos aragoníticos. El registro icnológico se completa con estructuras producidas por depredadores, que no son frecuentes pero están representadas por orificios producidos por gasterópodos (*Oichnus simplex*) y por cicatrices reparadas atribuibles a crustáceos o peces.

La asociación icnológica descrita está dominada por estructuras epigénicas y más específicamente por Pascichnia (*Gnathichnus* y *Radulichnus*) y Fixichnia (marcas de fijación de foraminíferos). Dicha composición caracteriza la Icnofacies de *Gnathichnus* tal y como fue definida por Bromley & Asgaard (1993). Esta icnofacies tipifica asociaciones de estructuras de bioerosión producidas en substratos duros relativamente efímeros y/o inestables, en contraposición a la Icnofacies de *Entobia*, dominada por *Domichnia* endogénicos y característica de substratos con largo tiempo de exposición como por ejemplo acantilados rocosos (Gibert *et al.*, 1998).

Los ejemplos publicados de la Icnofacies de *Gnathichnus* son escasos (Mayoral & Muñiz, 1996; Radley, 2006) y a menudo corresponden a bioerosión en capas de conchas. La asociación de *Nefiach*, se suma a otras conocidas en el Neógeno del Mediterráneo occidental y su descripción contribuirá a demostrar la recurrencia de la Icnofacies y a que está pueda quedar incorporada de manera sólida al modelo arquetípico de Icnofacies.

Agradecimientos

La presente contribución forma parte del proyecto de investigación BTE 2003-01356 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Referencias

- Bromley, R.G. & Asgaard, U. 1993. Two bioerosion ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change. *Geologische Rundschau*, **82**, 276-280.
- Clauzon, G., Aguilar, J.P. & Michaux, J. 1987. Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France); exemple d'évolution géodynamique d'une ría méditerranéenne consecutive a la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **304**, 585-590.

- Gibert, J.M. de, Martinell, J. & Domènech, R. 1998. Entobia Ichnofacies in fossil rocky shores, Lower Pliocene, Northwestern Mediterranean. *Palaos*, **13**, 476-487.
- Martinell, J. & Domènech R. 1990. Malacofaune du Pliocène marin du Roussillon: taphonomie et paléocologie. *Paléobiologie Continentale*, **17**, 157-166.
- Mayoral, E. & Muñiz, F. 1996. Ichnofacies de *Gnathichnus* en el sector Suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Coloquios de Paleontología*, **48**, 87-102.
- Radley, J.D. 2006. Grazing bioerosion on oyster concentrations (Lower and Middle Jurassic, England). *Ichnos*, **13**, 47-50.



Paleoecología de rudistas: qué conocemos y qué necesitamos conocer

Gili, E.¹ y Skelton, P.W.²

¹ Departament de Geologia, Facultat de Ciències, Edifici Cs, Universitat Autònoma de Barcelona. 08199 Bellaterra (Barcelona). eulalia.gili@uab.cat.

² Department of Earth Sciences, Open University, Walton Hall, Milton Keynes MK7 6AA, UK. P.W. Skelton@open.ac.

El primer trabajo bien fundamentado sobre paleoecología de rudistas (Bivalvia) se debe a Jean Philip (Philip, 1972). Dicho trabajo, sobre las formaciones de rudistas de Cretácico Superior del sureste de Francia, explica que las asociaciones de rudistas se desarrollaron en un mar cálido, somero, de salinidad normal y sin grandes aportes terrígenos.

La relación entre diversidad morfológica de rudistas y diversidad de hábitats, ya señalada por Philip (1972) y otros autores en la década de los setenta (ver referencias en Skelton & Gili, 1991-2002), fue analizada por Skelton & Gili (1991-2002). Resultado de este trabajo fue una clasificación de los taxones de rudistas en morfotipos ecológicos (elevador, adherente y yacente), basados en las supuestas respuestas de las conchas a determinadas variables paleoambientales. De este análisis surgen algunos modelos generales de la distribución de los morfotipos en las plataformas carbonatadas. En ambientes de energía moderada, raramente sujetos a corrientes erosivas, solían vivir rudistas elevadores; si la acumulación de sedimento era regular, ya fuera continua o discontinua, crecían formas solitarias y/o agregados. Allí donde la sedimentación era condensada o sólo intermitente se establecían los rudistas adherentes. Los rudistas yacentes, por el contrario, preferían ambientes de energía más alta con mayor movimiento de sedimento, y se

encuentran generalmente asociados a depósitos de conchas rotas (ver Gili *et al.*, 1995 para más detalles sobre la autoecología de los rudistas y sus asociaciones).

El modo de crecimiento de los agregados de rudistas elevadores (hipurítidos) ha sido tratado con detalle por Skelton *et al.* (1995). Según este trabajo, en los agregados, sólo la parte superior de la concha de los rudistas se proyectaba hacia arriba, de forma que la mayor parte del agregado se encontraba encajado en, y sostenido por el sedimento intersticial que se acumulaba entre las conchas. Así mismo, sabemos por este y otros trabajos (Villardell & Gili, 2003 y referencias en este trabajo) que la dependencia de los rudistas de un soporte bioclástico comportó que los agregados formaran acumulaciones biostromales sin estructura rígida ni relieve original.

La autoecología de los hipurítidos ha sido objeto de diversos estudios. Steuber (1997 y referencias en este trabajo) determinó el incremento de crecimiento anual de diversos hipurítidos. La velocidad de crecimiento vertical de varias conchas de *Vaccinites ultimus* (Milovanovic) resultó ser 27-45 mm/año; menores fueron los valores obtenidos para *Yvaniella alpani* Karacabey y *Vaccinites cornuvaccinum* (Bronn), que no superaron los 10 mm/año. Gili & LaBarbera (1998) realizaron experimentos hidráulicos encaminados a examinar la influencia de las conchas de los hipurítidos en el movimiento del agua en la capa del fondo, y los efectos de la orientación de las conchas en el suministro y concentración de partículas en las corrientes de alimentación, así como su posible influencia en el modo de alimentarse. Estos experimentos mostraron que una posición de la concha inclinada corriente abajo tendría ventaja en aguas pobres en nutrientes, ya que incrementarían la cantidad y variedad de partículas orgánicas disponibles; y que los hipurítidos podían alimentarse mejor en presencia de un vecino que aislados. Estos resultados explicarían las observaciones de campo sobre la orientación inclinada de los hipurítidos.

En la primera década de este siglo XXI, el uso de técnicas modernas de desbaste de superficies y obtención de imágenes de alta calidad y resolución para la evaluación cuantitativa y reconstrucción en 3D, ha permitido a Götz (2003) analizar el crecimiento, la colonización larval y la dinámica de poblaciones de una asociación de rudistas. Así mismo, las nuevas aplicaciones de los ordenadores abren la puerta a estudios cuantitativos estratigráficos y de organización espacial de asociaciones de rudistas (Fenerci-Masse *et al.* 2005) utilizables para incrementar el conocimiento de los factores involucrados en la evolución de los rudistas.

Finalmente, el hecho de que la historia evolutiva de los rudistas esté relacionada con eventos anóxicos oceánicos, perturbaciones en el ciclo del carbono global, cambios en el clima y en la química de los océanos (Skelton, 2003 y referencias en este trabajo), hace que algunos de los aspectos que precisaremos abordar a corto plazo, sean aquellos que nos permitan conocer la respuesta de los rudistas a los parámetros ambientales asociados a estos cambios globales.

Referencias

- Fenerci-Masse, M., Masse, J.-P. & Penarcic, E. 2005. Quantitative stratigraphy of rudist limestones and its bearing on spatial organisation of rudist communities: the late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (S.E.France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **215**, 265-284.
- Gili, E., Masse, J.-P. & Skelton, P.W. 1995. Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **118**, 245-267.
- Gili, E. & LaBarbera, M. 1998. Hydrodynamic behaviour of long cylindrical rudist shells: ecological consequences. *Geobios*, **M.S. 22**, 137-145.
- Götz, S. 2003. Reproductive cycles, larval mortality and population dynamics of a Late Cretaceous hippuritid association: a new approach to the biology of rudists based on quantitative three-dimensional analysis. *Terra Nova*, **15**, 392-397.
- Philip, J. 1972. Paléoécologie des formations à rudistes du Crétacé Supérieur – L'exemple du Sud-Est de la France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **12**, 205-222.
- Skelton, P.W. 2003. Rudist evolution and extinction – a North African perspective. In: *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems* (Eds. E. Gili, M.H. Negra & P.W. Skelton). NATO Science Series, IV Earth and Environmental Sciences, **28**, 215-227.
- Skelton, P.W. & Gili, E. 1991-2002. Palaeoecological classification of rudist morphotypes. *Proc. 1st Int. Conf. on Rudists (Belgrad, 1988), "Rudists"*, UGSY, Mem. Publ., 265-285.
- Skelton, P.W., Gili, E., Vicens, E. & Obrador, A. 1995. The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**, 107-126.
- Steuber, T. 1997. Hippuritid rudist bivalves in siliciclastic settings – functional adaptations, growth rates and strategies, *Proc. 8th Int. Coral Reef Sym.*, **2**, 1761-1766.
- Vilardell, O. & Gili, E. 2003. Quantitative study of a hippuritid rudist lithosome in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200**, 31-41.



Corales rugosos del Serpujoviense inferior de la sección de La Cornuda (Área del Guadiato, Córdoba): microfacies asociadas y medio sedimentario

Gómez-Herguedas, A. y Rodríguez, S.

Departamento y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid y CSIC. C/ Jose Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. a.gomez@geo.ucm.es; sergrodr@geo.ucm.es

La sección estratigráfica de La Cornuda se encuentra situada en la zona NO del Área del Guadiato en la provincia de Córdoba. En este área Cózar & Rodríguez (1999) diferenciaron tres unidades carboníferas constituidas tanto por materiales siliciclásticos como carbonatados: Unidad del Fresnedoso y Unidad de la Sierra del Castillo de edad Viseense superior y Unidad de San Antonio-La Juliana de edad Serpujoviense inferior, a la que pertenece el afloramiento estudiado.

La sección de La Cornuda se sitúa unos 6 km al NO de la localidad de Espiel, siendo sus coordenadas geográficas en la base 5° 6' 30" O y 38° 12' 40" N. Está constituida por una serie de afloramientos aislados entre sí y rodeados por campos de cereales que hacen que gran parte de los 500 m de potencia que presenta estén cubiertos o semicubiertos y constituidos probablemente por materiales de naturaleza lutítica o margosa, mientras que aquellos que afloran corresponden en su mayoría a niveles carbonatados y en menor medida a terrígenos. De los 11 tramos en los que se encuentra dividida la sección tan solo han aparecido corales rugosos identificables en dos de ellos, el 1 (3 metros) y el 7 (11 metros).

El tramo 1 corresponde en el campo a calizas bioclásticas constituidas por frecuentes corales rugosos solitarios y coloniales (fasciculados y masivos), fragmentos de crinoides y braquiópodos, que pasan lateralmente a niveles bioconstruidos con presencia de caliza de origen microbiano y corales rugosos. El tramo 7 presenta en sus primeros 2 metros un nivel de microconglomerados-conglomerados y, por encima, calizas encriníticas con escasos restos de corales rugosos.

El análisis en lámina delgada de las diferentes muestras recogidas en el campo ha permitido identificar tres tipos de microfacies en las que se encuentran englobados los corales rugosos estudiados (Gómez-Herguedas, 2003):

1. Mudstones-wackestones microbianos. Contienen muchos corales en posición de vida, aunque en los wackstones algunos aparecen también claramente removilizados; en esta microfacies se reconocen también fragmentos de braquiópodos, bivalvos, briozoos, foraminíferos, gasterópodos y placas de crinoides, así como un gran número de cavidades producidas por organismos de cuerpo blando. Entre otras especies de corales rugosos se han identificado

Diphyphyllum gracile, *Diphyphyllum fasciculatum*, *Guadialtia pseudocoloniae*, *Amygdalophyllum cornudensis* o *Haplolasma lamelliferum*. Así mismo, se han reconocido un Lithostrotiónido indeterminado y varias especies de un Axophyllido también sin determinar.

2. Grainstones-packstones de crinoides. Se componen mayoritariamente de placas de crinoides, que ocasionalmente constituyen el núcleo de ooides. Los corales rugosos también son abundantes y algunos parecen estar en posición de vida mientras que otros han sufrido algún tipo de removilización. Otros bioclastos frecuentes son briozoos, braquiópodos, foraminíferos y gasterópodos. Predomina la esparita sobre la micrita, lo que nos da una idea de la energía del medio, y existe además una selección por tamaños de la mayoría de los fragmentos, aunque también aparecen algunos con unas dimensiones mayores a la media. Las especies de corales rugosos que parecen estar en posición de vida son *Axophyllun* aff. *pseudokirsopianum*, *Melanophyllum* spp. y *Amygdalophyllum cornudensis*, mientras que las removilizadas son *Lithostrotion maccoyanum* y *Guadialtia pseudocoloniae*. Tanto en posición de vida como removilizada aparece otra especie perteneciente al Axophyllido indeterminado presente en la microfacies 1.

3. Packstones de oncoides. Los oncoides engloban tanto a corales rugosos como a braquiópodos y a gasterópodos. Están constituidos fundamentalmente por *Girvanella* y *Aphralysia*. En la matriz circundante abundan las placas de crinoides y en menor proporción fragmentos de briozoos y foraminíferos. Todos los corales que aparecen en esta microfacies se encuentran removilizados en mayor o menor medida. Entre las especies identificadas se encuentran *Clisiophyllum benziregense*, *Aulokoninckophyllum?* sp., *Lublinophyllum?* sp. o *Diphyphyllum?* sp. También se han reconocido varios ejemplares de una de las especies pertenecientes al Axophyllido indeterminado presente en la microfacies 1.

Los datos obtenidos del estudio paleoecológico de los corales así como de las diferentes microfacies identificadas han permitido establecer un medio sedimentario en donde es posible diferenciar tres subambientes muy próximos entre sí e interrelacionados unos con otros, que a modo de resumen serían:

1. Zonas relativamente tranquilas por debajo del nivel del oleaje o zonas de "sombra" con respecto al oleaje donde se desarrollarían comunidades microbianas junto con los corales, constituyendo pequeños parches o montículos que periódicamente se verían afectados por tormentas.

2. Medio de mayor nivel de energía que el anterior, o al menos de energía mucho más constante, producida con seguridad por el oleaje. Se trataría probablemente de una barra situada en parte por encima del nivel de base del oleaje y en parte entre el nivel de base del oleaje y el nivel de base de las tormentas.

3. Un ambiente menos definido que los anteriores, ya que no se trata de un ambiente *sensu stricto* sino de una zona de removilización o de acumulación en relación directa con el subambiente 1.

Referencias

- Cózar, P. & Rodríguez, S. 1999. Propuesta de nueva nomenclatura para las Unidades del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). *Boletín Geológico y Minero*, **110**, (3), 237-254.
- Gómez-Herguedas, A. 2003. *Estudio de los corales rugosos con diseipimentos del Serpujoviense (Mississippiense) de la sección de La Cornuda (Córdoba, España)*. Tesis de Licenciatura de la Universidad Complutense de Madrid, 1-180. (inédita).



Variabilidad craneométrica en homínidos: inferencias filogenéticas y paleoecológicas sobre los australopitecinos

Jiménez Arenas, J.M.¹, Pérez Claros, J.A.² y Palmqvist Barrena, P.²

¹ Departamento de Prehistoria, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Granada. Campus de Cartuja, s/n. 18071 Granada. jumajia@ugr.es

² Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, s/n. 29071 Málaga. ppb@uma.es; johnny@uma.es

La presente comunicación es el resultado de un estudio morfométrico bivariable y multivariable comparativo, a grandes rasgos, de la morfología craneana en los homínidos actuales y en las especies extintas de homínidos, en el que se trata de vislumbrar patrones anatómicos generales que faciliten una discusión sobre ciertos aspectos de la filogenia y la paleoecología de algunos representantes fósiles de Homininae.

A efectos de vislumbrar las tendencias generales que se pretenden poner de manifiesto, se ha tratado de incluir el máximo número de individuos, abarcando el mayor conjunto de taxa posibles. De esta forma, se intenta adoptar una visión cronológica lo más amplia posible y con las mínimas fisuras. De ahí que se hayan incluido los representantes del género *Homo* sobre los que no se discute en este trabajo, aunque su presencia en los análisis morfométricos comparativos permite ampliar el espacio de variación craneométrica considerado. Por ello, la evaluación de sus afinidades morfológicas en el contexto de sus relaciones filogenéticas con el resto de los especímenes analizados ha sido muy útil a nivel general.

Para caracterizar la variabilidad morfológica se han incluido los individuos en vez de las medias de las especies (separadas, o no, por sexos). De esta forma el

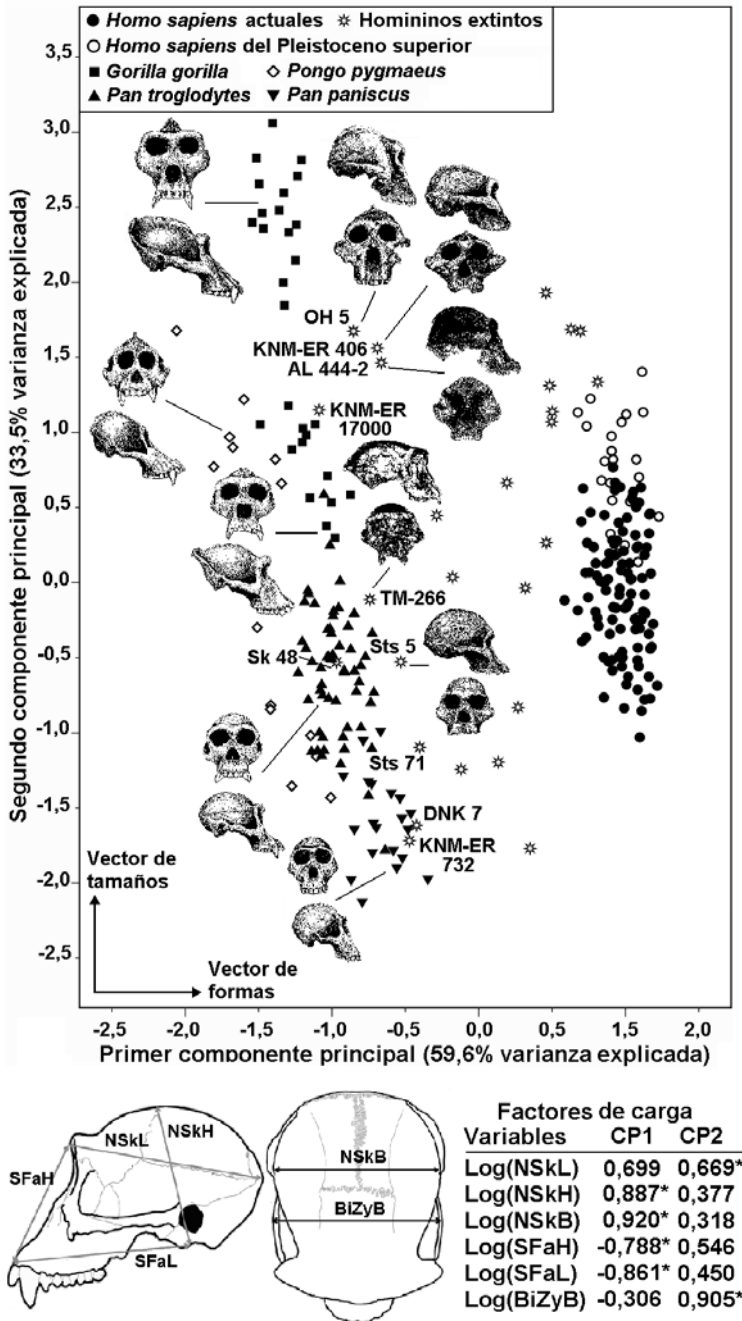


Figura 1. Proyección, en el plano definido por los dos primeros componentes principales, de la muestra de cráneos de homínidos y simios actuales analizados. Se muestran las seis variables métricas usadas para caracterizar la variabilidad craneana.

morfoespacio se amplía, dando cuenta de la heterogeneidad implícita en cualquier agrupación taxonómica. Por tanto, se tratará de estudiar la variabilidad craneométrica de los representantes de los géneros *Sahelanthropus* y *Australopithecus* (considerando dentro de este último también a *Paranthropus*) en el marco de referencia que suponen las especies actuales más cercanas a dicho clado.

El primero de los temas tratados versa sobre la filogenia de *S. tchadensis*. Esta especie es considerada por sus investigadores (Brunet *et al.*, 2002, 2005; Guy *et al.*, 2005; Zollikofer *et al.*, 2005) como el representante de Homininae más antiguo encontrado hasta el momento. Sin embargo, otros autores (Wolpoff *et al.*, 2002; Aherns, 2005) dudan de su inclusión en dicho clado.

El segundo de los temas se ocupa de las relaciones filogenéticas de *Australopithecus afarensis*. La razón de tal elección radica en haberse considerado esta especie como la candidata perfecta a ser la antepasada común a todas las especies de homínidos posteriores (vg., Johanson & White, 1979; Kimbel *et al.*, 2004). Tanto su cronología, en torno a 3,5 Ma, como su morfología, intermedia entre la que muestran los chimpancés actuales y los humanos anatómicamente modernos, contribuyeron -y siguen haciéndolo- a su estatus de ancestro común a todas las especies posteriores de Homininae. Pero, como ocurre en cualquier tema relacionado con la evolución humana, la controversia continúa. Así, autores como Olson (1985) y Falk *et al.* (2000), entre otros, apuntan a que las mayores afinidades de *A. afarensis* corresponden con los "australopithecinos robustos" del este de África.

Por último, y como apunte relacionado con la paleoecología, se tratará la cuestión del dimorfismo sexual en las dimensiones globales del cráneo de *A. boisei*, taxón que a la luz de los resultados obtenidos parece presentar un grado de dimorfismo extremo e inédito si lo comparamos con el de los taxa actuales de Hominoidea.

Referencias

- Ahern, J.C.M. 2005. Foramen magnum position variation in *Pan troglodytes*, Plio-Pleistocene hominids, and recent *Homo sapiens*: implications for recognizing the earliest hominids. *American Journal of Physical Anthropology*, **127**, 267-276.
- Brunet, M., Guy, F., Pilbeam, D., McKaye, H.T., Likius, A., Ahomta, D., Beauvilain, A., Blonel, C., Bocherens, H., Boiserie, J.R., De Bonis, L., Coppens, Y., Dejax, J., Denys, C., Dusinger, P., Einsenmann, V., Fanone, G., Fronty, P., Geradss, D., Lehmann, T., Lihoreau, F., Louchart, A., Mahamat, A., Merceron, G., Mouchelin, G., Otero, O., Peláez Campomanes, P., Ponce de León, M., Rage, J.C., Sapanet, M., Schuster, M., Sudre, J., Tassy, P., Valentin, X., Vignaud, P., Viriot, L., Zazzo, A. & Zollikofer, C. 2002. A new hominid from the Upper Miocene of Chad, Central Africa. *Nature*, **418**, 145-151.

- Brunet, M., Guy, F., Pibeam, D., Lieberman, D.E., Likius, A., Mackaye, H.T., Ponce de León, M.S., Zollikofer, C.P.E. & Vignaud, P. 2005. New material of the earliest hominid from the Upper Miocene of Chad. *Nature*, **434**, 752-755.
- Falk, D., Redmond, J.C., Guyer, J., Conroy, G.C., Recheis, W., Weber, G.W. & Seidler, H. 2000. Early hominid brain evolution: a new look at old endocasts. *Journal of Human Evolution*, **38**, 695-717.
- Guy, F., Lieberman, D.E., Pilbeam, D., Ponce de León, M., Likius, A., Mackaye, H.T., Vignaud, P., Zollikofer, C. & Brunet, M. 2005. Morphological affinities of the *Sahelanthropus tchadensis* (Late Miocene hominid from Chad) cranium. *PNAS*, **102**, 18836-18841.
- Johanson, D.C. & White, T.D. 1979. A systematic assessment of early African hominids. *Science*, **203**, 321-330.
- Kimbel, W.H., Rak, Y. & Johanson, D.C. 2004. *The skull of Australopithecus afarensis*. Oxford University Press, New York.
- Olson T.R. 1985. Cranial morphology and systematics of the Hadar Formation hominids and "*Australopithecus*" *africanus*. In: *Ancestors: the hard evidence* (Ed. E.C. Delson). Alan R. Lyss, New York, 102-119.
- Wolpoff, M.H., Senut, B., Pickford, M. & Hawks, J. 2002. *Sahelanthropus* or '*Sahelpithecus*? *Nature*, **419**, 581-582.
- Zollikofer, C.P.E., Ponce de León, M.S., Lieberman, D.E., Guy, F., Pilbeam, D., Likius, A., Mackaye, H.T., Vignaud, P. & Brunet, M. 2005. Virtual cranial reconstruction of *Sahelanthropus tchadensis*. *Nature*, **434**, 755-759.



Implicaciones paleoambientales de los microvertebrados del Pleistoceno Superior y Holoceno peninsular: nuevas aportaciones

López-García, J.M.¹, Cuenca-Bescós, G.² y Galindo-Pellicena, M.A.²

¹ Àrea de Prehistòria de la Universitat Rovira i Virgili (IPHES). Plaza Imperial Tarraco, 1. 43005 Tarragona. jlopez@prehistoria.urv.cat

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Paleontología, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna (Campus Universitario), 12. 50009 Zaragoza. cuencag@unizar.es; marian@argosaurus.com

El inicio del Pleistoceno Superior se hace coincidir con un aumento de las temperaturas que tuvo lugar en el Estadio Isotópico 5 (OIS 5), que produjo un descenso del nivel del mar hacía los 128 Ka B.P. Aguirre (1989) divide este periodo en dos partes: a) de los 128 Ka B.P. a los 35 Ka B.P., caracterizado por una fase

templada (interglaciario Riss-Würm) y una fría (Würm I y II) y b) a partir de los 35 Ka B.P. hasta los 10 Ka B.P., que se relaciona con la fluctuación climática benigna del Würm III-IV y el frío intenso del Würm IV.

Por otro lado, el Holoceno se extiende cronológicamente desde los 10 Ka B.P. hasta la actualidad y fue caracterizado a partir de numerosos datos geológicos: regresión de los glaciares, transgresiones marinas, paleotemperaturas, sedimentación en cuevas y abrigos y evolución de la vegetación a partir de evidencias polínicas (Renault-Miskovsky, 1986).

En el presente trabajo se han analizado los microvertebrados (Roedores, Insectívoros, Quirópteros y Anuros) de dos cavidades localizadas en la Sierra de Atapuerca (Burgos). La primera es la cueva de El Portalón con una secuencia estratigráfica perteneciente a la segunda mitad del Pleistoceno Superior. La segunda es la cueva de El Mirador con una secuencia estratigráfica antrópica holocena, que abarca desde el Neolítico antiguo hasta la Edad del Bronce.

Por otra parte, hemos incluido también los resultados obtenidos del estudio de los micromamíferos de la secuencia holocena de la cueva de El Mirón, situada en las proximidades de la localidad de Ramales de la Victoria (Cantabria). Estos trabajos que se encuentran reflejados en Altuna *et al.* (2004).

El objetivo principal de nuestro análisis es establecer una reconstrucción paleoambiental de los lugares citados anteriormente y sus inmediateces, mediante los resultados obtenidos de la interpretación de los restos recuperados de microvertebrados. Con ello además, pretendemos realizar una nueva aportación al conocimiento del paleoambiente y de los microvertebrados del Pleistoceno Superior y el Holoceno de la Península Ibérica, integrando nuestro trabajo con los existentes con anterioridad sobre esta temática.

A nivel biogeográfico podemos destacar la presencia de *Microtus oeconomus* en gran parte de la secuencia de la cueva de El Portalón y en los niveles inferiores de El Mirador. Este topillo es muy abundante en épocas frías durante el Pleistoceno Superior y, actualmente no se encuentra representado en la Península Ibérica, aunque persiste hasta época romana en la cueva de Amalda (Peman, 1990).

Por otro lado, cabe destacar la presencia de *Iberomys cabrae* en los niveles P1 y P10 de la cueva de El Portalón, una especie que en la actualidad tan sólo se encuentra representada en la zona de influencia mediterránea peninsular.

A nivel paleoecológico y paleoclimático hemos podido observar mediante los taxones estudiados un ambiente generalmente abierto y húmedo, junto con un clima relativamente fresco para los niveles del Pleistoceno Superior de El Portalón. Hecho que parece coincidir a grandes rasgos con lo que sucede durante el mismo periodo en el País Vasco y Cantabria (Sesé, 2005).

En el Holoceno de la Sierra de Atapuerca, representado por la secuencia de la cueva de El Mirador, nos encontramos ante un ambiente de tipo mixto y húmedo, con un aumento de la cobertura vegetal respecto al Pleistoceno Superior. Junto a ello, se observa un clima más templado que en el periodo anterior, que padece un ligero enfriamiento a comienzos de la Edad del Bronce, coincidiendo probablemente con el periodo que en cronología polínica se denomina Sub-Boreal.

Agradecimientos

Juan Manuel López García es beneficiario de una beca predoctoral (FIC) de la Generalitat de Catalunya, ayuda financiada por el Fondo Social Europeo. Los estudios sobre la microfauna de Atapuerca están financiados por la Junta de Castilla y León, Fundación Atapuerca, Fundación Duques de Soria, Instituto Aragonés de Empleo y proyectos de investigación del MCYT PB 96-1026.C03-02, BXX 2000-1258-C03-02, BOS 2003-08938-C03-01 y Grupos Consolidados DGA 2005-2006.

Referencias

- Aguirre, E. 1989. Vertebrados del Pleistoceno continental. *Mapa del Cuaternario de España, I.T.G.E.*, 47-69.
- Altuna, J., Cuenca-Bescós, G., Elorza, M., García-Pimienta, J.C., Lobo, J., Mariezkurrena, K., Pérez, M., Sanchiz, B., González, M. & Guy, L. 2004. Post-pleistocene faunas from the archaeological site of El Mirón cave (Ramales de la Victoria, Cantabria, Spain). In: *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre* (Eds. E. Baquedano & S. Rubio Jara). Volumen II. Paleontología. Museo Arqueológico Regional. Alcalá de Henares, 41-49.
- Peman, E. 1990. Los micromamíferos de la cueva de Amalda y su significado. Comentarios sobre *Pliomys lenki* (Heller, 1930) (Rodentia, Mammalia). In: *La cueva de Amalda (Zestoa, País Vasco). Ocupaciones paleolíticas y postpaleolíticas* (Eds. J. Altuna, A. Baldeón & K. Mariezkurrena). Volumen IV. Colección Barandiarán. Sociedad de Estudios Vascos. San Sebastián, 225-238.
- Renault-Miskovsky, J. 1986. *L'environnement au temps de la préhistoire. Méthods et modèles*. Masson, Paris. 1-200.
- Sesé. 2005. Aportación de los micromamíferos al conocimiento paleoambiental del Pleistoceno Superior en la Región Cantábrica. Nuevos datos y síntesis. *Monografías Museo de Altamira*, **20**, 167-200.



Paleoclimatología de Europa Occidental en el Aragoniense

López Guerrero, P.

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040, Madrid, Spain. paloma_lopez81@ya.com

El presente trabajo pretende hacer una revisión de la paleoclimatología de Europa Occidental durante el Aragoniense, centrándonos en las biocronozonas MN4, MN5 y MN6.

Para llevar a cabo los objetivos de este trabajo, se tomaron como áreas de estudio la cuenca de Madrid, la cuenca de Calatayud y las Molinas de Suiza. Se han comparado y estudiado los contextos geológicos de las zonas estudio y se ha tratado de poner en evidencia las diferencias más significativas. Se han estudiado 23 yacimientos, de los cuales 11 pertenecen a la Cuenca de Calatayud-Daroca, 8 son de la cuenca de Madrid y 4 pertenecen a Suiza. Con un total de 30 especies para Calatayud-Daroca, 22 para Madrid y 40 para Suiza. Así mismo, se realizaron estudios comparativos de abundancia relativa de especies del orden Rodentia.

Siguiendo a Daams *et al.* (1997); van der Meulen *et al.* (2005) y Rummel (1999) se han clasificado las especies encontradas según la clase de indicador ambiental: húmedo, ubicuo y seco. Se ha obtenido para cada yacimiento, una proporción de cada clase. Finalmente, se ha realizado una correlación temporal.

Entrando en el análisis de los indicadores ambientales, los resultados indican que la zona con un número mayor de indicadores de ambiente húmedo es Suiza, (25 especies) siendo Calatayud-Daroca la segunda (8 especies) y Madrid presenta el menor número (3 especies).

Por lo tanto, podemos decir que Suiza tenía un ambiente más húmedo que la Península Ibérica para el periodo de tiempo estudiado y que la cuenca de Madrid tenía un carácter árido más marcado que en la cuenca de Calatayud-Daroca.

Agradecimientos

La presente investigación se engloba dentro de los trabajos del Grupo de Investigación UCM-CAM 910607 sobre Evolución de Mamíferos y Paleoambientes Cenozoicos, dirigido por Marián Álvarez Sierra.

Referencias

Daams, R., Álvarez Sierra, M.A., van der Meulen, A. & Peláez-Campomanes, P. 1997. Los micromamíferos como indicadores de paleoclimas y evolución de las cuencas continentales. En: *Registros fósiles e historia de la Tierra*. (Eds. E. Aguirre, J. Morales & D. Soria). Cursos de verano de El Escorial, Editorial Complutense, Madrid, 281-296.

- van der Meulen, A., Peláez-Campomanes, P. & Levin, S.A. 2005. Age Structure, Residents, and Transients of Miocene Rodent Communities. *The American Naturalist*, **165**, 108-125.
- Rummel, M. 1999. Tribe Cricetodontini. In: *Land Mammals of Europe* (Eds. G. Rössner & K. Heissis). Verlag, München, 359-365.



Plantas y vertebrados terrestres del Cretácico Superior y Terciario basal en los Pirineos sur-centrales

López-Martínez, N.¹, Fernández-Marrón, M.T.², Torices, A.¹, y Fonollá, F.¹

¹ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. lopezmar@geo.ucm.es; atorices@geo.ucm.es; fonolla@geo.ucm.es

² Instituto de Geología Económica, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 28040 Madrid. emarron@geo.ucm.es

Depósitos del Cretácico Superior y Paleoceno inferior en los Pirineos sur-centrales (provincias de Huesca y Lleida) alcanzan unos 500 m de espesor para un intervalo de unos 9 millones de años. Restos de macro- y microfósiles de vertebrados y plantas aparecen en depósitos marinos y costeros de la Formación Arenisca de Arén y en la parte inferior de la Formación Tremp. Esta última está formada por lutitas rojas, areniscas y calizas que contienen los restos fósiles aquí estudiados. La interdentación de estas dos formaciones muestra una tendencia regresiva general desde sureste al noroeste, puntuada por cortos eventos transgresivos alrededor de la transición Campaniense-Maastrichtiense. El límite Cretácico-Terciario, localizado con datos bio-, magneto- y quimioestratigráficos, ocurre en la parte media de la Formación Tremp.

El registro fósil de las plantas asciende a 113 asociaciones palinológicas y dos de macrorestos vegetales. Las palinoasociaciones del Cretácico están dominadas por licopodios y helechos, sobre todo esporas triletes con una abundancia promedio del 60% que llega a alcanzar un 80% cerca del límite Cretácico-Terciario (KTb). No se ha encontrado el "pico" de helechos característico del KTb en otros continentes. La relación esporas/polen cae alrededor del 40% en depósitos del Daniense inferior. Las gimnospermas están representadas sobre todo por cicadáceas, araucarias, taxodiáceas, raros ginkgos, podocarpáceas y cheirolepidáceas, estas últimas ausentes en depósitos del Maastrichtiense superior y Paleoceno. Diversas angiospermas (palmeras, juglandáceas, mirtáceas, magnoliáceas, betuláceas, proteáceas y fagáceas) indican la existencia de bosques

perennifolios subtropicales estacionales. La proporción de normapólenes, típicas formas laurásicas, depende del muestreo (de 0 a 20%), pero aumenta en los depósitos más recientes donde disminuyen las formas gondwánicas (*Gabonisporites*). Una disminución en la diversidad de las asociaciones vegetales durante el Maastrichtiense, como se ha citado en algunas regiones, no es evidente en los Pirineos sur-centrales, donde los niveles del Cretácico más reciente contienen asociaciones de alta diversidad similares a las precedentes del Campaniense superior.

El registro de vertebrados terrestres asciende a 147 localidades que contienen asociaciones de huesos, huevos y huellas. Los vertebrados acuáticos son comunes (seláceos, peces óseos, cocodrilos, tortugas), los lagartos son raros y los dinosaurios dominan la fauna terrestre. Los mamíferos sólo han aparecido en una asociación del Daniense basal donde los dinosaurios están ausentes. Los depósitos del Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior están dominados por dinosaurios saurópodos titanosaurios, típicamente gondwánicos, que disminuyen de forma drástica en número en depósitos del Maastrichtiense superior aunque están presentes hasta el KTb. Los anquilosaurios y el ornitópodo *Rhabdodon* están ausentes en depósitos del Maastrichtiense superior, mientras que los hadrosaurios y los terópodos no avianos están presentes a lo largo de toda la sucesión, y son más abundantes al final del Cretácico. Los fósiles de dinosaurios desaparecen abruptamente por encima del límite Cretácico-Terciario, que no afecta de forma claramente apreciable al registro de plantas.

En conjunto, el registro de depósitos de paleoambientes costeros con restos de dinosaurios y plantas terrestres durante unos 9 millones de años a través del Cretácico Superior y hasta el inicio del Terciario muestra una notable diversidad, con bosques dominados por helechos, licopodios, cipreses de los pantanos, cicadáceas, palmeras y lauráceas en un clima cálido y húmedo. Un cambio de mayor presencia de taxones gondwánicos a laurásicos se detecta desde el Campaniense al Maastrichtiense. La brusca desaparición del registro de dinosaurios en la región coincide con el límite Cretácico-Terciario, que sin embargo apenas afecta a las asociaciones de plantas terrestres.

Agradecimientos

Agradecemos la ayuda prestada por el Dr. Carlos Jaramillo (Smithsonian Inst., Panamá), por D. Francisco Vicente (UCM) y por todos los miembros del equipo investigador del proyecto BTE2002-1430 (Ministerio de Educación y Ciencia).



Caracterización morfométrica del contorno de los cráneos de carnívoros mediante el análisis elíptico de Fourier e inferencias paleoecológicas

Martín Serra, A., Torregrosa, V., Figueirido, F., Palmqvist Barrena, P. y Pérez Claros, J.A.

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, s/n. 29071 Málaga. almarse@hotmail.com; torregrosa@uma.es; Francisco.Figueirido@uv.es; ppb@uma.es; johnny@uma.es

En este trabajo hemos caracterizado la forma del contorno de los cráneos en vista superior de numerosos ejemplares ($N = 299$) de 61 especies de carnívoros terrestres, lo que permite evaluar cómo se distribuyen las distintas familias dentro del morfoespacio resultante; además, se han introducido en el análisis algunas especies de félidos fósiles (básicamente macairodontinos) para establecer sus afinidades morfológicas y, con ello, efectuar inferencias sobre la paleoautoecología de estas formas extintas. Igualmente, el morfoespacio generado ha permitido caracterizar aspectos de la morfología craneana de la fosa (*Cryptoprocta ferox*), única especie de gran carnívoro que habita actualmente en Madagascar, así como de una especie extinta del género con mayor talla (*C. spelaea*) (Goodman *et al.*, 2004). Los resultados obtenidos indican una convergencia de diseño en estos carnívoros, emparentados con los vivérridos, hacia la anatomía craneana de los félidos.

Hemos partido de fotografías a escala en norma superior de los cráneos, tomadas de los especímenes de las colecciones osteológicas de diversas instituciones, como The British Museum (Londres) y Le Muséum national d'Histoire naturelle (París). Estas imágenes se transformaron usando un programa de edición de fotografías hasta obtener una imagen con el cráneo en negro y el fondo en blanco, en la que se calcularon de forma automatizada las coordenadas cartesianas de su contorno, que son las variables de entrada en los programas diseñados específicamente para calcular el área de las proyecciones y los valores ajustados de parámetros de la serie de Fourier.

Para caracterizar morfométricamente los cráneos se ha usado el análisis elíptico de Fourier, metodología que permite definir el contorno de curvas (en este caso cerradas) a partir de la superposición de elipses definidas por cuatro parámetros matemáticos (Rohlf, 1990). El número de elipses o armónicos que se introducen se elige arbitrariamente; conforme se ajuste un mayor número de armónicos, más precisa será la caracterización morfométrica, aun cuando si se eligen muchos se generará información redundante. Una forma de estimar cuántos armónicos se deben ajustar es calcular la amplitud de cada uno, lo que refleja su

importancia con vistas a describir la forma de la curva analizada; ahora bien, la amplitud disminuye cuanto mayor es el orden armónico, ya que los primeros dan una idea general de la forma de la curva y los posteriores informan sobre sus detalles geométricos. En nuestro análisis se han usado las amplitudes de los 10 primeros armónicos. La ventaja principal es su completa independencia del tamaño de los cráneos, razón por la que se calcularon también como variables la longitud y anchura máximas, el perímetro y el área de las proyecciones de los cráneos. Se ha introducido también un coeficiente de circularidad, calculado a partir del perímetro y el área según: $C = P^2 / (4\pi A)$ (Davis, 1986).

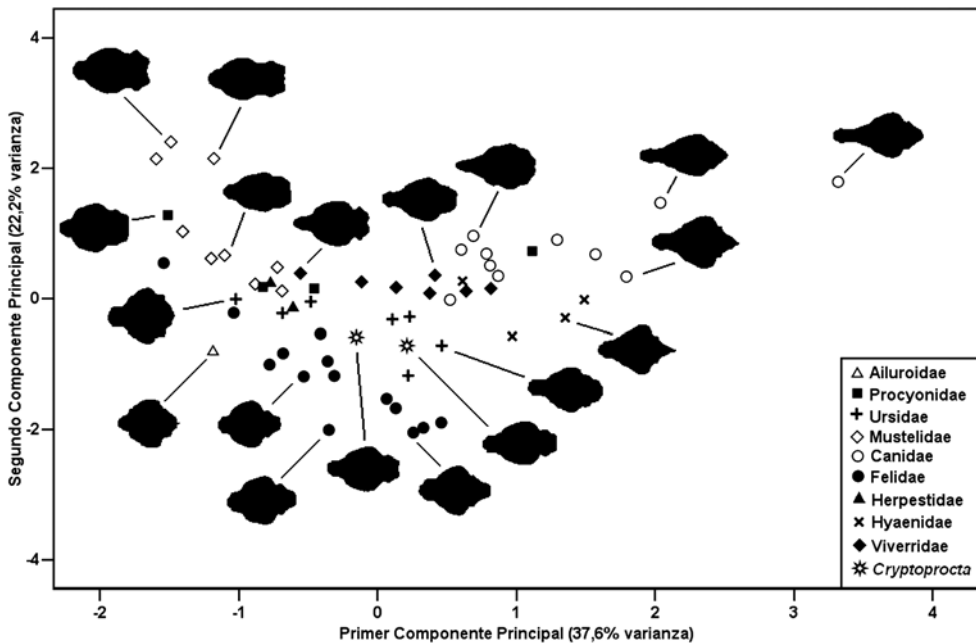


Figura 1. Proyección de las especies de carnívoros analizadas en el plano definido por los dos primeros componentes principales, obtenidos usando como variables las amplitudes de los diez primeros armónicos y el coeficiente de circularidad

El gráfico adjunto muestra las proyecciones de las especies analizadas en los dos primeros autovectores de un análisis de componentes principales, que dan cuenta aproximadamente de un 60% de la varianza original. A partir de este morfoespacio se observa claramente que las dos especies de vivérridos endémicos de Madagascar, *C. ferox* y *C. spelea*, se sitúan alejadas del resto de los vivérridos, en una posición intermedia entre estos últimos y los félidos, lo que probablemente refleje su adaptación a una dieta hipercarnívora, al tratarse de las especies de carnívoros con mayores dimensiones en la isla. También se observa la posición del

hiénido *Proteles cristatus* alejada de las otras tres especies de esta familia, lo que se debe a su dieta peculiar basada en invertebrados. Otra observación interesante es la posición relativa en el morfoespacio de los distintos cánidos; así, el más cercano al resto de las familias es el perro de matorral, *Speothos venaticus*, y ya en menor medida el lobo rojo de la India, *Cuon alpinus*, que presentan hocicos acortados como adaptación a una dieta más carnívora, mientras que el más alejado es el lobo etíope, *Canis simensis*, que tiene el hocico muy estrecho y alargado, posiblemente para alcanzar a los roedores de los que se alimenta en el interior de sus madrigueras. En los úrsidos se aprecia que el contorno del cráneo del oso polar, *Ursus maritimus*, se acerca más al de los félidos que en el caso del oso pardo, *Ursus arctos*, lo que posiblemente refleje el mayor contenido de carne en la dieta del primero; por otra parte, el oso panda, *Ailuropoda melanoleuca*, y el oso malayo, *Helarctos malayanus*, ambos con una alimentación básicamente herbívora, se acercan a la posición de algunos félidos, lo que se debe a la forma muy redondeada de su cráneo, al igual que ocurre en el panda rojo, *Ailurus fulgens*. Finalmente, los macairodontinos aparecen tanto en la región del morfoespacio ocupada por los félidos como en otras áreas del mismo, evidenciando una amplia variedad de diseños craneales.

Referencias

- Davis, J.C. 1986: *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2nd ed. John Wiley & Sons, New York.
- Goodman, S.M., Rasoloarison, R.M. & Ganzhorn, J.U. 2004. On the specific identification of subfossil *Cryptoprocta* (Mammalia, Carnivora) from Madagascar. *Zoosystema*, **26**, 129-143.
- Rohlf, F.J. 1990. Fitting curves to outlines. In: *Proceedings of the Michigan Morphometrics Workshop* (Eds. F.J. Rohlf & F.L. Bookstein). The University of Michigan Museum of Zoology, Special Publication, **2**, 167-177.



Adaptaciones del esqueleto postcranial de los bóvidos (Mammalia, Artiodactyla) a terrenos escarpados: evaluando la importancia del legado filogenético en ecomorfología

Mendoza García, M. y Palmqvist Barrena, P.

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, s/n. 29071 Málaga. mmendoza@fulbrightweb.org; ppb@uma.es

Scott (1985) fue pionera en el análisis de la morfología del esqueleto postcranial en los bóvidos, encontrando diferencias estadísticamente significativas entre las especies adaptadas a desenvolverse en ambientes montañosos y aquellas más corredoras que habitan en llanuras o colinas suaves. Conforme a sus resultados, los bóvidos de paisajes llanos despejados de árboles presentan extremidades con elementos distales comparativamente más alargados que los de ambientes escarpados. Sin embargo, ambos grupos de especies no constituyen muestras independientes desde el punto de vista taxonómico, por lo que los valores de significación de Scott (1985), así como los obtenidos durante décadas en diversos estudios ecomorfológicos, no son realistas (ver discusión en Felsenstein, 1985; Harvey & Pagel, 1991). En este caso en concreto, la mayor parte de las especies de montaña son miembros de la misma tribu (Caprini) y están, por lo tanto, filogenéticamente emparentadas.

En la figura adjunta se representa, en las gráficas de la fila superior, la relación entre la longitud de un elemento distal, el metacarpo (MC), y dos elementos proximales, el fémur (F) y la tibia (T), así como dos algoritmos (1.1 y 2.1) obtenidos mediante análisis discriminante por pasos, que recogen esta misma relación morfológica. Como se puede apreciar, de las doce especies de montaña, las cuatro que no se encuadran en la tribu Caprini son las únicas que las funciones discriminantes no consiguen reclasificar correctamente como adaptadas a tales medios. Así pues, las diferencias "estadísticamente significativas" encontradas por Scott (1985) son el resultado de considerar a todos los caprinos como muestras independientes. Esto no significa que la relación entre la longitud de los elementos distales y proximales no refleje una adaptación particular para vivir en terrenos escarpados, que incluso podría ser exclusiva de los caprinos. De hecho, lo único que se puede inferir es que la relación propuesta por Scott (1985) no es estadísticamente significativa.

Si podría, sin embargo, descartarse que dichas proporciones en los elementos del esqueleto apendicular constituyan una adaptación a desenvolverse en terrenos

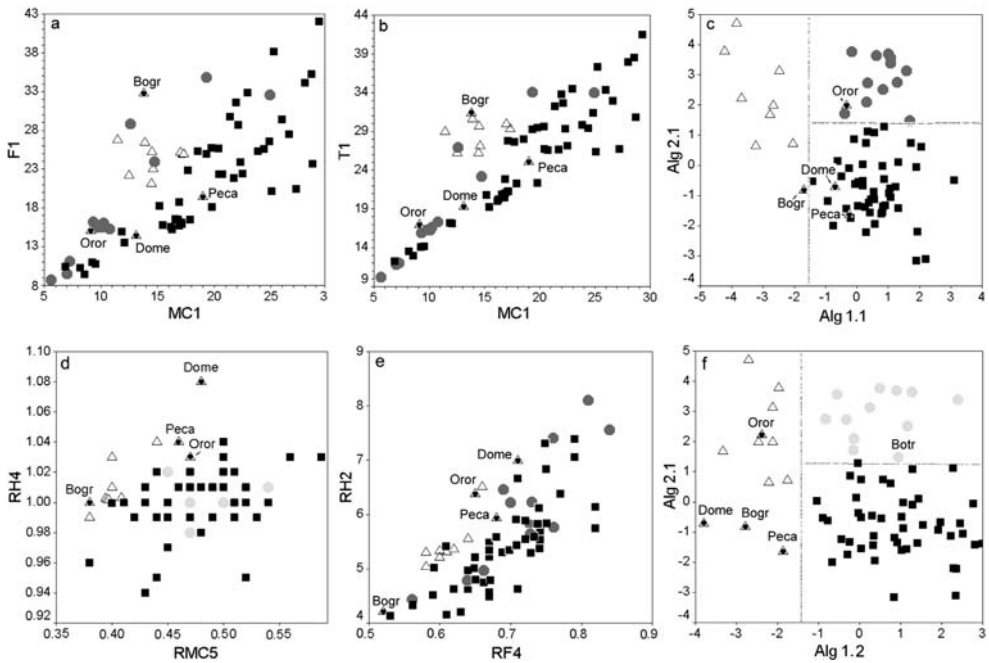


Figura 1. Las gráficas superiores (a-c) muestran la relación entre las longitudes del metacarpo (MC), el fémur (F) y la tibia (T), así como de dos algoritmos (1.1 y 2.1) obtenidos mediante análisis discriminante por pasos, que recogen esta misma información morfológica, en los bóvidos de ambientes llanos (cuadrados negros: especies que se desenvuelven en medios despejados de árboles; círculos grises: especies de medios forestados) y escarpados (triángulos). Las gráficas inferiores (d-f) muestran la relación entre distintas dimensiones articulares en relación a la longitud del radio, incluyendo también la longitud máxima del húmero y dos algoritmos (1.2 y 2.1) que recogen tales relaciones morfológicas. Peca: *Pelea capreolus*, Oror: *Oreotragus oreotragus*, Dome: *Dorcatragus melanotis*, Bogr: *Boselaphus tragocamelus*.

escarpados si hubiera una o más especies de caprinos que, estando adaptadas a vivir en llanuras, mostrasen también esas mismas proporciones. En la figura adjunta se muestra también, en las gráficas de la fila inferior, la relación entre las dimensiones articulares del fémur, el húmero y el tercer-cuarto metacarpiano, divididas por la longitud del radio, incluyendo también la longitud máxima del húmero y de dos algoritmos (1.2 y 2.1, que separan a las especies de ambientes escarpados de las restantes y, entre estas últimas, a las medios abiertos de las de cerrados, respectivamente) que recoge estas relaciones. Como se puede apreciar en ellas, tales proporciones caracterizan a todas las especies de montaña, por lo que es más probable que estén relacionadas con su adaptación (convergente o no) a desplazarse por terrenos escarpados. No se dan valores de significación, pues la relación filogenética entre las especies no permite calcular la probabilidad de una relación al azar entre las variables (morfología) y los grupos establecidos (adaptación).

Existen métodos, como el contraste filogenético, que posibilitan eliminar en parte los efectos del legado histórico común, aunque tan sólo permiten comprobar si se da una significación estadística. Así, en el caso de que no la haya, no se puede inferir la ausencia de relación ecomorfológica, sino sólo que esta relación no es contrastable estadísticamente. Cuando se obtiene una correlación significativa pese a haber eliminado el efecto filogenético (o incluso como consecuencia de ello), la relación entre morfología y adaptación sí queda demostrada. La estrategia propuesta en este trabajo para identificar los patrones morfológicos que caracterizan a las distintas adaptaciones ecológicas consiste, por una parte, en (i) relativizar las variables frente al tamaño, dividiéndolas por aquella que muestra una mayor correlación con la masa corporal, y, por otra, (ii) en ponderar a las especies de manera que cada grupo taxonómico (tribu o familia, en este caso) contribuya con un mismo número de especies, manteniendo a la vez constante el número total de especies, para (iii) analizar las variaciones en el nivel de significación de las variables mediante análisis discriminante por pasos, y (iv) por último, seleccionar los algoritmos (funciones discriminantes) que impliquen un menor número de variables, extremadamente significativas. Conviene aclarar que, a pesar de que los valores de significación de las variables no se corresponden con los valores reales de probabilidad, sí son una estimación de su contribución al proceso de discriminación.

Referencias

- Felsenstein, J. 1985. Phylogenies and the comparative method. *American Naturalist*, **125**, 1-15.
- Harvey, P.H. & Pagel, M.D. 1991. *The Comparative Method in Evolutionary Biology*. Oxford University Press, Oxford.
- Scott, K.M. 1985. Allometric trends and locomotor adaptations in the Bovidae. *Bulletin American Museum of Natural History*, **179**, 197-288.



Análisis de la variabilidad craneométrica en los homínidos: disparidad anatómica de los especímenes de Dmanisi y los primeros representantes del género *Homo*

Palmqvist Barrena, P.¹, Pérez Claros, J.A.¹ y Jiménez Arenas, J.M.²

¹ Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, s/n. 29071 Málaga. ppb@uma.es; johnny@uma.es

² Departamento de Prehistoria, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Granada. Campus de Cartuja, s/n. 18071 Granada. jumajia@ugr.es

La cronología de la primera llegada del género *Homo* a Europa occidental ha sido objeto de intensos debates durante las últimas décadas. Así, hasta mediados los noventa la mayor parte de los paleoantropólogos opinaba que no había evidencias de asentamientos humanos antes de 0,6-0,4 Ma, con la mayor parte de las localidades ubicadas en torno a 0,3-0,2 Ma. Ahora bien, desde inicios de la pasada década numerosas evidencias permitían anticipar ya una colonización más temprana del subcontinente europeo por los homínidos, entre ellas los restos fósiles e industrias líticas de la Gran Dolina de Atapuerca y Dmanisi o, ya con más reservas, las evidencias arqueológicas de los yacimientos de Orce en la cuenca de Guadix-Baza (Arribas & Palmqvist, 1999; Palmqvist *et al.*, 2005). Es a partir de estas fechas cuando tiene lugar un cambio de paradigma respecto a la cronología del primer poblamiento humano de Eurasia, que pasaría a situarse a finales del Plioceno. Los hallazgos se reparten en Asia por una amplia superficie geográfica, desde el Norte de África y el corredor levantino (industrias de Ain Hanech, Erk-el-Ahmar, Ubeidiyah y Yiron, ~2,4-1,4 Ma), el Cáucaso (cráneos humanos, mandíbulas e industrias de Dmanisi, Georgia, 1,81-1,77 Ma), el subcontinente indio (útiles líticos de Pabbi Hills y Riwat, ~2 Ma), Java (dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar de los cráneos de Mojokerto y Sangiran, 1,8-1,6 Ma) y China (industrias olduvayenses y posibles dientes humanos de Longgupo, 1,96-1,77 Ma; fósiles e industrias de Gongwangling, Jianshi, Luonan, Yuanmou y Majuangou, datados en hasta 1,7 Ma; útiles líticos de Nihowan, 1,5-1,1 Ma; protobifaces de Guangxi Zhuang, 0,8 Ma). A estas evidencias se les sumarían los descubrimientos en localidades europeas situadas próximas a la inversión magnética Bruhnes-Matuyama (Le Vallonnet, edad Jaramillo; Soleilhac, ~0,8 Ma; Ceprano, Isernia La Pineta y Monte Poggiolo, ~0,8-0,65 Ma; Pakefield, ~0,7 Ma; Gran Dolina y Sima del Elefante en Atapuerca, >0,78 y ~1 Ma, respectivamente; Fuente Nueva y Barranco León en Orce, ambas bajo Jaramillo), hallazgos que indican que la primera llegada del género *Homo* a la ribera norte del área circummediterránea se produjo durante el Pleistoceno inferior.

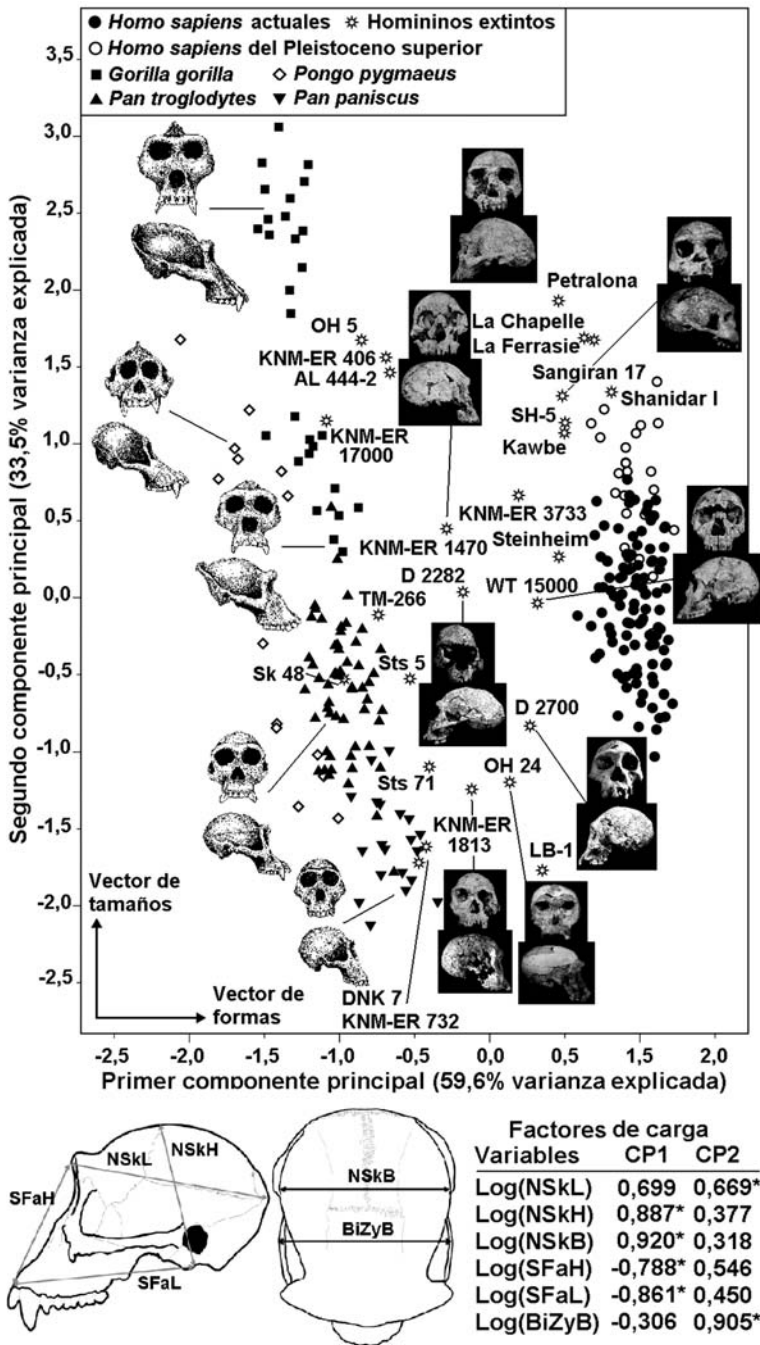


Figura 1. Proyección, en el plano definido por los dos primeros componentes principales, de la muestra de cráneos de homínidos y simios actuales analizados. Se muestran las seis variables métricas usadas para caracterizar la variabilidad craneana.

La mayor parte de las discusiones sobre este importante evento se han centrado en torno a la cronología de los primeros asentamientos, el tipo humano implicado y su tecnología lítica, dejando de lado aspectos relevantes como el escenario biogeográfico y el contexto ecológico en el que tiene lugar la salida del género *Homo* del continente africano, las adaptaciones específicas que facilitarían la expansión de su rango de distribución biogeográfica o las posibles rutas de dispersión que habrían seguido estas poblaciones (Arribas & Palmqvist, 1999).

Durante el transcurso de las excavaciones efectuadas bajo el enclave de la ciudad medieval de Dmanisi, próxima a Tbilisi (Georgia), han aparecido numerosos restos humanos asociados a útiles líticos olduvayenses y fósiles de grandes mamíferos del Villafranchiense. Dado que se trata de las evidencias de presencia humana a las puertas del continente europeo más antiguas conocidas, su estudio reviste especial importancia. En esta comunicación se analiza la variación craneométrica en humanos y hominoideos modernos, con vistas a efectuar inferencias filogenéticas sobre los restos de Dmanisi, efectuando comparaciones con la totalidad de cráneos fósiles de homínidos conservados en el registro con integridad anatómica suficiente para estimar las variables métricas. A estos efectos, conviene indicar que un estudio reciente sobre la anatomía de los cráneos de Dmanisi no ha permitido decantarse por un patrón consistente de afinidades fenéticas con alguno de los representantes tempranos del género *Homo* del registro africano (*H. habilis*, *H. rudolfensis* y *H. ergaster*) o con los *H. erectus* asiáticos (Rightmire et al., 2006).

El estudio se ha efectuado usando como especímenes de comparación una amplia muestra de cráneos de humanos anatómicamente modernos (*Homo sapiens*, $N = 136$) y de las cuatro especies de grandes simios, el gorila (*Gorilla gorilla gorilla*, $N = 30$), el chimpancé (*Pan troglodytes schweinfurthii*, $N = 25$; *P. t. verus*, $N = 16$; *P. t. troglodytes*, $N = 28$), el bonobo (*Pan paniscus*, $N = 22$) y el orangután (*Pongo pygmaeus*, $N = 14$). Para caracterizar los principales aspectos de la anatomía craneana se emplearon seis variables métricas, la longitud y altura de la cara (SFaL y SFaH, medidas como las distancias basio-prostio y nasio-prostio, respectivamente), la longitud, altura y anchura del neurocráneo (NSkL, NSkH y NSkB, medidas como las distancias glabella-opistocráneo, basio-bregma y la anchura máxima biparietal, respectivamente) y la anchura bicigomática (BiZyB).

Los resultados obtenidos en un análisis de componentes principales sobre la semimatriz de correlaciones entre estas seis variables básicas, transformadas logarítmicamente, permiten caracterizar con precisión el morfoespacio de los cráneos de homínidos extintos y vivientes a partir de los dos primeros autovectores, que dan cuenta de más del 93% de la variancia original de estas variables métricas (Fig. 1). Conforme a su proyección en el diagrama definido por ambos componentes, interpretables en función de sus factores de carga como un eje

de formas y otro de tamaños, los especímenes de Dmanisi muestran una mayor afinidad con los representantes de *H. habilis* s.l. que con los de *H. ergaster*; concretamente, el cráneo D 2282 toma unos valores próximos a los del espécimen KNM-ER 1470 (*H. rudolfensis*), mientras que las dimensiones craneanas del ejemplar D-2700 se parecen más a las de los cráneos KNM-ER 1813 y OH 24 (*H. habilis* s.e.). Tales resultados abren, pues, la discusión a si serían dos especies diferentes las que participaron en el primer evento de dispersión humana desde el continente austral o si se trataría de una única especie con un grado extremo de dimorfismo sexual (e insólito para el género *Homo*), interpretación esta última que resulta más parsimoniosa y que, en nuestra opinión, es corroborada por los resultados obtenidos en un estudio reciente sobre la variabilidad anatómica en las mandíbulas de Dmanisi (Skinner *et al.*, 2006).

Referencias

- Arribas, A. & Palmqvist, P. 1999. On the ecological connection between sabre-tooths 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.
- Palmqvist, P., Martínez-Navarro, B., Toro, I., Espigares, M.P., Ros-Montoya, S., Torregrosa, V. & Pérez-Claros, J.A. 2005. A re-evaluation of the evidence of human presence during Early Pleistocene times in southeastern Spain. *L'Anthropologie*, **109**, 411-450.
- Rightmire, G.P., Lordkipanidze, D. & Vekua, A. 2006. Anatomical descriptions, comparative studies and evolutionary significance of the hominin skulls from Dmanisi, Republic of Georgia. *Journal of Human Evolution*, **50**, 115-141.
- Skinner, M.M., Gordon, A.D. & Collard, N.J. 2006. Mandibular size and shape variation in the hominins at Dmanisi, Republic of Georgia. *Journal of Human Evolution*, **51**, 36-49.



Análisis de las relaciones entre la fosa zigomática, el área de la dentición postcanina y el volumen endocraneal en homínidos: inferencias paleoecológicas y evolutivas

Pérez-Claros, J.A.¹, Jiménez-Arenas, J.M.² y Palmqvist-Barrena, P.¹

¹ Departamento de Ecología y Geología. Facultad de Ciencias. Univ. De Málaga. Campus de Teatinos s/n. 29071 Málaga. Johnny@uma.es; ppb@uma.es

² Departamento de Prehistoria, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Granada. Campus de Cartuja, s/n. 18071 Granada. jumajia@ugr.es

Las relaciones evolutivas entre el desarrollo del aparato masticador y el del neurocráneo quizás sean uno de los aspectos de la evolución humana que se ha explorado comparativamente menos desde un punto de vista biomecánico, pese a haber sido objeto de numerosos estudios anatómicos o morfológicos (vg., Rak, 1983). En una obra reciente, Aiello y Dean (2002) apuntaban la posibilidad de la existencia de una relación entre la anchura máxima de la fosa zigomática o foramen temporal (esto es, la distancia entre el arco cigomático y el frontotemporal) y la expansión del tamaño del cerebro. Esta comunicación tiene como objetivo documentar las relaciones métricas existentes entre las dimensiones de la fosa zigomática, el área de la dentición postcanina y el volumen endocraneal para un conjunto de 38 especímenes fósiles atribuidos a 15 especies de homínidos.

La fuerza que puede ejercer un músculo es proporcional a su sección y, por ello, el área de la fosa zigomática es un buen indicador de la fuerza de aducción del músculo temporal, que atraviesa esta superficie hasta su inserción en el proceso coronoides de la mandíbula (vg., Christiensen & Adolfssen, 2005). En los primates, las dimensiones del conjunto de los músculos que intervienen en la masticación se escalan isométricamente con la masa corporal (Cachel, 1984). Para obtener una estimación de la fuerza de entrada en la mandíbula se utiliza el momento de dicha fuerza, que se halla multiplicando el área de la fosa zigomática por la distancia entre el cóndilo de articulación mandibular y el extremo del proceso coronoides, distancia que estima el brazo de palanca del músculo temporal. En los primates dicho momento y la anchura de la fosa zigomática muestran un grado de correlación muy alto ($r = 0,99$) y se ha asumido, en consecuencia, que esta última es una buena aproximación de la fuerza de entrada. Las regresiones efectuadas con los logaritmos del volumen endocraneal sobre los del área de la dentición postcanina y sobre los del área de la fosa zigomática muestran pendientes negativas y muy significativas en ambos casos ($p < 0,001$), tanto para los individuos como para las medias de las especies (Fig. 1). Los resultados obtenidos indican, pues, que el volumen endocraneal de las distintas especies de

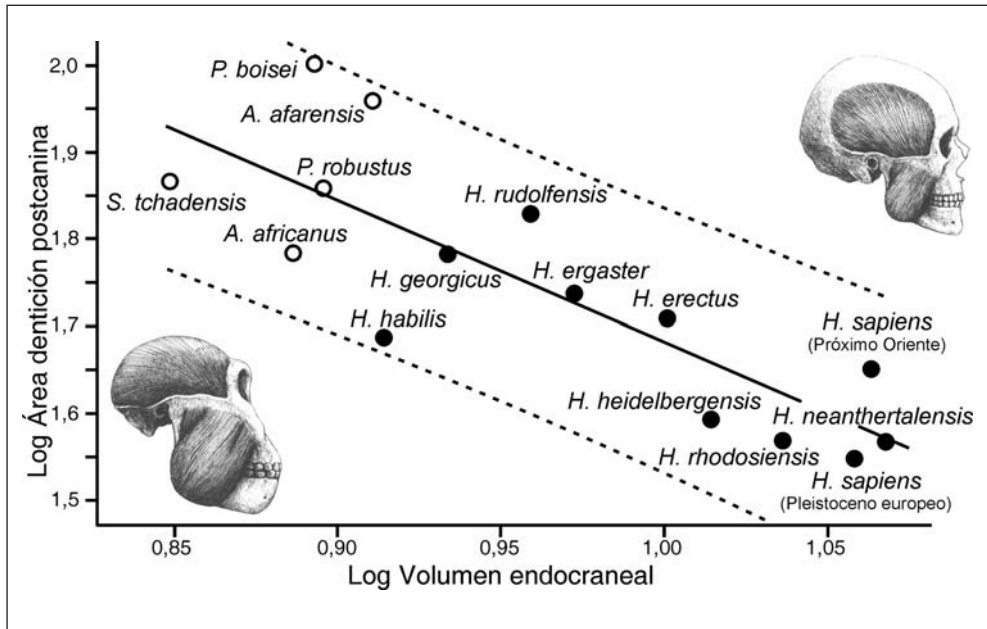


Figura 1. Logaritmo decimal del área de la dentición postcanina frente al logaritmo decimal del volumen endocraneal para los valores medios de distintas especies de homínidos (círculos blancos: australopitecinos; círculos negros: especies del género *Homo*). Las líneas discontinuas muestran el intervalo de confianza del 95% en torno a la recta de regresión. Dibujos de Mauricio Antón.

homininos decrece aproximadamente a la potencia $-1,5$ de la anchura de la fosa zigomática, mientras que sólo lo hace en torno a la potencia $-0,7$ del área de la dentición postcanina.

Homo rudolfensis es la especie que presenta una mayor superficie en su dentición postcanina, en relación a su volumen endocraneal, representada en este estudio por dos individuos, uno para el volumen endocraneal (KNM-ER 1470) y otro para el área de la dentición postcanina (KNM-ER 1590); conviene recordar aquí que esta especie muestra ciertas similitudes en el aparato masticador con los australopitecinos robustos, consideradas como homoplasias por Wood (1992). En términos absolutos, su área de dentición postcanina sólo se ve superada por las de *Paranthropus boisei* y *Australopithecus garhi*. *P. robustus* también se sitúa por encima de la recta de regresión, aunque no muy alejado de ella. Los australopitecinos gráciles se proyectan bajo la recta de regresión, con *A. afarensis* ligeramente por debajo de *A. africanus*. Los primeros representantes del género *Homo* exhiben una gran variabilidad y, si exceptuamos a *H. rudolfensis*, parece producirse un hiato entre los australopitecinos gráciles y estos últimos. El resto de homínidos se ajustan bien a la recta de regresión, mostrando una menor área postcanina conforme aumentan sus dimensiones endocraneales. El escenario es aproximadamente el mismo en lo concerniente a la relación entre el volumen endocraneal y la anchura

de la fosa zigomática, aunque en este caso son *A. afarensis* y *P. boisei* las especies que más se desvían de la recta de regresión, al mostrar una anchura de la fosa zigomática muy elevada para su volumen endocraneal.

Los neandertales y los humanos anatómicamente modernos del Pleistoceno superior son las especies que están representados por un mayor número de individuos en este análisis, destacando entre estos últimos la enorme variabilidad en la anchura de la fosa zigomática (mayor incluso que el rango de variación presente en neandertales, con Tabun 1 como el espécimen que presenta la menor anchura y La Chapelle-aux-Saints en el lado opuesto).

Cabe preguntarse entonces sobre las posibles causas e implicaciones adaptativas de la pérdida de potencia masticatoria durante el transcurso de la evolución humana, así como sobre la reducción del área oclusal de la dentición yugal disponible para la masticación a medida que se incrementaba el tamaño del cerebro en las especies de homínidos. En otras palabras, ¿por qué conforme aumentaba la inteligencia se masticaba peor? La respuesta podría estar en el modelo de Aiello & Wheeler (1995), denominado como “*expensive tissue hypothesis*”. Así, el mantenimiento del gran cerebro de *H. sapiens* implica un enorme coste, pues aunque representa sólo un 2,5% de la masa corporal, su consumo de glucosa asciende al 22% de la tasa metabólica basal. En función de tan desmesuradas exigencias energéticas, el cerebro compite con el tubo digestivo y otros órganos, como el corazón, los riñones o el hígado, por el gasto metabólico; el tamaño de los tres últimos no se puede reducir, obviamente, lo que llevó ineludiblemente a que las dimensiones del tracto digestivo del género *Homo* fuesen más propias de un carnívoro que de un herbívoro (en *H. sapiens* el cerebro es tres veces mayor al esperable en un simio antropomorfo, mientras que el peso del sistema digestivo representa tan sólo un 58% frente al esperado en un primate de su tamaño). Por ello, el desarrollo cerebral en los homínidos estuvo ineludiblemente asociado a la adaptación progresiva a una dieta más carnívora, único recurso que podía satisfacer las elevadas necesidades energéticas de este órgano, el más exigente para el metabolismo animal, lo que a su vez conllevó una reducción gradual de la dentición postcanina.

Cabría preguntarse, entonces, si la expansión cerebral y su vinculación alimenticia determinaron, indirectamente, que fuese una especie temprana del género *Homo* (y no un australopitecino) la primera en dispersarse desde el continente austral hacia Eurasia, en la medida en que dicho cambio en la dieta tendría profundas implicaciones sobre el territorio a prospectar en la búsqueda de recursos, el tamaño del grupo, los avances tecnológicos y, en definitiva, el grado de socialización del conocimiento.

Agradecimientos

Agradecemos al Prof. Plavcan el cedernos su base de datos métrica de las especies de primates actuales.

Referencias

- Aiello, L.C. & Wheeler, P. 1995. The expensive tissue hypothesis: the brain and the digestive system in human and primate evolution. *Current Anthropology*, **36**, 199-221.
- Aiello, L. & Dean, C. 2002. An Introduction to Human Evolutionary Anatomy. Academic Press, San Diego.
- Cachel, S. 1984. Growth and allometry in primate masticatory muscles. *Archives of Oral Biology*, **29**, 287-293.
- Christiansen, P. & Adolphsen, J.S. 2005. Bite forces, canine strength and skull allometry in carnivores (Mamalia, Carnivora). *Journal of Zoology*, **266**, 133-151.
- Rak, Y. 1983. *The Australopithecine Face*. Academic Press, New York.
- Wood, B.A. 1992. Early hominid species and speciation. *Journal of Human Evolution*, **22**, 351-365.



Response of Upper Jurassic foraminiferal assemblages to a shelf trophic gradient: paleoenvironmental bioindicator of trophic conditions (Prebetic Zone, Southern Spain)

Reolid, M.

CEAMA, Universidad de Granada, Avenida del Mediterráneo s/n. 18006 Granada Spain. mreolid@ugr.es

The analysis of benthic foraminiferal assemblages, and the shell type and life habit of the foraminifera of neritic shelf environments, reveals fluctuations related to variations in sedimentation rate, organic matter content and oxygenation degree. Nutrients in distal mixed carbonate-siliciclastic settings of the Prebetic Zone (Southern Spain) were mainly derived from inner-shelf exportation. Two domains have been studied, the Internal Prebetic representing outer-shelf environment and External Prebetic which represent the mid-shelf environment.

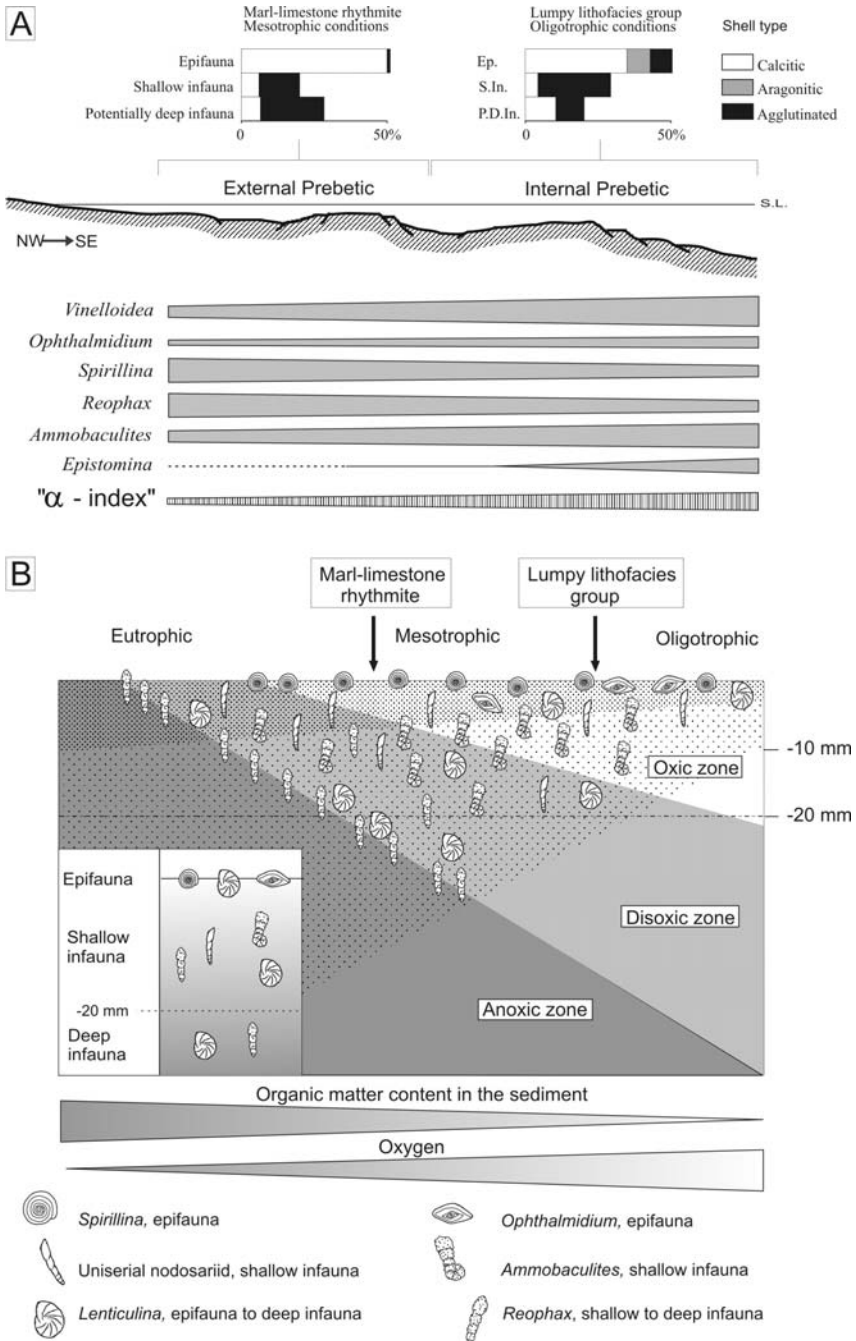


Figure 1. A. Mean composition of the foraminiferal assemblages from the External and Internal Prebetic according to life habit and shell type, as well as the distribution of the main genera and diversity. **B.** Model of distribution of foraminifera according to organic matter and oxygen in the sediment.

The mean composition of the foraminiferal assemblages from lumpy lithofacies group of Internal Prebetic is constituted by *Textulariina* (42%), *Lagenina* (15%), *Miliolina* (15%), *Spirillinina* (13%) and others. The dominant genera are *Ammobaculites* (24%), *Ophthalmidium* (15%), *Spirillina* (13%), *Lenticulina* (10%), *Reophax* (9%) and *Epistomina* (8%).

The marl-limestone rhythmite lithofacies of the External Prebetic present a mean assemblage constituted by *Textulariina* (37%), *Spirillinina* (35%), *Lagenina* (12%), *Miliolina* (8%) and others. The dominant genera are *Spirillina* (35%), *Reophax* (21%), *Ammobaculites* (14%), *Ophthalmidium* (7%) and *Lenticulina* (6%).

Distal settings in the Prebetic revealed significant differences according to within-shelf location and local environment during Oxfordian times. Outer-shelf settings received lesser input of nutrients (oligotrophic conditions) and accumulated lesser organic matter on relatively consistent substrates (the lumpy lithofacies group) showing dominance of calcitic epifaunal foraminifera (Fig. 1A and B), frequently sessile forms. Mid-shelf settings under higher sedimentation rate and nutrient influx (low mesotrophic conditions) favoured potentially deep infaunal forams (mainly *Reophax* and *Lenticulina*) in unconsolidated substrates (the marl-limestone rhythmite lithofacies) with instable redox boundary.

The benthic foraminiferal assemblages increase in both diversity and number of genera of the trophic nuclei from External to Internal Prebetic. This trend is related to an increase of oxygenation degree and a decrease of nutrients in the sediment. Additionally, foraminiferal assemblages show an augment of epifauna from mesotrophic to oligotrophic conditions.



Microfacies and microfossil assemblages from the Oolithe corallienne de Pagnoz Formation (French Jura, Oxfordian): stratigraphic fluctuations in a shallowing upward sequence

Reolid, M.¹, Gaillard, C.² and Lathuilière B.³

¹ CEAMA, Universidad de Granada, Avenida del Mediterráneo s/n. 18006 Granada. Spain. mreolid@ugr.es

² UMR 5125 Paléoenvironnements & Paléobiosphère, Université Claude Bernard Lyon-1. 2-rue Dubois. 69622 Villeurbanne. France.

³ UMR CNRS 7566 Laboratoire G2R Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques, Université Henri Poincaré, Nancy 1 BP 239. 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France.

We analysed the microfacies are differentiated: a) wackestone of bioclasts, b) grainstone of intraclasts, c) grainstone of ooids, d) grainstone of ooids and intraclasts, e) grainstone of ooids and oncoids and f) grainstone of peloids, ooids and intraclasts.

Foraminiferal assemblages are composed of 39 genera. Agglutinated foraminifera (Textulariina) include Lituolacea (e.g. *Ammobaculites*, *Nautiloculina*, *Placopsilina*), Verneuilinacea (e.g. *Gaudryina*, *Verneuilinoides*), Hormosinacea (e.g. *Reophax*), Textulariaceae (e.g. *Redmondoides*) and Loftusiacea (e.g. *Rectocyclammina*). Calcareous foraminifera comprise forms with calcitic perforated (Lagenina and Spirillinina), porcelaneous (Miliolina) and aragonitic walls (Involutinina and Robertinina). Dominant calcareous genera include *Vinelloidea*, *Lenticulina* and *Quinqueloculina*. The mean composition is dominated by agglutinated forms (82%) and a minority of calcitic (14%) and aragonitic (4%) forms. Microbes and sessile foraminifera (*Vinelloidea*, *Placopsilina*, *Lithocodium*, *Tolypammina* and *Bullopore*) are the main components of the encrustations. Other encrusters are serpulids, "algae" (*Cayeuxia*, "*Solenopora*", *Bacinella*, *Thaumatoporella* and *Girvanella*), bryozoans and *Koskinobullina*. Encrustations by serpulids and bryozoans are mainly located in the lower part of the section and algal encrustations in the upper part.

Microfossil assemblage is typical from shallow subtidal environments with frequent debris of "algae" (*Cayeuxia*, "*Solenopora*", *Thaumatoporella*, *Bacinella*, *Girvanella* and *Terquemella*) and foraminifera such as *Nautiloculina oolithica*, *Redmondoides lugeoni*, *Ammobaculites coprolitifformis*, *Troglotella incrustans*, miliolids and complex-walled agglutinated forms (mainly *Rectocyclammina*) as well as the scarcity of *Tubiphytes* and *Terebella*. Increasing upward record of debris of algae and *Nautiloculina*, as well as diminution of serpulids, bryozoans, nodosariids and ophthalmidiids are compatible with the shallowing upward

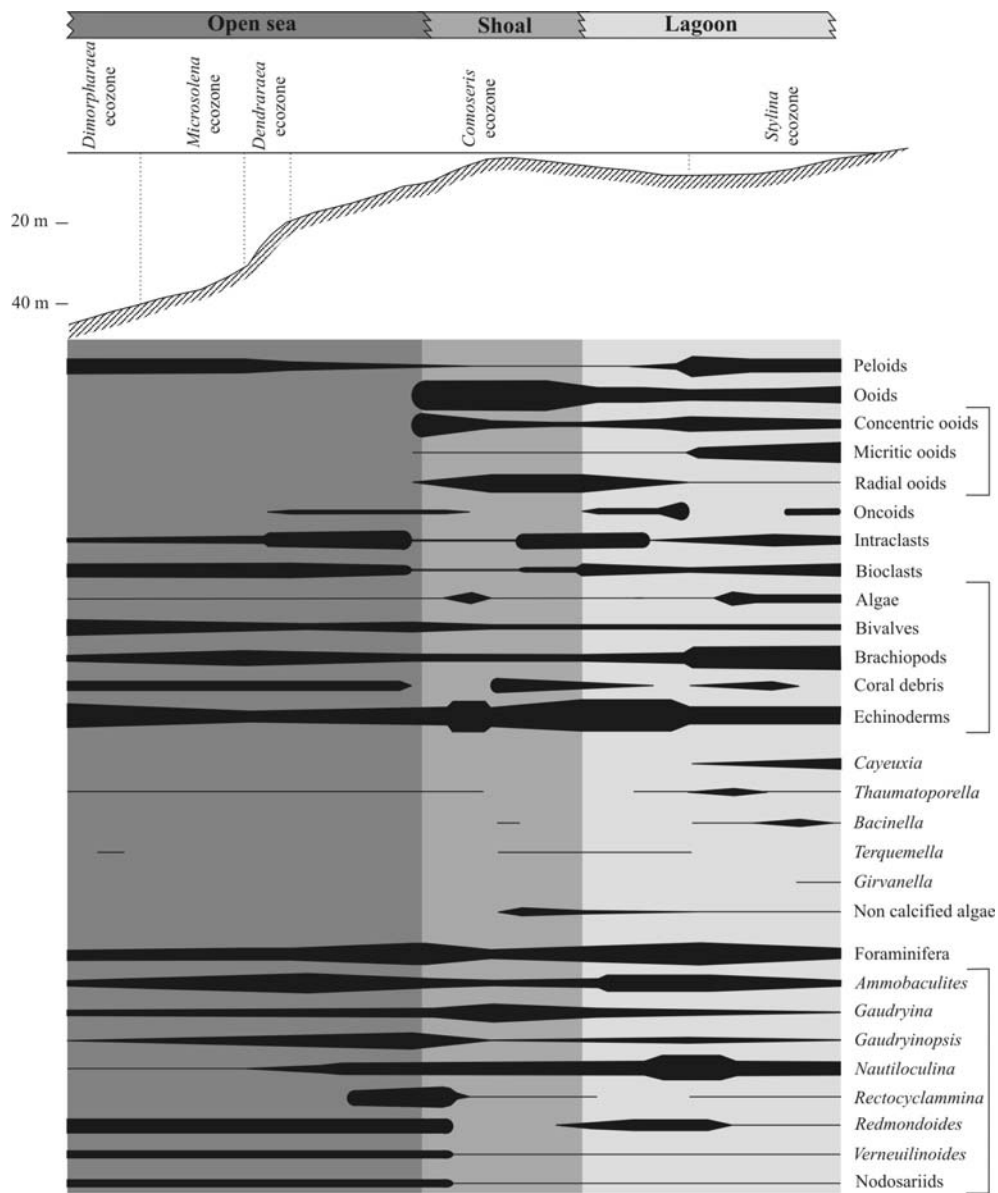


Figura.1 - Distribution of grains, algae and foraminifera according to the reefal zonation.

sequence interpreted and the development of lagoon conditions.

Two main environmental phases may be differentiated in the section. The first one represents a deeper subtidal with open shelf development, while the second one is a shallow subtidal environment with evolution from winnowed to more restricted conditions. The boundary between these phases is related to the abrupt apparition of the ooids in the microfacies. Herringbone structures point to energetic water environment dominated by tidal dynamics. Microfabrics of radial to concentric ooids correspond to higher energy environments related to an oolitic shoal. The shallowing upward trend indicated by stratigraphic distribution of the biotic and abiotic traits laterally corresponds to a transect from open-shelf to lagoon environments with a central position for an oolitic shoal. The stratigraphic distribution of microfacies and microfossil assemblages confirms the local model of the Oxfordian inner shelf for the French Jura of the Ornans Plateau, previously proposed from the coral zonation (Fig. 1).

References

- Lathuilière, B., Gaillard, C., Habrant, N., Bodeur, Y., Boullier, A., Enay, R., Hanzo, M., Marchand, D., Thierry, J. & Werner, W. 2005. Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura. *Facies*, **50**, 545-559.



El paisaje vegetal del yacimiento arqueopaleontológico de Pinilla del Valle (Madrid): análisis polínico de la Cueva de la Buena Pinta

Ruiz Zapata, M.B.¹, Gómez González, C.¹, Gil García, M.J.¹, Baquedano, E.²,
Pérez-González, A.³ y Arsuaga, J.L.⁴

¹ Departamento de Geología, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares. blanca.ruiz@uah.es

² Museo Arqueológico Regional. Plaza de Las Bernardas s/n. 28801 Alcalá de Henares. Enrique.baquedano@madrid.org

³ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid. alfredo.perez@ucm.es

⁴ Centro (UCM-ISCI) de Evolución y Comportamiento Humano. Instituto de Salud Carlos III. C/ Sinesio Delgado, 6, Pabellón 14. 28029 Madrid. j.arsuaga@isciii.es

Se ha estudiado, desde el punto de vista palinológico, el relleno sedimentario de la cueva de la Buena Pinta (Pinilla del Valle, Madrid). Dicho relleno, por su contenido en fauna e industria lítica (Márquez & Baquedano, com. oral), queda ubicado en la edad del Bronce, tal y como lo corroboran las dataciones radiométricas de C¹⁴ (con anterioridad a 5740±5600 cal BP). Los resultados obtenidos han puesto de manifiesto el desarrollo progresivo de un paisaje abierto, como respuesta a la instalación de unas condiciones climáticas de carácter cálido y seco.

El bosque original, de *Quercus-p* y *Quercus-c*, *Olea*, *Corylus* y taxones riparios como *Salix* y *Alnus*, presenta en la base del diagrama polínico los primeros síntomas de deterioro, dando paso a una fase caracterizada por el dominio del matorral, constituido por *Juniperus* y en menor medida Ericaceae y Rosaceae, y con una disminución generalizada de los taxones arbóreos tanto de carácter local como regional (*Pinus*). El descenso de la humedad ambiental queda patente a través de la caída porcentual de los taxones riparios. En la fase siguiente, dominada por el estrato herbáceo, tiene lugar la expansión de Chenopodiaceae, de Asteraceae tubuliflorae y finalmente de Asteraceae liguliflorae. Estas tres fases son el resultado de las fluctuaciones en la tasa de humedad, detectadas a través de las variaciones cualitativas y cuantitativas de los taxones riparios y acuáticos. Estos cambios también pueden ser debidos a la existencia de distintas fases en la ocupación del territorio, tal y como lo expresan las presencias de los taxones herbáceos nitrófilos (*Rumex* y *Plantago lanceolata*) así como los de posible interés económico (Apiaceae, Fabaceae, Boraginaceae y Brassicaceae). A ello se une el desarrollo de palinomorfos no polínicos indicadores de la ocupación de territorio (T-351) y de fenómenos erosivos posiblemente asociados a la deforestación

del entorno (*Glomus*); las presencias puntuales de los tipos no polínicos T-3B y *Concentriciste* podrían estar relacionadas con las fluctuaciones detectadas en la tasa de humedad.

La secuencia culmina con una expansión del bosque regional de *Pinus*, el cual va a actuar de pantalla para la decantación de la lluvia polínica de los taxones arbóreos de carácter local e impedir, debido a las características de su sotobosque, el desarrollo del estrato arbustivo; se detecta una mayor representación cualitativa de los taxones acuáticos, de los microfósiles no polínicos T-207 y T-113, así como un descenso en los taxones herbáceos de carácter nitrófilo.



Efectos de la actividad antrópica y del clima en la evolución del paisaje vegetal durante el Holoceno Reciente en el Valle del Lozoya (Rascafría, Sierra de Guadarrama, Madrid)

Ruiz Zapata, M.B.¹, Gómez González, C.¹, López Sáez, J.A.²,
Gil García, M.J.¹ y Vera, M.S.³

¹ Departamento de Geología, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares. blanca.ruiz@uah.es

² Laboratorio de Arqueobotánica, Departamento de Prehistoria, Instituto de Historia. CSIC. C/ Duque de Medinaceli, 6. 28014 Madrid. alopez@ih.csic.es

³ Departamento de Química Analítica, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares. soledad.vera@uah.es

Se presentan los datos de carácter polínico procedentes de un testigo obtenido en una formación higroturbosa de origen periglacial situada en el Término municipal de Rascafría (Valle del Lozoya, Madrid). El objetivo principal de este trabajo es reconstruir la evolución de la vegetación en el área durante el Holoceno Reciente.

Los resultados obtenidos reflejan la existencia de un paisaje vegetal dominado por el estrato herbáceo, constituido fundamentalmente por Cichorioideae, Asteraceae, Chenopodiaceae, Poaceae y *Plantago lanceolata*. El grupo arbustivo (*Erica arborea*, Rosaceae, *Juniperus* y Cistaceae) tiene un papel poco importante en la vegetación; la masa forestal de *Pinus pinea* y en menor proporción *P. pinaster*, *P. sylvestris* y *Quercus*, junto a presencias de *Betula*, *Olea* y *Corylus* es poco representativa a lo largo del perfil, excepto hacia el techo de la secuencia, donde

muestra un fuerte y progresivo aumento. De los microfósiles no polínicos destacamos el desarrollo de *Pseudoschizaea circula* y *Glomus*, que pueden relacionarse con los procesos erosivos *in-situ* favorecidos por fenómenos de sobrepastoreo.

Esta información pone de manifiesto la presencia de un paisaje mediterráneo abierto y antropizado, dominado por zonas de pastizal dedicadas al ganado, según se deduce en el diagrama polínico a través de las proporciones de los componentes nitrófilos de carácter zoógeno y antropozoógeno.

La presencia de taxones de ribera (*Alnus* y *Fraxinus*) y las variaciones de Cyperaceae, como representante mayoritario de los taxones higro-hidrófilos, definen importantes fluctuaciones en la tasa de humedad. La información proporcionada por los valores del Ph (5,4-6,2) y de la conductividad (10-160 uS/cm) del sedimento, constatan los cambios detectados en la vegetación y en los usos del suelo.

Agradecimientos

Nuestro más sincero agradecimiento al Parque Regional de Peñalara por las facilidades que nos han proporcionado en nuestras campañas de campo. Este trabajo se ha podido realizar gracias al proyecto de investigación CAM-UAH2005/041.



Vegetación y clima durante el Pleistoceno Superior en Atapuerca: análisis polínico del perfil ATP-05 (Portalón de Cueva Mayor)

Ruiz Zapata, M.B.¹, Ortega, A.I.², Dorado, M.¹, Valdeolmillos, A.¹, Carretero, J.², Gil García, M.J.¹, Pérez-González, A.³ y Arsuaga, J.L.⁴

¹ Departamento de Geología, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares. blanca.ruiz@uah.es

² Laboratorio de Evolución humana, Unidad asociada, MNCN (CSIC). Universidad de Burgos. Área de Paleontología. Edificio I+D+I, Plaza Misael Bañuelos s/n. 09001 Burgos. paleonto@ubu.es

³ Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid. alfredo.perez@ucm.es

⁴ Centro (UCM-ISCI) de Evolución y Comportamiento Humano, Instituto de Salud Carlos III. C/ Sinesio Delgado, 6, Pabellón 14. 28029 Madrid. jlarsuaga@isciii.es

Los resultados del análisis polínico del perfil ATP-05, de El Portalón de Cueva Mayor (Atapuerca. Burgos) presentan, como característica general, una gran

pobreza en el contenido de granos de polen asociado a un bajo índice de diversidad, reflejado en la identificación de 23 taxones, de los que 6 son arbóreos, 3 arbustivos y 14 herbáceos; junto a ellos se han detectado presencias de esporas, tanto Monoletas como Triletas y microfósiles no polínicos, tipificados numéricamente. Teniendo en cuenta el buen estado de conservación de los granos de polen, todo parece indicar que la información obtenida pueda ser el reflejo de un paisaje vegetal muy mermado.

En la representación gráfica de los datos, se constatan los siguientes hechos: en primer lugar, la existencia de niveles estériles, asociados a litologías tipo brecha (como es el caso de los niveles P-3, P-5 y P-6); estos materiales, poco favorables a la conservación polínica, son el resultado de procesos de colapso y cierre de la cueva, lo que a su vez impide la entrada del polen a la misma y, por otro lado, los niveles con pólenes procedentes sólo del grupo de las herbáceas (nivel P-1), en cuyo caso la representación no se ha realizado porcentualmente sino a modo de presencias. Esta información permite inferir la existencia de un paisaje de estepa muy degradado, y corroborado por la presencia del microfósil no polínico *Glomus* (T-207), indicativo de procesos de deforestación.

Para el resto de la secuencia, el contenido polínico refleja la existencia de una vegetación muy homogénea en el que *Pinus*, Ericaceae y Asteraceae, son los componentes principales; junto a ellos y de un modo más esporádico están presentes: *Picea*, *Quercus-c*, y *Corylus*, que definen la existencia de bosques de carácter fresco y húmedo, no muy densos o en vías de degradación, tal y como se deduce de los valores porcentuales del estrato arbóreo, favoreciendo el desarrollo de Ericaceae. Los microfósiles no polínicos identificados (van Geel, 1988), evidencian tanto el fenómeno de deforestación (*Glomus*), como el de la disponibilidad de agua (T- 225 y T-315). Las fluctuaciones, detectadas en la composición y en el grado de diversidad, son repetitivas y permiten diferenciar 2 unidades: una inferior (P-12 a P-3) caracterizada por la pérdida progresiva de la diversidad y que culmina en el desarrollo de una fase estéril (P-3 y P-5); la unidad superior (P-2 y P-1) muestra un esquema de comportamiento muy similar a anterior.

De todo ello se deduce la instalación de unas condiciones frescas con algunas fluctuaciones en la tasa de humedad, para el intervalo de 30.230 ± 190 BP hasta pasados los 16.890 ± 80 BP (ciclo glacial del Pleistoceno Superior), según las dataciones radiométricas C^{14} realizadas en dicha secuencia.



Paleoecología y anatomía funcional de *Simocyon batalleri* (Viret, 1929) (Carnivora, Ailuridae) del Mioceno Superior de Batallones-1

Salesa, M.J.¹, Antón, M.¹, Peigné, S.² y Morales, J.¹

¹ Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. C/José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. mcns188@mncn.csic.es; mfanton@terra.es; mcnm166@mncn.csic.es

² Laboratoire de Géobiologie, Biochronologie et Paléontologie humaine, CNRS UMR 6046, Université de Poitiers. 40 Avenue du recteur Pineau. 86022 Poitiers, France. stephane.peigne@univ-poitiers.fr

La anatomía del esqueleto post-craneal del ailúrido mioceno *Simocyon*, del tamaño de un puma, ha permanecido desconocida hasta el descubrimiento del yacimiento vallesiense de Batallones-1 (Torrejón de Velasco, Madrid), debido a que sólo se conocían restos dentales y craneales muy fragmentarios, procedentes de pocos yacimientos de Norteamérica, China y Europa (Baskin, 1998; Kretzoi, 1952; Wang, 1997). En la citada localidad madrileña se han hallado hasta la fecha los esqueletos casi completos de dos individuos de la especie *S. batalleri* (Peigné *et al.*, 2005), lo que ha permitido estudiar la anatomía de las vértebras cervicales, el área lumbar, la extremidad anterior completa y parte de la extremidad posterior.

En base a este nuevo material se puede estimar para *Simocyon batalleri* una masa aproximada en torno a los 65 kgs. (siguiendo la regresión de Van Valkenburgh, 1990). Esta especie presenta ciertas adaptaciones que apuntan hacia un modo de vida con un fuerte componente arborícola, como así sugieren la morfología de la escápula, del húmero, la región lumbar, los metápodos y la inesperada presencia de un "falso pulgar" (Salesa *et al.*, 2006a). La morfología de estos elementos presenta similitudes muy acusadas con la de *Potos flavus*, prociónimo sudamericano herbívoro y de hábitos arborícolas, y también con la de *Ailurus fulgens*, el panda rojo, que es el único ailúrido actual. Ambas especies poseen un tamaño mucho menor que el de *S. batalleri*, entre 4 y 6 kgs. (Roberts & Gittleman, 1984; Ford & Hoffmann, 1988), por lo que esta similitud anatómica plantea interesantes incógnitas.

Simocyon batalleri se revela como el mayor carnívoro conocido con locomoción del tipo "galope a saltos", típico de carnívoros con grandes procesos transversos de tamaño similar en todas las vértebras lumbares, y procesos espinosos de forma triangular. Esto implica la presencia de unos músculos interespinales muy desarrollados, ya que éstos son los principales generadores del impulso, a través de fuertes movimientos de extensión y flexión de la columna. Este tipo de locomoción es típico de los mustélidos pequeños, pero no se conocía hasta ahora en animales de mayor porte. Probablemente la presencia de esta morfología lumbar,

a pesar del incremento de talla, se relacione con hábitos escansoriales, que incluyen un galope a saltos de rápida aceleración y la necesidad de generar un gran impulso para elevar su cuerpo, relativamente pesado, en la vertical.

El resto de las adaptaciones de *S. batalleri* indica un gran desarrollo de los músculos flexores y extensores de las extremidades anteriores, lo que unido al desarrollo del falso pulgar, permitiría a este carnívoro desarrollar la fuerza necesaria para elevar su peso en la vertical y el control preciso para desenvolverse en las ramas delgadas de los árboles. Estas adaptaciones probablemente se asocien con el hecho de que *S. batalleri* vivía en simpatria con carnívoros de la talla de *Machairodus* o *Amphicyon* (Antón *et al.*, 2004; Salesa *et al.*, 2006b), cuyo encuentro se vería obligado a evitar, lo que haría ventajosa una estrategia de huída trepadora, con una carrera hasta el árbol más cercano y un rápido ascenso para ganar la seguridad de las ramas altas. Por otra parte, la dentición de *S. batalleri* no indica hábitos vegetarianos (Wang, 1997; Peigné *et al.*, 2005; Salesa *et al.*, 2006a), por lo que sus adaptaciones trepadoras no estarían relacionadas con el radical cambio hacia una dieta herbívora que experimentaron los ailúridos posteriores, como *Pristinailurus*, *Parailurus* o *Ailurus* (Roberts & Gittleman, 1984; Sasagawa *et al.*, 2003; Wallace & Wang, 2004).

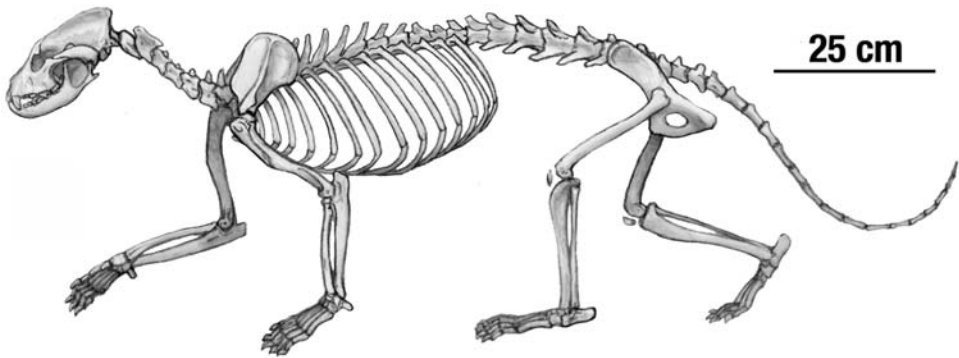


Figura 1. Reconstrucción del esqueleto del ailúrido *Simocyon batalleri* de Batallones-1. La morfología y dimensiones de la extremidad posterior se han inferido a partir del único representante actual de la familia, *Ailurus fulgens* (dibujo de M. Antón).

Referencias

- Antón, M., Salesa, M.J., Morales, J. & Turner, A. 2004. First known complete skulls of the scimitar-toothed cat *Machairodus aphanistus* (Felidae, Carnivora) from the Spanish late Miocene site of Batallones-1. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **24** (4), 957-969.
- Baskin, J.A. 1998. Procyonidae. In: *Evolution of Tertiary Mammals of North America. Volume 1: Terrestrial Carnivores, Ungulates, and Ungulatelike Mammals* (Eds. C.M. Janis, K.M. Scott & L.L. Jacobs). Cambridge University Press, Cambridge, 144-151.
- Ford, L.S. & Hoffmann, R.S. 1988. *Potos flavus*. *Mammalian Species*, **321**, 1-9.
- Kretzoi, M. 1952. Die Raubtiere der Hipparionfaun von Polgárdi. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, **40**, 1-35.
- Peigné, S., Salesa, M.J., Antón, M. & Morales, J. 2005. Ailurid carnivoran mammal *Simocyon* from the late Miocene of Spain and the systematics of the genus. *Acta Paleontologica Polonica*, **50**, 219-238.
- Roberts, M.S. & Gittleman, J.L. 1984. *Ailurus fulgens*. *Mammalian Species*, **222**, 1-8.
- Salesa, M.J., Antón, M., Peigné, S. & Morales, J. 2006a. Evidence of a false thumb in a fossil carnivore clarifies the evolution of pandas. *PNAS Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, **103**, 379-382.
- Salesa, M.J., Antón, M., Turner, A. & Morales, J. 2006b. Inferred behaviour and ecology of the primitive sabretoothed cat *Paramachairodus ogygia* (Felidae, Machairodontinae) from the Late Miocene of Spain. *Journal of Zoology*, **268**, 243-254.
- Sasagawa, I., Takahashi, K., Sakumoto, T., Nagamori, H., Yabe, H. & Kobayashi, I. 2003. Discovery of the extinct red panda *Parailurus* (Mammalia, Carnivora) in Japan. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **23**, 895-900.
- Van Valkenburgh, B. 1990. Skeletal and dental predictors of body mass in carnivores. In: *Body Size in Mammalian Paleobiology: Estimation and Biological Implications* (Eds. J. Damuth & B.J. MacFadden). Cambridge University Press, Cambridge, 181-205.
- Wallace, S.C. & Wang, X. 2004. Two new carnivores from an unusual late Tertiary forest biota in eastern North America. *Nature*, **431**, 556-559.
- Wang, X. 1997. New cranial material of *Simocyon* from China and its implications for phylogenetic relationship to the red panda (*Ailurus*). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **17**, 184-198.



Relación entre las dimensiones de la abertura nasal y la masa corporal en félidos: implicaciones ecofisiológicas e inferencias paleoecológicas

Torregrosa, V.¹, Petrucci, M.² y Palmqvist, P.¹

¹ Departamento de Ecología y Geología. Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n. 29071 Málaga. torregrosa@uma.es; ppb@uma.es

² Dipartimento di Scienze della Terra. Università di Torino. Via Valperga Caluso. 10145 Torino. Italia. mauro.petrucci@unito.it

Dada la importancia fisiológica de la cavidad nasal en los mamíferos, su estructura y función se han estudiado tanto en trabajos clásicos (Anthony & Illiesco, 1926; Broom, 1926) como en otros más recientes (Van Valkenburgh *et al.*, 2004; Evans, 2006).

La función olfativa adquiere mayor importancia en los mamíferos conforme se avanza en la escala filogenética, hasta alcanzar su máxima importancia en ciertos órdenes, como ocurre en los carnívoros terrestres, mostrando un desarrollo proporcional a la cantidad de superficie mucosa con epitelio específico. La porción de la cavidad nasal destinada a la función respiratoria está constituida por los maxiloturbinales, tejido óseo enrollado y cubierto de un epitelio respiratorio que se encarga de filtrar el aire inspirado e, indirectamente, interviene en la función conocida como “enfriamiento selectivo del cerebro” (Schmidt-Nielsen *et al.*, 1970; Baker, 1982). Hillenius (1992) también puso de manifiesto la importancia de los maxiloturbinales en relación con la evolución de la endotermia y el elevado ritmo de ventilación en los mamíferos.

El sistema turbinal de los carnívoros es el más desarrollado entre los mamíferos y, en el caso particular de los félidos, los maxiloturbinales se encuentran restringidos a la región ventral de la cavidad nasal, que presenta una sección triangular, con una pronunciada constricción dorsal. El problema de esta estructura es que resulta extremadamente frágil, por lo que rara vez se conserva en los especímenes fósiles (Joeckel *et al.*, 2002). Como alternativa al estudio directo de los turbinales, en este trabajo proponemos analizar de forma indirecta el volumen de la cavidad nasal a partir de su área de abertura, estructura que sí se suele conservar en los cráneos fósiles.

Es lógico pensar que aquellos félidos adaptados a vivir en climas extremadamente fríos y/o áridos [vg., el caso de la pantera de las nieves, *Panthera (*Uncia*) uncia*], tendrán una mayor densidad y volumen de turbinales en relación con su masa corporal, ya que precisarán de una mayor eficiencia a la hora de humedecer y calentar

el aire inspirado (Van Valkenburgh *et al.*, 2004). De igual modo, en el caso del guepardo (*Acinonyx jubatus*), un félido extremadamente especializado anatómica y fisiológicamente a la carrera en medios abiertos (Gray 1968; Taylor & Rowentree 1973), un factor esencial debe ser el incremento de la entrada de aire en cada inspiración, tanto durante la propia carrera como inmediatamente a continuación, a efectos de refrigerar el cuerpo y compensar el déficit de oxígeno resultante del enorme esfuerzo muscular. Entre los félidos modernos, ambas especies son las únicas en las que la totalidad de los especímenes analizados presentan valores de superficie nasal situados por encima de la recta de regresión interespecífica resultante del ajuste por mínimos cuadrados de los logaritmos de esta variable frente a los de la longitud del cráneo o la anchura del maxilar (Fig. 1). Por el contrario, las

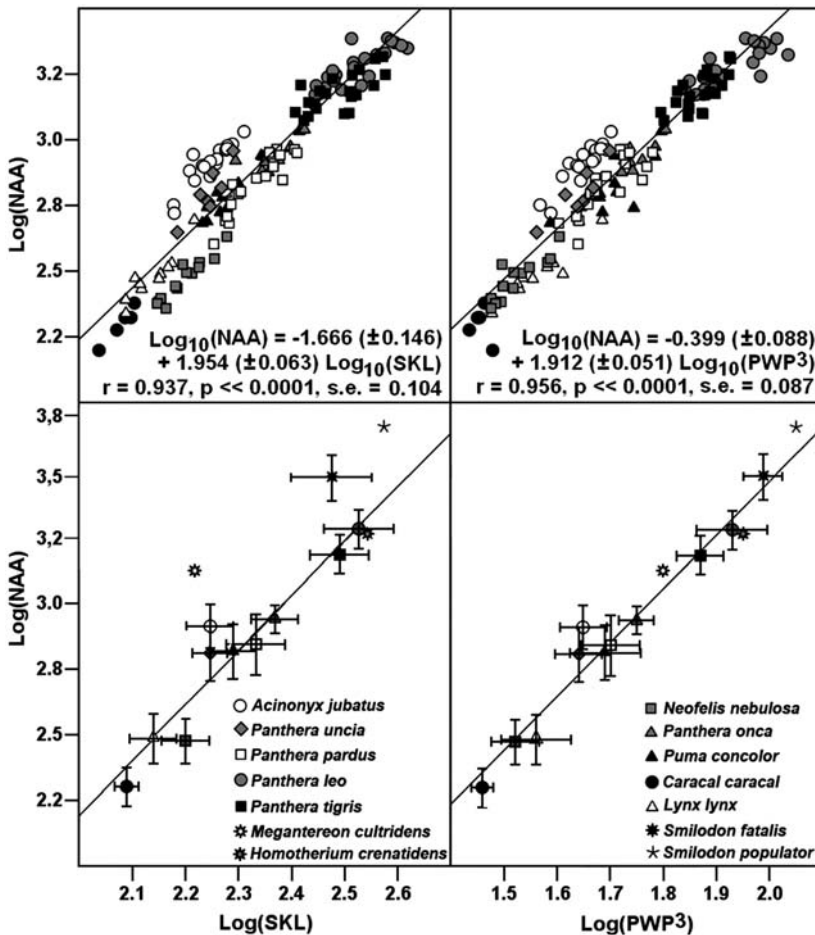


Figura 1. Regresión lineal de los logaritmos del área de la abertura nasal (NAA, *nasal apertural area*) frente a la longitud máxima del cráneo (SKL, *skull length*) y la anchura del paladar tomada delante del P3 (PWP3, *palatal width at P3*). En la parte inferior se muestran los mismos gráficos con los valores medios para cada especie. Las barras de error corresponden a las desviaciones estándar.

especies cazadoras por emboscada presentan valores menores de abertura nasal en relación a sus dimensiones corporales, como ocurre en el leopardo (*Panthera pardus*) o el jaguar (*Panthera onca*) (Fig. 1).

El estudio de la relación en los félidos actuales entre el grado de abertura nasal y los requerimientos de oxígeno permite realizar también inferencias paleobiológicas sobre las especies extintas, dilucidando cuestiones tales como el tipo de hábitat en el que se desenvolvían o su estrategia de caza. Así, en el caso de los félidos con dientes de sable (subfamilia Machairodontinae), el homoterino con dientes en forma de cimitarra *Homotherium crenatidens* presenta una abertura nasal de dimensiones similares a las de los leones actuales (*Panthera leo*), lo que confirma que esta especie se desenvolvía como cazador a la carrera en espacios despejados de árboles (Palmqvist *et al.*, 2003). Ahora bien, en el caso de los esmilodontinos con dientes de sable *Smilodon fatalis*, *Smilodon populator* y *Megantereon cultridens*, los valores medidos para la abertura nasal son claramente superiores a los que cabría esperar en félidos de su tamaño. Dado que en este caso tanto la anatomía del postcraneal como los datos biogeoquímicos indican inequívocamente que se trataba de cazadores por emboscada, la explicación podría radicar en el extraordinario desarrollo muscular de estas formas, cuyos miembros anteriores eran más robustos que los de los félidos modernos a efectos de posibilitar la sujeción de grandes presas mientras las apuñalaban (Palmqvist *et al.*, 2003), lo cual se traduciría en una mayor demanda metabólica de oxígeno.

Referencias

- Anthony, R.L.F. & Iliesco, G.M. 1926. Etude sur les cavités nasales des carnassiers. *Proceedings of the Zoological Society*, **1926**, 989-1015.
- Baker, M.A. 1982. Brain cooling in endotherms in heat and exercise. *Annual Review of Physiology*, **44**, 85-96.
- Broom, R. 1926. On the organ of Jacobson and some other structures in the nose of *Caenolestes*. *Proceedings of the Zoological Society*, **1926**, 419-424.
- Evans, D.C. 2006. Nasal cavity homologies and cranial crest function in lambeosaurine dinosaurs. *Paleobiology*, **32**, 109-125.
- Gray, J. 1968. *Animal locomotion*. Norton, London.
- Hillenius, W.J. 1992. The evolution of nasal turbinates and mammalian endothermy. *Paleobiology*, **18**, 17-29.
- Joeckel, R.M., Peigne, S., Hunt, R.M. & Skolnick, R.L. 2002. The auditory region and nasal cavity of Oligocene Nimravidae (Mammalia: Carnivora). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **22**, 830-847.
- Palmqvist, P., Gröcke, D., Arribas, A. & Fariña, R.A. 2003. Paleoecological reconstruction of a lower Pleistocene large mammal community using biogeochemical ($d^{13}C$, $d^{15}N$, $d^{18}O$, Sr:Zn) and ecomorphological approaches. *Paleobiology*, **29**, 205-229.

Schmidt-Nielsen, K., Hainsworth, F.R. & Murrish, D.E. 1970. Counter-current heat exchange in the respiratory passages: effect on water and heat balance. *Respiration Physiology*, **9**, 263-276.

Taylor, C.R. & Rownetree, V.J. 1973. Temperature regulation and heat balance in running cheetahs: a strategy for sprinters? *American Journal of physiology*, **224**, 848-851.

Van Valkenburgh B., Theodor J., Friscia A., Pollack A. & Rowe, T. 2004. Respiratory turbinates of canids and felids: a quantitative comparison. *Journal of Zoology*, **264**, 281-293.



Comunicaciones

Tema libre

Bioestratigrafía de los depósitos marinos miocenos del Prebético (Cordillera Bética, SE España)

Aguirre, J., Braga, J.C. y Martín, J.M.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva s/n. Universidad de Granada. 18002 Granada. jaguirre@ugr.es; jbraga@ugr.es; jmmartin@ugr.es

En una extensa región de la zona occidental del Dominio Prebético de la Cordillera Bética afloran depósitos marinos del Mioceno. Las sucesiones más completas se localizan al este de El Sabinar (O de Murcia), donde se reconocen tres unidades superpuestas, discordantes entre sí. En este trabajo se estudian los foraminíferos planctónicos, que proporcionan una nueva información acerca de la edad de estos materiales.

La unidad inferior está constituida por margas que intercalan bancos de calizas bioclásticas. Entre las especies de foraminíferos planctónicos característicos que se encuentran en la parte inferior de la unidad destaca *Praeorbulina glomerosa*, cuya aparición marca la base de la Zona M-5b, Langhiense, según la escala de Berggren *et al.* (1995). En el techo de la unidad se encuentran *Orbulina universa* y formas atribuibles al grupo *Globorotalia praemenardii*-*Gt. archaeomenardii*. Esta asociación indica una edad de parte inferior del Serravalliense, mitad inferior de la Zona M-7.

La unidad intermedia comienza con unos carbonatos de plataforma. En la parte inferior de estos carbonatos se intercala un paquete de margas que contiene *Fohsella fohsi fohsi* y *F. fohsi lobata*. La aparición del grupo *F. fohsi* marca la base de la Zona M-8, correspondiente a la mitad superior del Serravalliense. Esto implica que el hiato que separa esta unidad de la infrayacente involucra, al menos, la mitad superior de la Zona M-7. Los carbonatos pasan hacia arriba a margas con intercalaciones de depósitos turbidíticos. En el techo de la unidad aparecen canales de gran escala. Por debajo de los canales, se encuentran *Neogloboquadrina mayeri* y *Globoturborotalita nepenthes*; ambas especies definen la Zona M-11 y, en consecuencia, la unidad intermedia pertenece al Serravalliense superior.

La unidad superior está formada por calizas bioclásticas, arenas y conglomerados, con estratificaciones cruzadas de gran escala. En Cortijo Nuevo, al oeste de Pedro Andrés, se intercala un paquete de margas entre los carbonatos que contiene sólo microfauna removilizada de edades más antiguas (incluyendo formas del Cretácico superior), lo que impide establecer la edad de esta unidad. No obstante, su posición estratigráfica permite inferir una edad Tortoniense inferior.

Los resultados obtenidos contrastan con los datos previos que proponían una edad de Mioceno inferior (Aquitaniense) y Mioceno medio (Serravalliense) para el inicio y el final, respectivamente, de la sedimentación miocena en la zona de estudio.

Referencias

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. III & Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (Eds. W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry & J. Hardenbol). SEPM Special Publication, **54**, 129-212.



Los corales del Ilerdiense (Eoceno Inferior) en la Cuenca subpirenaica de Graus-Tremp

Alvarez-Pérez, G. y Busquets, P.

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Universidad de Barcelona. Martí i Franquès s/n. 08028 Barcelona. galvarez@xtec.cat; pere.busquets@ub.edu

La cuenca terciaria de Graus-Tremp se extiende en dirección Este-Oeste en la vertiente sur de los Pirineos y se halla situada sobre los sedimentos Cretácicos de la Unidad del Montsec. Es una cuenca de antepais integrada en la estructura pirenaica y fue funcional durante el emplazamiento del Manto del Montsec. En este proceso se diferenciaron dos subcuencas, la de Tremp y la de Graus (Fig. 1).

El Ilerdiense es el primer piso del Eoceno Inferior marino y fue definido en la Cuenca de Graus-Tremp. El estratotipo fue definido en la subcuenca de Tremp, en el afloramiento situado en la carretera de Tremp a Port de Montanyana, km 13,2 al 21,4. En esta definición, se consideró como paraestratotipo la sección de Campo (subcuenca de Graus), siendo el límite inferior el km 0,34 de la carretera de Campo a Ainsa y el límite superior el km 58,8 de la carretera de Graus a Campo.

La evolución tectonosedimentaria controló el desarrollo de las facies coralinas y su integración en el registro sedimentario. El primer registro marino de estas cuencas está constituido por calizas de alveolinas. Sobre dichas calizas se desarrollaron bioconstrucciones algales y coralinas que formaron pequeñas plataformas carbonatadas. El levantamiento del borde de la cuenca desestabilizó estas plataformas produciéndose olistolitos y flujos masivos sedimentados entre las margas de la plataforma externa.

Así pues, se distinguen tres tipos de facies con corales: 1) facies arrecifal "in situ" (ejemplares en posición de vida o ejemplares rotos i/o caídos) situada directamente sobre las calizas de alveolinas; 2) facies de olistolitos y 3) debritas, con fragmentos de corales.

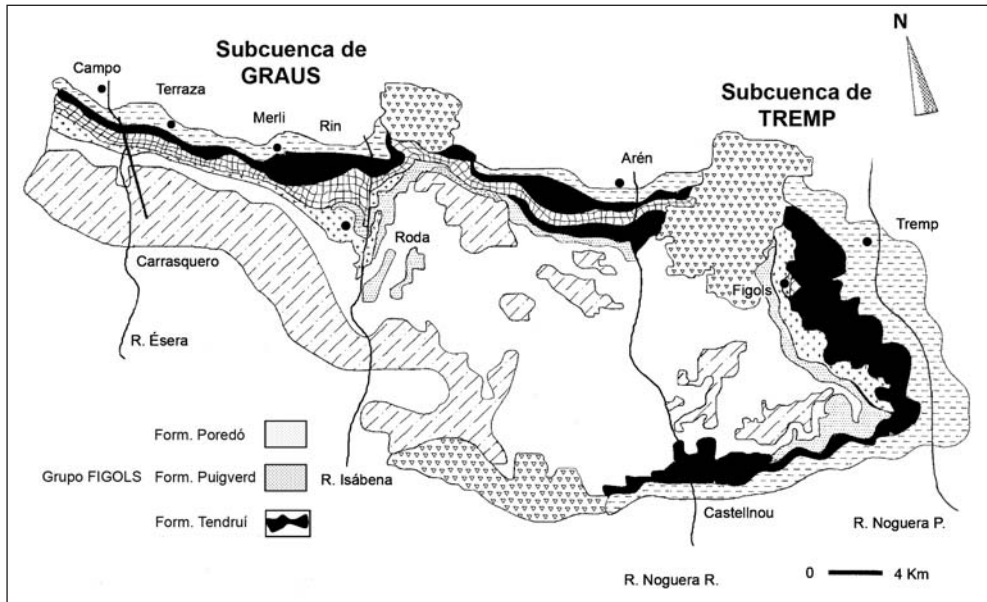


Figura 1. Mapa geológico de la cuenca de Graus-Tremp (modificado de J. Sierra-Kiel et. al 1994)

GRUPO	FORMACIÓN	PISO	BIOZONA	CORALES	
FIGOLS	Porredó	Superior	SBZ 9		
	Puigverd				
	Tendrú	I L L E R D E N S E	Medio 2	SBZ 8	<i>Tubicora aylmeri</i> <i>Rhizangia brauni</i>
			Medio 1	SBZ 7	<i>Rhizangia brauni</i> <i>Placosmiliopsis fimbriatus</i> <i>Pattalophyllia roseni</i> <i>Pachygyra flexuosissima</i>
			Inferior 2	SBZ 6	<i>Rhizangia brauni</i> <i>Placosmiliopsis fimbriatus</i> <i>Pattalophyllia roseni</i> <i>Pachygyra flexuosissima</i> <i>Stylocoenia sanmigueli</i>
Inferior 1	SBZ 5				

Tabla 1. Distribución según biozonas de las seis especies coralinas exclusivas del llerdense de Graus-Tremp

En la subcuenca de Graus aparecen un total de 10 especies coralinas "in situ", 16 especies en los olistolitos y 8 en los flujos masivos. En la subcuenca de Tremp aparecen 25 especies coralinas "in situ" y 5 especies en los olistolitos. El número total de especies coralinas determinadas en ambas subcuencas es de 39. Estas especies aparecen en el Ilerdiense Inferior y Medio, en la formación de las margas de Tendruí, correspondiente al Grupo Figols. De las 39 especies coralinas aquí determinadas, 6 las encontramos únicamente en la cuenca de Graus-Tremp (Tabla 1). *Stylocoenia sanmigueli* se halla sólo en la subcuenca de Tremp, siendo característica de la misma. *Tubicora aylmeri* ha sido citada en los arrecifes coralinos del Eoceno de Somalia, lo que, desde esta perspectiva, corrobora la correlación existente entre las cuencas sinorogénicas alpinas del Neotethys.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto CGL2005-00404 del Ministerio de Educación y Ciencia.



Revisión de la fauna de vertebrados fósiles de Somosaguas (Mioceno medio, Pozuelo de Alarcón, Madrid)

Cárdaba Barradas, J.A.¹, Cuevas-González, J.¹, Élez, J.¹, Fesharaki, O.²,
Hernández Fernández, M.¹, López Martínez, N.¹, Morales, J.³,
Sala-Burgos, N.¹ y Salesa, M. J.³

¹ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. jacardaba@gmail.com; jaimete1121@yahoo.es; javier.elez@geo.ucm.es; hdezfdz@geo.ucm.es; lopezmar@geo.ucm.es; nsala@isciii.es

² Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040, Madrid.omidfesharaki@hotmail.com

³ Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. C/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid. mcns166@mncn.csic.es; mcns188@mncn.csic.es

Los yacimientos de vertebrados fósiles de Somosaguas fueron descubiertos en 1989 por Francisco Hernández Arteaga, antiguo alumno de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (UCM). En 1998, un grupo de alumnos de dicha facultad inició el proyecto "Excavación Paleontológica Campus de Somosaguas", con la financiación de la UCM y bajo la dirección de la catedrática de la UCM Nieves López y el Dr. Jorge Morales del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Hasta la fecha, se han descubierto seis yacimientos de fósiles

de vertebrados datados como Aragoniense medio. Los dos yacimientos más productivos son:

Somosaguas Sur, con 1 metro visible de arcosas arcillosas, en el que destaca la presencia de macro y microvertebrados fósiles que han permitido datarlo en la biozona E (MN 5, 13,75 a 14,10 millones de años; Luis & Hernando, 2000; López-Martínez *et al.*, 2000)

Somosaguas Norte, por encima de Somosaguas Sur y separado de éste por un depósito lacustre muy poco productivo de unos 2 m de potencia de arenas micáceas y arcillas, que se acuña hacia el Norte hasta desaparecer. Corresponde a un nivel de unos 2,5 m de espesor de arcosas gruesas irregularmente cementadas, con fragmentos de roca de tamaño decimétrico, costras carbonáticas y fósiles de mamíferos de diversos tamaños suspendidos en la matriz arenosa, con estados de conservación muy variados, orientados preferentemente Norte-Sur (López-Martínez *et al.*, 2000; Mínguez Gandú, 2000).

Somosaguas Sur tiene una densidad en fósiles de micromamíferos excepcional. En una primera valoración, en la que se extrajeron unos 50 Kg de muestra para su lavado y tamizado, se recuperaron más de 400 dientes. El yacimiento ha proporcionado restos de cricétidos (*Megacricetodon collongensis*, *Democricetodon darocensis* y *Democricetodon* cf. *D. lacombai*), esciúridos (*Heteroxerus grivensis* y *Heteroxerus rubricati*), glíridos (*Armantomys tricristatus*, *Microdyromys koenigswaldi* y *Microdyromys monspeliensis*), lagomorfos (*Lagopsis penai* y *Prolagus* cf. *oeningensis*), insectívoros (*Galerix exilis* y *Miosorex* cf. *grivensis*) y reptiles (lacértidos, ánguinos y quelonios). También se han encontrado restos de macrovertebrados como rumiantes, súidos, équidos y mastodontes (López-Martínez *et al.*, 2000).

En Somosaguas Norte se han recuperado, hasta el momento, un total de 3146 fósiles identificables de vertebrados, correspondientes a mastodontes (*Gomphotherium angustidens*), équidos (*Anchitherium* sp. cf. *A. cursor*), rinocerontes (*Prosantorhinus* sp.), rumiantes (*Heteroprox* sp., *Tethytragus* sp. y *Micromeryx* sp.), súidos (*Conohyus simorrensis*), carnívoros (*Hemicyon* sp. cf. *H. sansaniensis*, *Amphicyon* sp., *Pseudaelurus* sp. y Mustelidae indet.) lagomorfos (*Lagopsis* sp. y *Prolagus* sp. cf. *P. oeningensis*), cricétidos (*Democricetodon* sp.), aves y reptiles (tortugas).

Las asociaciones fósiles de vertebrados de Somosaguas constituyen el conjunto más rico en número de especies que se conoce en la Comunidad de Madrid, formando uno de los yacimientos con mayor densidad de microvertebrados de esta cuenca. En la fauna registrada en estos yacimientos aparecen representados taxones típicos del Aragoniense medio de Madrid, como *Anchitherium* sp. cf. *A. cursor* o *Gomphotherium angustidens*, junto a otras especies menos comunes, como *Conohyus simorrensis*, cuya distribución se generaliza a partir del Aragoniense superior, o *Prosantorhinus* sp., que supone la primera aparición de este género de rinoceronte en la Comunidad de Madrid.

La fauna de Somosaguas contribuye al conocimiento de las condiciones paleoclimáticas del Aragoniense medio en la cuenca de Madrid y muestra diversos indicadores de aridez (López-Martínez *et al.*, 2000). Las especies acuáticas, como peces, anfibios o cocodrilos están ausentes, a pesar de la existencia de facies lacustres. La desaparición de rumiantes como *Caenotherium* y los Tragúlidos respecto a las biozonas anteriores; la presencia de *Anchitherium cursor*, que representa la especie más cursorial del género; o el aumento en la abundancia de *Armantomys*, lirón de gran tamaño con una adaptación característica a medios abiertos, indican una reducción de los hábitats boscosos y una acentuación de las condiciones áridas respecto al periodo precedente. Se infiere así la existencia en el área de un mosaico de ambientes dentro de un bioma de sabana, en el que se combinan áreas abiertas con bosques asociados a zonas encharcadas. Las condiciones paleoclimáticas serían tropicales con una estacionalidad hídrica muy marcada, existiendo una corta época de lluvias estivales y un prolongado periodo anual de sequía (Hernández Fernández *et al.*, 2003).

Esta interpretación de la fauna de Somosaguas Norte en el final del Mioceno Medio estaría de acuerdo con la curva de humedad para la cuenca de Calatayud-Daroca de Van der Meulen y Daams (1992), en donde se muestra un máximo de aridez durante la biozona E, recuperando las condiciones húmedas posteriormente, en la biozona F del Aragoniense superior (Cuevas-González, 2005).

Referencias

- Cuevas-González, J. 2005. Estado actual de los conocimientos paleontológicos y estratigráficos de los yacimientos aragonienses de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid). *Coloquios de Paleontología*, **55**, 103-123.
- Hernández Fernández, M., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. & Morales, J. 2003. Paleoecología del género *Anchitherium* von Meyer, 1834 (Equidae, Perissodactyla, Mammalia) en España: evidencias a partir de la faunas de macromamíferos. *Coloquios de Paleontología*, Volumen Extraordinario, **1**, 253-280.
- López-Martínez, N., Élez, J., Hernando, J.M., Luis, A., Mazo, A., Mínguez Gandú, D., Morales, J., Polonio, I., Salesa, J.M. & Sánchez, I.M. 2000. Los fósiles de vertebrados de Somosaguas (Pozuelo, Madrid). *Coloquios de Paleontología*, **51**, 69-85.
- Luis, A. & Hernando, J.M. 2000. Los microvertebrados del Mioceno Medio de Somosaguas Sur (Pozuelo de Alarcón, Madrid, España). *Coloquios de Paleontología*, **51**, 87-136.
- Mínguez Gandú, D. 2000. Marco estratigráfico y sedimentológico de los yacimientos paleontológicos miocenos de Somosaguas (Madrid, España). *Coloquios de Paleontología*, **51**, 183-195.
- Van der Meulen, A.J. & Daams, R. 1992. Evolution of Early-Middle Miocene rodent faunas in relation to long-term palaeoenvironmental changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**, 227-253.

Nuevos restos de Ovibovini (Mammalia, Artiodactyla) en el yacimiento paleontológico pleistoceno de la Sierra de Quibas (Abanilla, Murcia)

Carlos-Calero, J.A.¹, Van der Made, J.² y Mancheño, M.A.¹

¹ Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología, Universidad de Murcia. Facultad de Química. Campus de Espinardo. 30100 Murcia. jabelcc@um.es; cheno@um.es.

² Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. mcnjv538@mncn.csic.es.

El yacimiento paleontológico de Quibas (Abanilla, Murcia) se ubica al pie de una cantera abandonada en la ladera sureste del extremo oriental de la Sierra de Quibas y está formado por un relleno kárstico pleistoceno que ocupa oquedades situadas dentro de dolomías del Lías inferior.

Geológicamente, dicha Sierra está constituida por un macizo carbonatado perteneciente a un isleo del Subbético medio que cabalga sobre el Prebético meridional (Rodríguez Estrella *et al.*, 2004).

Métodos paleomagnéticos establecen que el relleno fosilífero se encuentra en una polaridad magnética inversa del Matuyama, lo que junto a la fauna estudiada, establecen una edad de 1.0 a 1.3 Ma. (Montoya *et al.*, 1999, 2001).

Ya Montoya *et al.* (1999) describen algunos restos postcraneales como Ovibovini cf. *Praeovibos* sp., procedentes de los derrubios de la galería (Ec) de Quibas (una 2ª falange, un semilunar, un metacarpiano III-IV, algunas primeras falanges, un calcáneo y un astrágalo).

Las localidades del Pleistoceno inferior en Europa Occidental y Meridional que cuentan con restos de *Praeovibos* no son abundantes. Entre éstas, destacamos: Venta Micena (Moyà Solà *et al.*, 1981; Moyà Solà, 1987), Atapuerca (TD7) (Van der Made, 2001) y Apollonia-1 (Grecia) (Kostopoulos, 1997).

A lo largo de las últimas campañas de excavación (2002-05) realizadas en los niveles del Pleistoceno inferior de la galería (Ec) del yacimiento de Quibas, se han recuperado nuevos restos del esqueleto postcranial de este bóvido: un húmero, un fragmento proximal de ulna, un fragmento proximal de fémur y un astrágalo derechos y una falange distal izquierda.

El húmero muestra una epífisis proximal típica de Caprinae al contar con un tubérculo mayor ancho que se divide por una inflexión poco profunda en un tubérculo mayor caudal poco voluminoso y un tubérculo mayor craneal de mayor tamaño. En su extremidad distal se aprecia que el epicóndilo externo desarrolla un engrosamiento crestiforme en la región caudal que se extiende a la parte lateral.

Este engrosamiento es más común en *Ovis* que en *Capra*. El tamaño de la extremidad distal sigue la tendencia de los Ovibovini, comparable a *Praeovibos*, separándose claramente de "*Bison*" y *Soergelia minor* de Venta Micena.

Al igual que en Caprinae, y a diferencia de *Bos*, la tuberosidad del olécranon desarrolla una protuberancia posterior que se separa de una cresta anterior por una inflexión poco profunda. Por otro lado, del mismo modo que sucede en *Ovis*, la faceta humeral externa no se extiende, como sucede en *Capra*.

La cabeza de fémur es globosa y esférica como en Caprinae, mientras que en *Leptobos*, *Gazella* y *Gazellospira* son más cilíndricas (Heinz, 1970).

En el astrágalo destaca que la longitud del lado interno es mucho menor que la del externo, al igual que en *Praeovibos* y *Ovibos* y al contrario que en Bovinae.

El proceso piramidal de la tercera falange está muy desarrollado, al igual que en Caprinae y al contrario que en Bovinae que es muy prominente (Heinz, 1970). En *Ovibos moschatus* actual es algo más suave que en *Praeovibos*. En Bovinae y Gazellinae la base del proceso piramidal está limitado por dos forámenes vasculares, uno externo y otro interno; sin embargo, en Cervidae, *Rupicapra* y en *Gazellospira* tan sólo existe el interno (Heinz, 1970). El ejemplar de Quibas muestra tan sólo el foramen interno, al igual que se observa en otros Caprinae.

Todos los restos descritos muestran una morfología típica de los Caprinae y unas dimensiones que los relacionan con los de *Praeovibos*, por lo que estos nuevos fósiles completan la colección de este taxón en el yacimiento y suponen junto a los restos de Venta Micena una de las primeras entradas del género en Europa occidental.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca dentro del proyecto de investigación 7507/04 de la Fundación Séneca de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. Nuestro agradecimiento a la Consejería de Cultura de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, al Ayuntamiento de Abanilla, a la Fundación Cajamurcia y al Departamento de Anatomía y Embriología de la Universidad de Murcia

Referencias

- Heinz, E. 1970. Les Cervidés villafranchiens de France et d'Espagne *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, N. S., série C, Sciences de la Terre*, **22**, tome 1, 1-303; tome 2, 1-206.
- Kostopoulos D.S. 1997. The Plio-Pleistocene artiodactyls (Vertebrata, Mammalia) of Macedonia (N. Greece) 1. The fossiliferous site "Apollonia-1", Mygdonia basin of Greece. *Geodiversitas*, **19**(4), 845-475.
- Montoya, P., Alberdi, M.T., Blázquez, A.M., Barbadillo, L.J., Fumanal, M.P., van der Made, J., Marín, J.M., Molina, A., Morales, J., Murelaga, X., Peñalver, E., Robles, F., Ruiz Bustos, A., Sánchez, A., Sanchiz, B., Soria, D. & Szyndlar, Z. 1999. La fauna del Pleistoceno inferior de la sierra de Quibas (Abanilla, Murcia). *Estudios Geológicos*, **55**(3-4), 107-206.

- Montoya, P, Alberdi, M.T., Barbadillo, L.J., van der Made, J., Morales, J., Murelaga, X., Peñalver, E., Robles, F., Ruiz Bustos, A., Sánchez, A., Sanchiz, B., Soria, D. & Szyndlar, Z. 2001. Une faune très diversifiée du Pléistocène inférieur de la sierra de Quibas (province de Murcia, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série 2, Sciences de la Terre et des Planètes, Fascicule A*, **332**(6), 387-393.
- Moyà Solà, S., Agustí, J., Gibert, J. & Pons Moyà, J. 1981. El yacimiento cuaternario de Venta Micena (España) y su importancia dentro de las asociaciones faunísticas del Pleistoceno inferior europeo. *Paleontologia i Evolució*, **16**, 39-53.
- Moyà Solà, S. 1987. Los bóvidos (Artiodactyla, Mammalia) del yacimiento del Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada, España). *Paleontologia i evolució*, mem. esp., **1**, 181-236.
- Rodríguez Estrella, T., Mancheño, M.A., Romero, G. & Hernández, J.M. 2004. Características geológicas de la sierra de Quibas (Abanilla, Murcia). Su relación con un yacimiento paleontológico pleistoceno. *Geogaceta*, **35**, 115-118.
- Van der Made, J. 2001. Les Ongulés d'Atapuerca. Stratigraphie et biogéographie. *L'Anthropologie*, **105**, 95-113.



A Quaternary record in the Bilbao estuary (northern Spain): marine and terrestrial microfossils of the Barakaldo abandoned meander

Cearreta, A.¹, Leorri, E.² and Santos, L.³

¹ Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/EHU. Apartado 644. 48080 Bilbao, Spain. alejandro.cearreta@ehu.es

² Department of Geology, University of Delaware. 101 Academy Street. Newark DE 19716, USA. leorri@udel.edu

³ Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña. Campus da Zapateira s/n. 15071 A Coruña, Spain. xesantos@udc.es

Two boreholes have been analyzed micropalaeontologically (foraminifera and pollen) in order to understand the Quaternary palaeoenvironmental evolution of the Barakaldo abandoned meander area in the Bilbao estuary.

Based on the microfossil record, two different environments have been distinguished in these borehole sections: a thin, brackish, intertidal environment containing Pleistocene reworked estuarine bioclasts, followed by a terrestrial environment of probable Holocene age.

The pollen record shows only one zone throughout the studied section dominated by temperate trees and probably deposited between 8500-6000 years BP. These microfossil results are in good agreement with previous geomorphological work that suggested, firstly, limited fluvial erosion of this area by the Pleistocene Nervion river during sea-level lowstands and, secondly, the capture of this former meander before the Holocene sea-level highstand. As a consequence, this area contains a weak marine transgressive signal and the first evidence of relict pre-Holocene marine materials in the estuaries of the southern Bay of Biscay.



Sabelidítidos y vendoténidos del Anticlinal de Ibor (Zona Centroibérica)

Contreras Sánchez, M.M.¹, Jensen, S.¹ y Palacios, T.¹

¹ Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Extremadura, 06071 Badajoz.
manu111000@yahoo.es; soren@unex.es; medrano@unex.es

El área de estudio se localiza en el Anticlinal de Ibor (ZCI, provincia de Cáceres). En este trabajo pretendemos dar los resultados preliminares del estudio de las abundantes “compresiones carbonáceas megascópicas” que aparecen en el área de estudio. Presentan un tipo de preservación similar, aunque, posiblemente incluyen organismos que tienen un origen diferente (cf. Hofmann, 1985).

En el anticlinal de Ibor encontramos materiales pertenecientes al grupo Domo Extremeño y al grupo Ibor (Álvarez-Nava *et al.*, 1988; Vidal *et al.*, 1994). El grupo Domo Extremeño consiste en una alternancia de grauvacas y lutitas de tipo turbidítico. Los niveles de transición al grupo Ibor están constituidos por grauvacas, lutitas y conglomerados con abundante matriz, en un medio que evoluciona de talud a plataforma externa (García-Hidalgo, 1985), instaurándose una plataforma carbonatada con dolomías, margas, pizarras y grauvacas. En la unidad carbonatada encontramos organismos con exoesqueleto calcificado de tipo *Cloudina* que indican una edad Ediacárico terminal (Grotzinger *et al.*, 1995; Amthor *et al.*, 2003). La parte superior esta formada por una potente sucesión de argilitas negras y lutitas fosfatadas finamente laminadas con abundantes fósiles carbonosos. La parte intermedia se caracteriza por un importante nivel formado por areniscas y conglomerados.

Hufnagel (1969) estudia con detalle este tipo de fósiles en el anticlinal de Ibor. Reconoce una serie de formas: cintiformes, claviformes, fusiformes, periformes, espiraladas, trífidas, corazonadas, replegadas, de forma constricta, cilíndricas y verticiladas. Muchas de estas formas es probable que se trate de la misma especie que, por aspectos taxonómicos, hayan dado lugar a diferentes formas preservadas. A continuación pasamos a describir las especies encontradas.

En la zona de tránsito del grupo Domo Extremeño al grupo Ibor encontramos filamentos mal preservados de tipo cintiforme que pueden ser atribuidos a vendoténidos. Por encima de la zona de tránsito, encontramos grandes acumulaciones de filamentos que probablemente son vendoténidos, sin embargo, y pese a su abundancia, el tipo de preservación hace imposible el reconocimiento de una estructura interna; probablemente se corresponden con las “algas acintadas” que cita Hufnagel (1969). Por encima de los carbonatos encontramos capas de lutitas finas con microlaminación y con presencia de *Vendotaenia antiqua*. Tienen una

forma acintada, sin ramificar y presentan una estructura interna que consiste en una serie de estrias longitudinales y paralelas.

En las facies microlaminadas encontramos gran cantidad de ejemplares cintiformes entre los que solo unos pocos preservan características de *Vendotaenia antiqua*. Por otro lado, hemos encontrado ejemplares del grupo de los "gusanos": géneros *Sabellidites* y *Saarina*, esta última referida por primera vez en el Anticlinal de Ibor. Apreciamos especies de *Sabellidites cambriensis* y *Saarina* sp. *Sabellidites cambriensis* presenta una frecuente ornamentación trasversal no debida a segmentación, mientras que *Saarina* sp. presenta una segmentación más espaciada y un borde con estructura en sierra, debidos a una estructura en segmentos metidos uno dentro de otro (Sokolov, 1972). La presencia de *Sabellidites cambriensis* indica una edad Cámbrico basal (e.g. Sokolov, 1972).

Podemos decir que, a partir de este hallazgo y de la existencia de *Cloudina*, tenemos buenas expectativas para reconocer el límite Ediacárico-Cámbrico ante la ausencia de icnofósiles que caracterizan la base del Cámbrico en otra sección de la ZCI.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia a través del proyecto CGL-2004-02967/BTE (Cofinanciado por FEDER) y mediante la beca FPI (BES-2005-10479).

Referencias

- Álvarez-Nava, H., García Casquero, J.L., Gil Toja, A., Hernández Arroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J. & Solé, F.J. 1988. Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbricos-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. *Congreso Geológico de España*, Com.1, 19-22
- Amthor, J.E., Grotzinger, J.P., Schröder, S., Bowring, S.A., Ramezani, J., Martín, M.W. & Matter, A. 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, **31**, 431-434.
- García-Hidalgo, J.F. 1985. Estratigrafía y sedimentología del Alcudiense superior de los anticlinorios de Ibor y Navezuelas-Robledollano. *Seminarios de estratigrafía*, **12**, 1-190.
- Grotzinger, J.P., Bowring, S.A., Taylor, B.Z. & Kaufman, A.L. 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, **270**, 598-604
- Hofmann, H.J. 1985. Precambrian Carbonaceous Megafossils. In: *Paleoalgology* (Eds. D.F. Toomey and M.H. Nitecki). Springer-Verlag, Berlin, 21-33.
- Hufnagel, H. 1969. Paläeobotanische untersuchungen im Kambrium von Spanien. *Inaugural-Disertation zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Julius-Maximilians-Universität Würzburg*, 1-146
- Sokolov, B.S. 1972. Vendian and Early Cambrian Sabelliditida (Pogonophora) of the USSR. *Proceedings. IPU, XXIII International Geological Congress*, 79-86.

Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A. & Grant S.W.F. 1994. Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, **131**, 729-765.



Nuevos datos sobre los cloudínidos de España

Cortijo, I., Palacios, T., Jensen, S. y Martí Mus, M.

Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Extremadura. 06071 Badajoz.
cortijo81@hotmail.com; medrano@unex.es; soren@unex.es; martimus@unex.es

Uno de los eventos más importantes en la historia de la vida fue la aparición y evolución de los esqueletos biomineralizados. Entre los metazoos biomineralizados más antiguos que se conocen se encuentran los géneros *Cloudina*, *Namacalathus* y *Sinotubulites*.

Cloudina, un tubo con estructura de cono-en-cono se descubrió en Namibia (Germs, 1972) y desde entonces se han encontrado ejemplares en distintas partes del mundo, siendo los más conocidos los de Namibia, China y Omán (Grant 1990; Hua & Chen 2005). Su distribución global y su estrecho rango estratigráfico hacen de él un buen fósil índice para el Ediacárico tardío (549-542 Ma aproximadamente). *Namacalathus*, en Namibia y Canadá, y *Sinotubulites*, en China y Estados Unidos, son fósiles que aparecen junto a *Cloudina*; el primero es un pedúnculo con una estructura globular con orificios y el segundo un tubo que en algunos casos muestra ornamentación longitudinal.

Hay poca información publicada sobre *Cloudina* en España; se ha encontrado en la ZCI (Zona Centro-Ibérica), tanto en plataformas carbonatadas pertenecientes al grupo Ibor, como en olistostomas (deslizamientos de las mismas por el talud) del anticlinorio de Valdelacasa. También se ha referido en el Grupo Paracuellos de las Cadenas Ibéricas como "*Cloudina*-like shelly fossil" Álvaro & Blanc-Valleron (2002), aunque en este caso las ilustraciones no muestran claramente las características diagnósticas de *Cloudina*, por lo que estas citas necesitan una revisión crítica y el estudio de nuevo material para confirmar su afinidad.

En el anticlinorio de Valdelacasa fue descubierta e ilustrada por primera vez en 1989 (Palacios, 1989), e identificada (Grant, 1990) y descrita someramente (Vidal *et al.* 1994) en los cinco años siguientes.

En el presente trabajo, se ha estudiado en detalle diverso material proveniente

de tres áreas del noreste de Extremadura. Los fósiles se encuentran en distintos tipos de preservación: conservando una composición carbonatada y silicificados (en rocas carbonatadas) y como moldes externos (en material siliciclástico). Por ello ha sido necesario utilizar distintas técnicas de preparación: moldes, láminas delgadas y disolución, entre otras. La presencia de ejemplares silicificados constituye una novedad mundial y hace de la zona de estudio un área de excepcional interés.

Se han podido caracterizar las especies típicas de *Cloudina* (*C. hartmannae* y *C. riemkeae*, aunque puede que sean sinónimas) y una probable nueva especie, además de multitud de tubos simples. Se han encontrado ejemplares que apoyan la teoría de la reproducción asexual en *Cloudina* (Fig. 1B), hasta ahora sólo descritos en China: individuos con un tubo "madre" en cuyo interior aparecen dos tubos "hijos" (Hua & Chen, 2005). Otros ejemplares sugieren que *Cloudina* estaba sólo ligeramente biomineralizada, siendo los tubos relativamente flexibles.

La nueva especie, que aunque ya fue comentada por Vidal *et al.* (1994) todavía no ha sido descrita formalmente, se caracteriza por presentar la típica estructura de conos dentro de conos, pero con crestas longitudinales que se continúan en cada uno de estos y que le dan un aspecto poligonal en corte transversal (Figs. 1A, C-D).

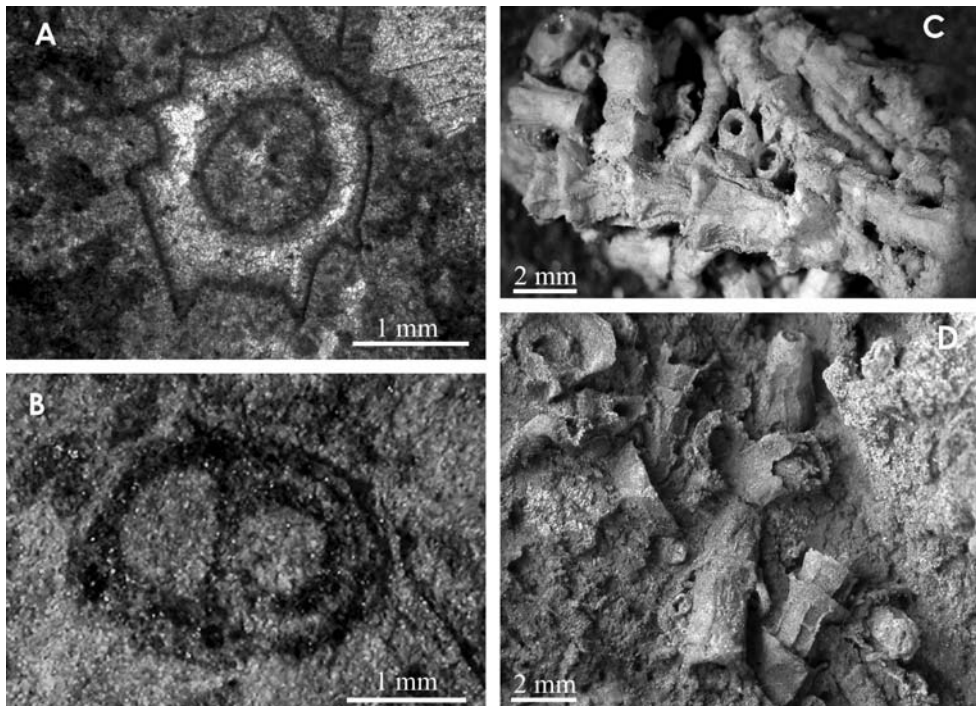


Figura 1. A: corte transversal de la probable nueva especie de *Cloudina*. **B:** ejemplar donde se aprecia la división del tubo original en dos nuevos, interpretado como una evidencia de reproducción asexual. **C y D:** muestras con varios ejemplares tridimensionales de la probable nueva especie.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología a través del Programa "Ramón y Cajal" y del proyecto CGL-2004-02967 (cofinanciado por FEDER). El trabajo se ha llevado a cabo con la colaboración del Servicio de Conservación de la Naturaleza y Espacios Protegidos, la Consejería de Agricultura y Medio Ambiente de la Junta de Extremadura (Catalogación y Evaluación de los Yacimientos Paleontológicos de Extremadura) y la Sociedad Agropecuaria El Membrillar.

Referencias

- Álvaro, J.-J. & Blanc-Valleron, M.-M. 2002. Stratigraphic and structural framework of the Neoproterozoic Paracuellos Group, Iberian Chains, NE Spain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173**, 219-227.
- Germis, J. 1972. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa. *American Journal of Science*, **272**, 752-761.
- Grant, S.W.F. 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the Terminal Proterozoic. *American Journal of Science*, **290-A**, 261-294.
- Hua, H. & Chen, Z. 2005. Skeletogenesis and asexual reproduction in the earliest biomineralizing animal *Cloudina*. *Geology*, **33**, 277-280.
- Palacios, T. 1989. Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (región central de la Península Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **3**(2), 1-91.
- Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Díez, M.A. & Grant, S. 1994. Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, **131**, 729-765.



Reconstrucción paleoambiental con foraminíferos del tránsito Eoceno-Oligoceno de Fuente Caldera (Granada)

Cruz L.E.^{1,2}, Fenero R.¹, Molina E.¹ y Ortiz S.¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. leacruz@unizar.es; rfenero@unizar.es; emolina@unizar.es; silortiz@unizar.es

² Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander. A.A. 678 Bucaramanga. Colombia. leacruz@uis.edu.co

La sección de Fuente Caldera (Granada) se sitúa en el Subbético Medio constituyendo una serie muy potente y continua desde el Eoceno superior al Oligoceno superior. Se trata de una sección aparentemente completa, con una excelente exposición del límite Eoceno/Oligoceno (E/O), razón por la cual fue propuesta como candidata para la definición del Estratotipo del límite E/O (Molina, 1986). En este trabajo, se ha estudiado una serie de 456,5 m que incluye desde el Eoceno superior (Priaboniense) al Oligoceno superior (Chatiense).

La bioestratigrafía de la sección Fuente Caldera basada en foraminíferos planctónicos para el Eoceno superior y Oligoceno fue estudiada por Molina (1986) y Molina *et al.* (2004, 2006), reconociendo las siguientes biozonas: *Porticulasphaera semiinvoluta*, *Globigerinapsis index*, *Cribohantkenina inflata*, *Turborotalia coccaensis* y *Cribohantkenina lazzarii* del Eoceno superior y *Paragloborotalia increbescens*, *Globoquadrina tapuriensis*, *Cassigerinella chipolensis*, *Pseudohastigerina barbadoensis*, *Subbotina angiporoides*, *Turborotalia ampliapertura*, *Paragloborotalia opima* y *Globigerina angulisuturalis* del Oligoceno. Estas biozonas corresponden a las recientemente propuestas por Berggren & Pearson (2005): E14 (*Globigerinatheka semiinvoluta*), E15 (*Globigerinatheka index*) y E16 (*Hantkenina alabamensis*) para el Eoceno superior y O1 (*Pseudohastigerina naguwichiensis*), O2 (*Turborotalia ampliapertura*), O3 (*Globigerina sellii*), O4 (*Globigerina angulisuturalis/Chiloguembelina cubensis*), O5 (*Paragloborotalia opima*) y O6 (*Globigerina ciperoensis*) para el Oligoceno.

En la Biozona de *G. index* (Eoceno superior, 35'5 Ma) se han encontrado evidencias de impacto meteorítico, pero los foraminíferos planctónicos no sufrieron un evento de extinción en relación a dichas evidencias. Tampoco los foraminíferos bentónicos presentan cambios relacionados con este evento, así que no se puede establecer una relación de causa y efecto entre impacto y extinción (Molina *et al.*, 2004, 2006).

En el límite E/O tanto los foraminíferos planctónicos como los bentónicos muestran uno de los eventos de mayor extinción en la historia de los foraminíferos. Tres géneros de foraminíferos planctónicos desaparecen (*Turborotalia*, *Hantkenina* y *Cribohantkenina*) y uno fue muy afectado (*Pseudohastigerina*). La pequeña

Pseudohastigerina nagewichiensis sobrevive, pero se extingue *Pseudohastigerina micra*, que es mayor de 150 micrones. Se ha comprobado la extinción diacrónica del foraminífero bentónico *Nuttallides trümpyi*, anterior al límite E/O en la Zona de *Turborotalia cocoaensis*. Además, se ha identificado una asociación de crisis, caracterizada por *Globocassidulina subglobosa*, *Oridorsalis umbonatus* y especies de *Cibicidoides* y *Gyroldinoides*. Este evento de extinción no es simultáneo sino que es gradual rápido (Molina *et al.*, 1993; Molina *et al.*, 2004, 2006), siendo la causa más plausible el gran enfriamiento generado por la glaciación simultánea del Antártico y Ártico (ej., Tripathi *et al.*, 2005).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos, dominadas por taxones calcáreos e infaunales, están compuestas por abundantes taxones batiales (ej., *Hanzawaia ammophila*, *Osangularia mexicana*, *Cibicidoides eoceanus*) y en menor medida abisales (ej., *Cibicidoides grimsdalei*). *Asterigerina* spp. y otros taxones más comunes en medios sublitorales a batiales superiores (ej., *Pararotalia audouini*) son también abundantes en la sección, pero probablemente representan material alóctono proveniente de la plataforma y transportados por flujos turbidíticos. De este modo, se estima un medio de depósito batial inferior, a una profundidad de más de 1000 m.

En la parte alta del Oligoceno inferior, Biozona de *C. chipolensis*, algunos metros por debajo de la extinción de las Chiloguembelinas y cerca del límite Rupeliense/Chatiense, se ha reconocido un evento de caída del nivel del mar, que correspondería con el establecido por Haq *et al.* (1987) en la base de la secuencia TB1.1 Este evento parece estar relacionado con el relevo de las Discocyclinas por las Lepidocyclinas. Los pequeños foraminíferos bentónicos muestran un incremento en su abundancia muy significativo y gradual, alcanzando el índice Planctónicos/Bentónicos valores de hasta el 29,2 % en las muestras anteriores al relevo de los macroforaminíferos.

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por el proyecto CGL2004-00738/BTE del Ministerio de Ciencia y Tecnología. L. E. Cruz contó con el apoyo del Programa Alban, Programa de becas de alto nivel de la Unión Europea para América latina, número de identificación E03D25498CO. S. Ortiz y R. Fenero agradecen las becas del Gobierno de la Rioja y del Ministerio de Ciencia y Tecnología BES-2005-10390.

Referencias

- Berggren, W.A. & Pearson, P.N. 2005. A revised tropical to subtropical paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, **35**, 279-298.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.

- Molina, E. 1986. Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. In: *Terminal Events Eocene* (Eds. Ch. Pomerol & I. Premoli Silva). Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 53-63
- Molina, E., Gonzalvo, C. & Keller, G. 1993. The Eocene-Oligocene planktic foraminiferal transition: extinctions, impacts and hiatuses. *Geological Magazine*, **130**, 483-499.
- Molina, E., Cruz, L.E., Gonzalvo, C. Ortiz, S. & Robin, E. 2004. Evidencias de impacto meteorítico en el Eoceno Superior de Fuente Caldera (Granada, Cordilleras Béticas), *Geotemas*, **6**, 365-368.
- Molina, E., Gonzalvo, C., Ortiz, S. & Cruz, L.E. 2006. Foraminiferal turnover across the Eocene-Oligocene transition at Fuente Caldera, southern Spain: no cause-effect relationship between meteorite impacts and extinctions. *Marine Micropaleontology*, **58**, 270-286.
- Tripathi, A., Backman, J., Elderfield, H. & Ferreti, P. 2005. Eocene bipolar glaciation associated with carbon cycle changes. *Nature*, **436**, 341-346.



El dinosaurio hadrosaurio de Blasi 5 (Maastrichtiense superior, Formación Conques, Arén, Huesca)

Cruzado-Caballero, P. y Canudo, J.I.

Grupo Aragosaurus. Área y Museo de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, nº 12. 50009 Zaragoza. penelope@unizar.es; jicanudo@unizar.es. <http://www.aragosaurus.com>

El registro fósil de dinosaurios hadrosaurios del Maastrichtiense superior en Europa es escaso en taxones representados. Existen varios taxones distintos, entre los cuales, sólo *Telmatosaurus transsylvanicus* Nopcsa 1900, y *Pararhabdodon isonensis* Casanovas-Cladellas *et al.*, 1993 son taxones válidos. El objetivo de este trabajo es presentar los restos de una posible nueva especie de dinosaurio hadrosaurio de pequeña talla de Arén (Huesca).

Las teorías tradicionales consideran a los hadrosaurios europeos del final del Cretácico como pertenecientes a clados primitivos, conservados como endemismos en el archipiélago europeo. En estos individuos surgieron casos de enanismo como en *Telmatosaurus transsylvanicus* (Weishampel *et al.*, 1993). Investigaciones recientes han demostrado que el origen de la asociación de hadrosaurios europeos parece ser más compleja. Cruzado-Caballero *et al.* (2005) demostraron la existencia de al menos un hadrosaurio lambeosaurino en el Maastrichtiense superior de Arén (Blasi 3).

En la localidad de Arén (comarca de La Ribagorza, provincia de Huesca) se han encontrado 6 yacimientos con gran cantidad de restos fósiles craneales y post-craneales de dinosaurios hadrosaurios, todos ellos con una edad de Maastrichtiense superior.

Los yacimientos se encuentran al Oeste del núcleo urbano muy cerca del collado de Blasi, que da nombre a los mismos. En el término municipal de Arén se puede identificar fácilmente la sucesión de formaciones del Grupo Tresp, de la Cuenca de Tresp. Son facies continentales, fundamentalmente fluviales y con escasa influencia marina, restringida a la parte más baja de la formación.

En este trabajo presentamos los restos encontrados en el yacimiento Blasi 5. Este yacimiento es el más moderno de la secuencia y se sitúa en la parte media de la Formación Conqués, incluida en el Grupo Tresp (Oms & Canudo, 2004) y en la secuencia deposicional de Arén 4 (López-Martínez *et al.*, 2001). En esta formación predominan las lutitas gris anaranjadas y marrón, intercaladas con niveles de areniscas y de microconglomerados con restos de vertebrados. Blasi 5 se encuentra en un nivel de arcillas grises que lateralmente pasa a un microconglomerado.

Los restos estudiados en este trabajo son dos vértebras cervicales, tres dorsales, un húmero izquierdo y un fémur izquierdo. Estos restos corresponden a un individuo adulto, ya que las vértebras presentan sus centros vertebrales fusionados. Los restos están muy deteriorados conservándose de las vértebras sólo los centros vertebrales, del húmero se conserva la parte central del mismo y del fémur la parte proximal. El estudio de los restos del húmero recuperado nos muestran un posible hadrosaurio lambeosaurino cuya talla sería reducida, confirmado esto por el pequeño tamaño de las vértebras y del fémur. Es necesario seguir investigando el resto del material del que se dispone en el mismo yacimiento, aún en preparación, pues con los datos que poseemos actualmente no podemos llegar a asignar a ningún género este material. Además, por otra parte, dicho material podría estar relacionado con un hadrosaurio adulto de pequeño tamaño que se encuentra en Blasi 3. Las vértebras dorsales de dicho ejemplar son más pequeñas que las estudiadas en Blasi 5, pero parecen compartir algunos caracteres como la forma general del centro vertebral y una pequeña hendidura en la cara articular de los centros vertebrales, que comparten Bla5-23 con Bla3-57 y Bla3-171.

Como resumen, en Blasi 5 hay un hadrosaurio de pequeño tamaño distinto de *Telmatosaurus transsylvanicus*, que posiblemente sea lambeosaurino, confirmando así la presencia de hadrosaurios lambeosaurinos en la Europa del final del Cretácico y la posible migración de faunas modernas de otras partes de Laurasia. El pequeño tamaño de este individuo nos indicaría, además, que el proceso de reducción del tamaño, debido a la insularización, también pudo haber afectado a algunos hadrosaurios más derivados y no exclusivamente a las formas primitivas.

Referencias

- Cruzado-Caballero, P., Canudo, J.I. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 2005. Nuevas evidencias de la presencia de hadrosaurios lambeosaurinos (Dinosauria) en el Maastrichtiense superior de la Península Ibérica (Arén, Huesca). *Geogaceta*, **38**, 47-50.
- López-Martínez, N., Canudo, J.I., Ardévol, L.I., Pereda-Suberbiola, X., Orue-Etxebarria, X., Cuenca-Bescós, G., Ruiz-Omeñaca, J.I., Murelaga, X. & 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.
- Oms, O. & Canudo, J.I. 2004. Datación magnetoestratigráfica de los dinosaurios del Cretácico terminal (Maastrichtiense superior) de Arén (Huesca, Unidad Surpirenaica Central). *Geo-Temas*, **6**(5), 51-54.
- Weishampel, D.B., Norman, D.B. & Grigorescu, D. 1993. *Telmatosaurus transsylvanicus* from the Late Cretaceous of Romania: The most basal hadrosaurid dinosaur. *Palaeontology*, **36**(2), 361-385.



Arquitectura deposicional en un depósito aluvial basada en la distribución de fósiles de vertebrados del Mioceno de Somosaguas (Madrid)

Cuevas-González, J. y Élez, J.

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.
C/ José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid. jaime.cuevas@ua.es; javier.elez@geo.ucm.es

Desde el año 1998 se ha aplicado el método de excavación paleontológica en extensión en el yacimiento de fósiles de vertebrados de Somosaguas Norte (Mioceno medio, Madrid) sobre una superficie de 72 m². Esta técnica de excavación registra las coordenadas XYZ de cada uno de los hallazgos respecto a un cero relativo, lo que ha permitido elaborar una base de datos con la posición espacial de cerca de 3.000 restos fósiles de macrovertebrados. En este trabajo se describen los resultados del análisis de dicha base de datos en un entorno GIS y sus implicaciones para la arquitectura deposicional del depósito fosilífero.

La serie estratigráfica de los yacimientos de Somosaguas está formada por unos cinco metros de sedimentos terrígenos fundamentalmente arcósicos, correspondientes a facies medias y distales de abanicos aluviales, donde se distinguen tres tramos bien diferenciados. El yacimiento de Somosaguas Norte se encuentra a

techo de la serie en el tramo T3, formado por tres metros de arenas arcóscas gruesas mal clasificadas, masivas y muy homogéneas, sin estructuras sedimentarias ni planos de estratificación que permitan definir niveles internos.

La base del tramo T3 se apoya en discordancia sobre el tramo inferior, con morfología cóncava y de carácter claramente erosivo. A techo de este tramo aparecen niveles de calcretas laminares de origen edáfico. La distribución de las láminas de carbonato permite reconocer variaciones en la tasa de sedimentación entre la parte superior e inferior de este tramo (Cuevas-González, 2005).

Estudios previos indicaban que podrían existir al menos dos eventos independientes de depósito de restos óseos fósiles en el tramo T3 (Polonio & López-Martínez, 2000), ya que su distribución presentaba dos máximos a profundidades aproximadamente de $Z = -135$ y -165 cm. Las direcciones preferentes N-S de orientación de los huesos y la distribución regional de los cinturones de facies indicaban según estos autores un transporte en masa de los materiales de Norte a Sur.

En este estudio se han introducido los datos de distribución espacial de nuevos fósiles de vertebrados del tramo T3 en un sistema de coordenadas 3D utilizando un software de tipo GIS, obteniendo así un modelo tridimensional de la distribución de los restos óseos. No se ha observado ningún patrón diferencial en el modo de distribución de los restos por sus dimensiones ni por sus buzamientos, los cuales superan frecuentemente los 30° , corroborando así las observaciones de campo que apuntan a un régimen de transporte en masa para el tramo T3.

El modelo 3D obtenido muestra claramente tres niveles diferenciados por su gran abundancia de fósiles, un nivel más por debajo de los dos anteriormente distinguidos, y separados por dos intervalos con menor abundancia, distribución que podría reflejar la geometría de tres cuerpos sedimentarios. El conjunto presenta morfologías cóncavas que se acuñan hacia el Sur, con orientación y ángulos coincidentes con la morfología observada en la discordancia erosiva de la base del tramo T3. Cada uno de los tres cuerpos tiene una potencia máxima estimada de 50 cm y no se aprecia ninguna tendencia en la sucesión vertical.

La distribución de los restos fósiles permite definir la arquitectura deposicional del tramo T3, que muestra la geometría de tres cuerpos sedimentarios cuyas litologías son indistinguibles y por tanto no observables en afloramiento, debido al conjunto amalgamado resultante (Élez, 2005). Esta arquitectura debe responder al menos a tres episodios de sedimentación distintos, con características litológicas y tafonómicas similares. El contenido isotópico de los carbonatos biogénicos muestra una variación en la vertical entre los dos cuerpos superiores, lo que corrobora la diacronía de su depósito (Cuevas-González, 2006).

Referencias

- Cuevas-González, J. 2005. Estado actual de los conocimientos paleontológicos y estratigráficos de los yacimientos aragoneses de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid). *Coloquios de Paleontología*, **55**, 103-123.
- Cuevas-González, J. 2006. *Estudio isotópico de ^{13}C y ^{18}O en sedimentos y fósiles de los yacimientos de Somosaguas del Mioceno medio (Cuenca de Madrid)*. Diploma de Estudios Avanzados. Facultad de Ciencias Geológicas. Departamento de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid. 1-31.
- Élez, J. 2005. *Aplicación GIS 3D a los yacimientos paleontológicos de Somosaguas*. Diploma de Estudios Avanzados. Facultad de Ciencias Geológicas. Departamento de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid. 1-39.
- Polonio, I. & López-Martínez, N. 2000. Análisis tafonómico de los yacimientos de Somosaguas (Mioceno Medio, Madrid). *Coloquios de Paleontología*, **51**, 235-266.



Los lagomorfos del Plio-Pleistoceno europeo. *State of the art*

De Marfà Taillefer, R.J.¹, Agustí, J.² y Cuenca Bescós, G.³

¹ Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. C/Martí Franques, s/n. 08028 Barcelona. demarfa@ub.edu

² ICREA-Institut de Paleoecologia Humana. Universitat Rovira i Virgili. Plaça Imperial Tàrraco, 1. 43005 Tarragona. jordi.agusti@icrea.es

³ Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. cuencag@unizar.es

El Plio-Pleistoceno europeo constituye una época muy interesante de cara al estudio de la familia Leporidae (Orden Lagomorpha), ya que es durante este intervalo temporal cuando aumenta notablemente la presencia de conejos (*Oryctolagus*) y liebres (*Lepus*) en el registro fósil, en detrimento de los representantes de la familia Ochotonidae (pikas), que hasta entonces eran los lagomorfos predominantes.

Las evidencias incuestionables más antiguas del género *Oryctolagus* se encuentran en el Plioceno Medio de Layna (Soria, España) (López-Martínez, 1989) y en el Plioceno Superior de Perrier (Francia) (Pomel, 1853), mientras que los primeros representantes de *Lepus* en Europa proceden del Pleistoceno Inferior de diversos yacimientos de Europa central (Kretzoi, 1956; Fladerer, 1987) e Italia (Meulen, 1973), y del Pleistoceno Medio de la Península Ibérica (Mazo *et al.*, 1985;

López-Martínez, 1989). Sin embargo, estas primeras liebres están únicamente documentadas por restos dentales y, observada la gran variabilidad existente en el material actual y fósil, así como la posible existencia de convergencias evolutivas, es aún arriesgado extraer conclusiones fiables.

En el Plioceno Medio y Superior, las poblaciones de *Oryctolagus* de Layna y Perrier, originadas probablemente a partir de alguna población de *Trischizolagus*, podrían haber coexistido con otro lepórico de gran tamaño y de características intermedias entre el conejo y la liebre, que ha sido hallado en Francia (Senèze, Saint Vallier) (Viret, 1954). Aún con estas diferencias observadas por distintos autores, se debe ser muy prudente en el estudio sistemático de los lepóricos, pues en las poblaciones actuales existen unas importantes diferencias de tamaño en función del clima y la disponibilidad de alimento (Guennouni, 2001; Callou, 2003). Por otro lado, durante esta época en Europa central y occidental se encuentra otro lepórico, *Hypolagus*, no identificado hasta el momento en la Península Ibérica, y que tiene su origen en el Mioceno de América del Norte. Actualmente se cree que este género se extinguió probablemente por la competencia con *Lepus* (Dawson, 1967; Fostowicz-Frelik, 2003).

Durante el Pleistoceno Inferior los ocotónidos, representados por el género *Prolagus*, quedan relegados al litoral mediterráneo (López-Martínez, 1989), zona en la que también abundan diversas asociaciones de *Oryctolagus* aparentemente muy similares al conejo actual, como las encontradas en Barranco León y Fuente Nueva 3 (Orce, Granada). En cambio, en Italia (Nocchi & Sala, 1997) y en zonas más interiores de la Península Ibérica, como en Trinchera Elefante 9 (Atapuerca, Burgos), aparece un lepórico con una dentición de gran tamaño y muy parecida a la liebre, pero con caracteres craneales y postcraneales similares al conejo. La morfología dental y su variabilidad recuerdan las asociaciones de *Trischizolagus* de Europa central.

Finalmente, los datos paleontológicos procedentes de distintos yacimientos franceses y españoles parecen indicar que el conejo actual (*O. cuniculus*) y las liebres actuales (*Lepus europaeus*, *Lepus timidus*, *Lepus granatensis*) aparecieron durante el Pleistoceno Medio (Donard, 1982; López-Martínez, 1989).

En definitiva, en el Plio-Pleistoceno se produjeron importantes cambios en la evolución y la biogeografía de los lagomorfos, hechos probablemente asociados a los cambios ambientales que tuvieron lugar durante esta época.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible en parte gracias al apoyo del "Departament d'Universitats, Recerca i Societat de la Informació de la Generalitat de Catalunya i del Fons Social Europeu". Por otro lado, R. D. M. agradece a los miembros del Grupo de Investigación "Paleobiología del Neogen Mediterrani" de la Universidad de Barcelona sus comentarios sobre este trabajo.

Referencias

- Callou, C. 2003. De la garenne au clavier: Étude archéozoologique de lapin en Europe occidentale. *Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle*, Paris, **189**.
- Dawson, M.R. 1967. Lagomorph history and the stratigraphic record. *Essays in Paleontology & Stratigraphy, Raymond C. Moore commemorative volume*, University of Kansas, 287-316.
- Donard, E. 1982. *Recherches sur les léporidés quaternaires (Pléistocène moyen et supérieur, Holocène)*. Thèse. Université de Bordeaux.
- Fladerer, F.A. 1987. Beitrag zur Entwicklung von *Hypolagus* und *Lepus* (Lagomorpha, Mammalia) im Pliopleistozän von Mitteleuropa. *Aus den Sitzungsberichten der Österr. Akademie der Wissenschaften Mathem.-naturw. Kl.*, **196**, 123-138.
- Fostowicz-Frelik, L. 2003. Species distribution and differentiation of Eurasian *Hypolagus* (Lagomorpha). In: *Distribution and migration of Tertiary mammals in Eurasia. A volume in honour of Hans de Bruijn Reumer*, (Eds. J. W. F. & W. Wessels). *Denisea*, **10**, 197-216.
- Guenouni, K. 2001. *Les lapins du Pléistocène moyen et supérieur de quelques sites préhistoriques de l'Europe méditerranéenne: Terra Amata, Orgnac 3, Lazaret, Zafarraya. Étude paléontologique, taphonomique et archéozoologique*. Thèse. MNHN, Paris.
- Kretzoi, M. 1956. Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. *Geol. Hungar. Palaeont.*, **27**, 1-264.
- López-Martínez, N. 1989. Revisión sistemática y biostratigráfica de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **3**, 1-350.
- Mazo, A., Sesé, C., Ruiz Bustos, A. & Peña, J. 1985. Geología y paleontología de los yacimientos Plio-pleistocenos de Huéscar (Depresión de Guadix-Baza, Granada). *Estudios Geol.*, **41**, 467-493.
- Van der Meulen, A.J.. 1973. Middle Pleistocene smaller Mammals from the Monte Peglia (Orvieto, Italy) with special reference to the phylogeny of *Microtus* (Arvicolidae, Rodentia). *Quaternaria*, **17**, 1-144.
- Nocchi, G. & Sala, B. 1997. *Oryctolagus burgi* n. sp. (Mammalia, Lagomorpha) from the Middle Pleistocene levels of Grotta Valdemino (Borgio Verezzi, Savona, north-west Italy). *Paleontologia i evolució*, **30-31**, 19-38.
- Pomel, A. 1853. Catalogue méthodique et descriptif des vertébrés fossiles découverts dans le bassin hydrographique supérieur de la Loire et l'Allier. *L. B. Baillière*, Paris, 1-193.
- Viret, J. 1954. Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de Mammifères Villafranchiens. *Nouv. Archives Mus. Hist. Nat.*, **4**.



Primer hallazgo de *Alueva hastata*, (SDZUY 1958) (Trilobita, Cámbrico Medio temprano) en el Noroeste de España (Cordillera Cantábrica)

Dies Álvarez, M.E.¹, Gozalo, R.² y Liñán, E.³

¹ Department of Geology. Lund University. Sölvegatan, 12. SE-22362. Lund. Sweden. medies@unizar.es

² Departamento de Geología, Facultad de Biología, Universitat de València. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia). rodolfo.gozalo@uv.es

³ Departamento de Ciencias de la Tierra (Área y Museo de Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. linan@unizar.es

En este trabajo se identifica por primera vez la especie de trilobites *Alueva hastata* (Sdzuy, 1958) en la Cordillera Cantábrica. *Alueva hastata* es una especie de trilobites muy abundante en las Cadenas Ibéricas que recientemente ha sido identificada también en el sur de España (Liñán *et al.*, 2004) por lo que se replantea su importancia en las correlaciones entre afloramientos muy alejados entre sí del Sistema Cámbrico de España.

El objetivo de este trabajo es aportar nuevos datos a la distribución paleogeográfica de una especie considerada hasta hace poco tiempo endémica del nordeste de España. Para ello se han muestreado los niveles correspondientes al Cámbrico Medio basal de la Formación Láncara en las secciones de Valdoré y Presa del Porma (Sdzuy, 1995) en la provincia de León.

Los nuevos ejemplares se encuentran como fósiles corporales en calizas esparíticas y presentan una buena preservación ya que la deformación de los ejemplares es mínima. La morfología de los nuevos cranidios encontrados se incluye dentro del rango de variación propuesto para esta especie, y es similar a la de los ejemplares encontrados en las calizas de la Formación Valdemiedes con una superficie lisa y un surco anterior y aristas oculares poco marcados (Sdzuy, 1961; Dies Álvarez, 2004).

Este taxón se encuentra asociado a los trilobites *Acadoparadoxides mureroensis*, *Acadoparadoxides?* cf. *harlani*, *Alueva moratrix*, *Condylopyge cruzensis*, *Peronopsis* aff. *longinqua* y *Hamatolenus* (*Lotzeia*) *lotzei* en las Cadenas Ibéricas y a *Acadoparadoxides* sp. en la Sierra de Córdoba. Los nuevos hallazgos en la Cordillera Cantábrica se ha hallado en niveles equivalentes, donde también se han encontrado *Acadoparadoxides mureroensis*, Kootenidae sp., *Parasolenopleura?* sp., *Clavigellus* sp., *Condylopyge* sp. y *Macannaia* n. sp.

Todas estas asociaciones pertenecen a la zona de *Acadoparadoxides mureroensis*, del piso Leoniense inferior, en el Cámbrico medio basal por lo que *Alueva hastata* permite caracterizar la primera zona del Leoniense y por lo tanto del Cámbrico Medio.

En cuanto a la paleoecología de *Alueva hastata*, esta especie es típica de facies sublitoral abierta (Dies Álvarez, 2004), tanto de fondos carbonatados como mixtos de aguas agitadas, por lo que no parece presentar una preferencia por un tipo de sustrato concreto. En el sur de España se encuentra asociada a pistas fósiles típicas de una sucesión de las icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*, también indicativas de una cierta energía en el medio en el que habría abundancia de nutrientes (Liñán *et al.*, 2004). Su distribución restringida a la Península Ibérica, puede ser indicativo de que se trate de una especie endémica para nuestro país.

Agradecimientos

Este trabajo es una aportación al proyecto de investigación BTE 2003-04997 del Ministerio de Educación y Ciencia, y al Grupo E-17 del Departamento de Ciencia y Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón. María Eugenia Dies Álvarez es becaria postdoctoral del Ministerio de Educación y Ciencia en la Universidad de Lund (Ref. EX 2005-10-19)

Referencias

- Dies Álvarez, M.E. 2004. *Bioestratigrafía y Paleoecología de la Formación Valdemiedes (Cámbrico Inferior-Medio) en las Cadenas Ibéricas*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza. 1-147. (inérita).
- Liñán, E., Dies, M.E., Gámez Vintaned, J.A., Gozalo, R., Mayoral, E., Muñiz, F. & Chirivella, J.B. 2004. Hallazgo del trilobites *Alueva hastata* (Sdzuy, 1958) y de pistas fósiles en el Cámbrico Medio temprano de Sierra Morena. Consecuencia regionales y ambientales. *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre. Volumen II: Paleontología. Zona Arqueológica*, **4**, 256-263.
- Sdzuy, K. 1958. Neue Trilobiten aus dem Mittelkambrium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, **39**, 235-253.
- Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse*, **1961**(7-8), 217-408.
- Sdzuy, K. 1995. Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del Límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. In: *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico". Libro homenaje al Prof. Klaus Sdzuy* (Eds. J. A. Gámez Vintaned & E. Liñán), Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 253-263.



Primera cita de un dinosaurio estegosaurino en el Jurásico Superior de la Península Ibérica (Casal Novo, Batalha, Portugal)

Escaso, F.^{1,2}, Ortega, F.^{1,3}, Dantas, P.³, Malafaia, E.³ y Sanz, J.L.¹

¹ Unidad de Paleontología, Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. C/ Darwin, 2. 28049 Madrid. fernando.escaso@uam.es; fj.ortega@gmail.com;

² Museo de las Ciencias de Castilla-la Mancha. Plaza de la Merced, 1. 16001 Cuenca.

³ Laboratório de História Natural da Batalha. Apartado 116. 2441-901 Batalha. Portugal. Museu Nacional de História Natural (Universidade de Lisboa). Rua da Escola Politécnica, 58. 1250-102 Lisboa. Portugal.

Hasta el momento la fauna de dinosaurios descrita en el Jurásico Superior de la Península Ibérica está formada por alrededor de 20 géneros, en su mayor parte identificados a partir de material procedentes de los niveles del Kimmeridgiense-Titoniense de la Cuenca Lusitánica, en la orla mesozoica del Centro-Oeste de Portugal. Entre estos taxones, los tireóforos ibéricos están únicamente representados por dos especies. La primera, el anquilosaurio *Dracopelta zbyszewskii*, es, por el momento, exclusivo del registro portugués, mientras que la segunda, el estegosaurio *Dacentrurus armatus*, está presente tanto en la Cuenca Lusitánica como en distintos yacimientos ingleses, franceses y españoles.

Sin embargo, el hallazgo de los restos parciales del esqueleto de un estegosaurio en la localidad de Casal Novo (Batalha, Portugal) en niveles de la Formación Alcobça -Grupo Lourinhã (Kimmeridgiense superior-Titoniense inferior) permite ampliar este registro. El ejemplar está compuesto por elementos pertenecientes al cráneo, al esqueleto axial y apendicular y a la armadura dérmica de, probablemente, un único individuo. La relación del ejemplar con los dinosaurios estegosaurinos pertenecientes al género *Stegosaurus* está bien soportada por la presencia de vértebras caudales anteriores con los ápices de las espinas neurales expandidos, procesos transversos dorso-ventralmente dirigidos y con un elevado proceso dorsal en su zona proximal en las caudales anteriores, y centros vertebrales de las caudales anteriores cortos anteroposteriormente. Sobre el ejemplar se interpretan muchas semejanzas con la especie *Stegosaurus unguatus* (Jurásico Superior, EEUU), como la presencia de un proceso dorsal en las costillas de las vértebras caudales anteriores muy elevado, canales neurales muy altos en las vértebras dorsales y arcos neurales de las vértebras cervicales medias inclinados posteriormente, que permiten discutir el emplazamiento filogenético del estegosaurio de Casal Novo.

La diversidad de los tireóforos del Jurásico Superior de la Península Ibérica, e incluso la del registro europeo, resultaba sorprendentemente baja respecto a la

del registro sincrónico en América del Norte. El reconocimiento de dinosaurios estegosaurinos en el Jurásico Superior ibérico amplía el rango conocido del grupo a los dos márgenes del proto-Atlántico Norte durante el Jurásico Superior. Además, la estrecha relación de este estegosaurino con algunos representantes del taxón en América del Norte, como *Stegosaurus ungulatus*, constituye un nuevo dato sobre la semejanza entre las faunas a ambos lados del proto-Atlántico Norte durante el Kimmeridgiense superior.



El género *Parastriatopora* Sokolov (Tabulata) en el Devónico Inferior de la Península Ibérica

Fernández-Martínez, E.¹, Gutiérrez-Álvarez, J.² y López-Alcántara, A.³

¹ Área de Paleontología, Departamento de Ingeniería Minera, Universidad de León. C/ Jesús Rubio, 2. 24071 León. dimefm@unileon.es

² C/ San Lázaro, 10, 4º, 36. 33008 Oviedo.

³ I.E.S. Odiel. C/ Góngora s/n. 21500 Gibraleón, Huelva. antoniopezal@yahoo.com

Parastriatopora Sokolov es un género de coral tabulado que generó esqueletos coloniales cerioides y de morfología groseramente ramificada. Desde un punto de vista paleoecológico, es un coral habitual en ambientes con tasas de sedimentación relativamente altas, apareciendo en niveles no bioconstruidos, de litología carbonatada pero con un alto contenido en terrígenos finos. En estas facies, *Parastriatopora* aparece ocupando delgados niveles de carácter margoso, junto a minúsculos corales tabulados aulopóridos de la familia Pyrgiidae (especialmente el género *Cladochonus*) y, en ocasiones, corales rugosos de la denominada "fauna de *Cyathaxonia*".

El género muestra una amplísima distribución durante el Silúrico y el Devónico Inferior, estando especialmente bien representado en la antigua URSS y China, regiones en las que perdura hasta el Devónico Medio. En otros lugares del mundo las citas son muchos más escasas. En concreto, y para el Devónico, ha sido citado en Alaska, Australia, África del Norte y Europa occidental (Alpes Cárnicos, Bretaña y la Península Ibérica). Mención especial merece su presencia en materiales del Devónico Inferior de América del Sur, donde, hasta la fecha, ha sido citado en el Lochkoviense de Argentina (Fernández-Martínez *et al.*, 1999) y en materiales de edad imprecisa entre el Praguense y el Emsiense de Bolivia (Tourneur *et al.*, 2000).

Diversos estudios sobre corales tabulados realizados en los últimos años en la Península Ibérica han permitido comprobar la presencia de *Parastriatopora* en el Devónico Inferior de varias regiones.

En la Cordillera Cantábrica, el género está representado por *P. cantabrica*, especie hallada en numerosos afloramientos de la Formación La Pedrosa del Grupo La Vid (Región de Pliegues y Mantos, provincia de León) y de la Formación Abadía (Región del Pisuerga-Carrión, provincia de Palencia) (Tourneur & Fernández-Martínez, 1991, así como en otros yacimientos que son actualmente objeto de estudio en relación con el proyecto CGL 2005-03715/BTE). En todos los casos, el coral aparece en delgados niveles margosos con macrofauna nerítica, ligados al intervalo entre los bioeventos Zlichoviense Superior (UZE) y Daleje-Cancellata (DCE), lo que indicaría una edad Emsiense superior basal (García-Alcalde, 1998; M. Truyols-Massoni, comm. pers.).

En la Zona de Ossa-Morena, Lafuste (in Crousilles *et al.*, 1978) identificó y figuró diverso material atribuido a *Parastriatopora* gr. *floralis-annulatus* en capas de edad Gediense superior. Un detallado estudio sistemático de dicho material fue realizado por Lafuste *et al.* (1992), quienes lo asignaron a *Parastriatopora* ex gr. *annulata*. En las campañas de campo realizadas en el Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, durante los años 2004 y 2005 (en el marco del proyecto BTE2003-02065), se han recolectado 23 fragmentos de ramas, procedentes de dos secciones (Guadamez-2 y Peñón Cortado), los cuales pueden ser asignados a este mismo taxón (Fernández-Martínez, 2005). Los fragmentos aparecen en niveles margosos y, en el yacimiento de Peñón Cortado, también en calizas bioclásticas; en todos los casos muestran signos de transporte en diferente grado. Estudios con conodontos indican una edad Lochkoviense alto a Praguense para los niveles con *Parastriatopora* (Valenzuela-Ríos *et al.*, 2006).

En la Sierra de Guadarrama (Sistema Central, Zona Centroibérica); los profesores Jenaro L. García Alcalde y Francisco Soto, de la Universidad de Oviedo, recolectaron diversas muestras en materiales de la parte inferior de la Formación Cercadillo (nivel Ce 1, subnivel b de Bultynck & Soers, 1971), datados como Lochkoviense inferior. Dentro de este subnivel, los corales tabulados se encuentran asociados a bancos delgados y lentejones de calizas encriníticas, que aparecen intercalados entre pizarras finamente laminadas. La matriz biomicrítica de estos niveles contiene, junto a los bioclastos de crinoideos y los corales tabulados, una rica fauna de braquiópodos, tentaculites, algas y briozoos. La determinación sistemática de este material indica que se trata de una nueva especie, próxima a *Parastriatopora* ex gr. *annulata*.

Agradecimientos

Este trabajo se inscribe en los proyectos CGL 2005-03715/BTE "Fases de desarrollo de asociaciones de corales y estromatoporoideos en el Devónico Inferior de la Cordillera

Cantábrica (NO de España) y relación de estos sucesos con eventos geo-biológicos” y BTE2003-02065 “Bioconstrucciones del dominio Obejo-Valsequillo y del Carbonífero del Área del Guadiato. Comparación de sus contextos paleobiológico, estratigráfico, paleogeográfico y paleotectónico y del potencial económico de los mismos”, ambos del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

- Bultynck, P. & Soers, E. 1971. Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale). Première partie: stratigraphie et tectonique. *Bull. Inst. r. Sci. Nat. Belg.*, **47**, 1-22.
- Cocks, L.R.M. 1972. The origin of the Silurian *Clarkeia* shelly fauna of South America and its extension to West Africa. *Palaeontology*, **15**(4), 623-630.
- Crousilles, M., Dixsant, C. & Lafuste, J. 1978. Données nouvelles sur les calcaires du Dévonien inférieur de la province de Cordoue (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **286**, série D, 507-509.
- Fernández-Martínez, E. 2005. Estudio preliminar de los corales tabulados y las bioconstrucciones de la sección de Guadamez-2 (Devónico Inferior, Dominio Obejo-Valsequillo, Zona de Ossa-Morena). In: *XXI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Libro de resúmenes* (Eds. E. Bernáldez Sánchez, E. Mayoral Alfaro & A. Guerreiro Dos Santos), Sevilla, 185-186.
- Fernández-Martínez, E., Plusquellec, Y., Tourneur, F. & Herrera, Z. 1999. Nueva especie de Tabulado del Devónico Inferior de Argentina. *Revista Española de Paleontología*, **14**(1), 37-57.
- García-López, S. & Fernández-Martínez, E. 1995. The genus *Parastriatopora* Sokolov, 1949 (Tabulata) in the Lower Devonian of Argentina: Palaeobiogeographic implications. *Geobios*, **28**(2), 175-183.
- Lafuste, J., Fernández-Martínez, E. & Tourneur, F. 1992. *Parastriatopora* (Tabulata) de las Calizas del Lorito (Devónico Inferior, provincia de Córdoba): morfología y microestructura. *Revista Española de Paleontología*, **7**(1), 3-12.
- Tourneur, F. & Fernández-Martínez, E. 1991. *Parastriatopora cantabrica*, nueva especie de Tabulado del Devónico Inferior (Emsiense) de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Revista Española de Paleontología*, **6**(1), 3-19.
- Tourneur, F., Plusquellec, Y., Fernández-Martínez, E. & Díaz Martínez, E. 2000. Revision of *Parastriatopora gigantea* (KNOD, 1908) (Anthozoa, Tabulata) from the Devonian of Bolivia. *Geobios*, **33**(6), 709-724.
- Valenzuela-Ríos, J.I., Liao, J-Ch., Pardo Alonso, M.V., Fernández-Martínez, E., Rodríguez, S. & Cózar, P. 2006. Lower Devonian faunistic succession from the Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina Domain (Ossa-Morena Zone, Spain); a preliminary multidisciplinary approach. *The Second International Palaeontological Congress*, June 17-21 2006, Beijing, China.



Consideraciones sobre la aplicación del índice de alteración del color de los conodontos (CAI) al estudio de la transición diagénesis-metamorfismo

García-López, S.¹, Blanco-Ferrera, S.¹ y Sanz-López, J.²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo. sgarcia@geol.uniovi.es; silvia.blanco@geol.uniovi.es

² Facultad de Ciencias de la Educación. Campus de Elviña s/n. 15071 A Coruña. jasanz@udc.es

Los conodontos están compuestos por láminas de apatito entre las que se disponen capas delgadas de materia orgánica. El método del índice de alteración del color de los conodontos (CAI) se basa en el análisis de los cambios de color que sufre la materia orgánica a lo largo del tiempo con el aumento de la temperatura. Estos cambios han permitido construir una escala de valores del CAI con ocho unidades (Epstein *et al.*, 1977; Rejebian *et al.*, 1987) que facilita el uso de los conodontos como paleotermómetros para un intervalo de temperaturas entre 50 y 600°C. Acompañando los cambios de color se producen también cambios tales como deformación, recristalización, fracturación u otras alteraciones texturales. La aplicación de este método, principalmente en rocas carbonatadas, ha resultado de gran utilidad para el estudio de la evolución tectonotérmica de las zonas externas de los orógenos, sobre todo cuando sus resultados pueden ser contrastados con los de otros métodos complementarios, como son el índice de Kübler (KI) de cristalinidad de la illita (Kübler, 1967) y la reflectancia de la vitrinita (R_0 ; Stach *et al.*, 1982). El objetivo del presente trabajo es presentar algunas consideraciones que pueden ser de utilidad en el empleo de esta metodología y que se refieren a dos aspectos de la misma: cartografía de isogras de CAI y establecimiento de zonación térmica de la transición diagénesis-metamorfismo a partir de datos de CAI.

Cartografía de isogras de CAI

Los mapas de isogras de CAI han resultado ser de gran utilidad para la interpretación de la naturaleza y edad de los eventos térmicos que han tenido lugar en áreas diagenéticas o con metamorfismo de grado bajo o muy bajo. En muchos casos, tales isogras siguen aproximadamente el trazado de los contactos estratigráficos y muestran como el CAI aumenta con la edad de las unidades litoestratigráficas, indicando un evento térmico de enterramiento o temprano con relación al desarrollo de la deformación; cuando esto ocurre, es frecuente que fracturas posteriores, tales como cabalgamientos, den lugar a un salto en los valores de CAI, indicando una inversión térmica discontinua. En otros casos, las isogras

cortan a los contactos estratigráficos, estando su trazado controlado por los rasgos estructurales del área considerada, e indicando un evento térmico más tardío y relacionado con el desarrollo de la estructura de la región, siendo frecuente que los valores del CAI estén acompañados de la presencia de un clivaje en las litologías pelíticas próximas.

La construcción de las isograsas se realiza por interpolación entre los datos puntuales de valores de CAI en la región implicada y la fiabilidad de éstas depende obviamente de la densidad de muestras con conodontos. No obstante, a menudo suelen surgir problemas derivados de la dispersión que suelen presentar los valores del CAI de conodontos de una misma muestra. Dispersiones iguales o inferiores a una unidad de CAI suelen ser debidas a la variabilidad normal en la cantidad de materia orgánica de los diferentes morfotipos de la muestra, de forma que para proyectar los datos del CAI en el mapa y construir las isograsas se suelen usar los valores medios del CAI. Cuando la dispersión de valores es superior a uno y no existe un intervalo modal bien definido, o existen dos valores modales, se trata generalmente de anomalías debidas fluidos hidrotermales, en cuyo caso el CAI no sirve para la construcción de isograsas.

Zonación térmica de la transición diagénesis-metamorfismo a partir de datos de CAI

La cartografía de isograsas de CAI ofrece una zonación térmica que puede ser muy útil para el estudio de la transición diagénesis-metamorfismo o del metamorfismo de grado bajo o muy bajo en áreas donde las rocas carbonatadas son abundantes. Cuando estas rocas son dominantes, esta zonación puede ser incluso la única disponible para llevar a cabo tales estudios. Por ello, es de gran interés correlacionar estas zonas con las ya establecidas para la transición diagénesis-metamorfismo a partir de datos obtenidos en otros tipos de rocas. Las facies metamórficas de grado bajo o muy bajo se encuentran bien establecidas en las metabasitas (facies de las zeolitas, de los subesquistos verdes y de los esquistos verdes); sin embargo, estas rocas no son muy frecuentes en las zonas externas de las cordilleras. En las rocas pelíticas, el KI ha permitido la definición de la anquizona, que marca la transición entre la zona diagenética y la epizona; los valores del KI que marcan los límites de la anquizona, definidos en $\Delta^{\circ}2\theta$ $\text{CuK}\alpha$, son 0,42 (diagénesis-anquizona) y 0,25 (anquizona-epizona) (el valor de KI disminuye con el aumento del metamorfismo). Dada la frecuencia con que estas rocas alternan con las carbonatadas, es de sumo interés establecer una correlación entre valores de KI y CAI para los límites de la anquizona. Aunque correlaciones locales se han podido establecer en diversas áreas, y la mayoría de los resultados son congruentes, existen algunas discrepancias de unas áreas a otras que dificultan una correlación general. Esto es debido a que los procesos que conducen a la alteración de los conodontos y a la transformación de los parámetros de los

minerales de las arcillas presentan una cinética diferente y están controlados por factores también diferentes. Así, por ejemplo, el valor de KI puede sufrir un incremento debido a un metamorfismo retrogrado que los valores de CAI no acusan; asimismo, la presencia de micas heredadas de un área fuente metamórfica puede dar lugar a valores de KI inconsistentes con los valores del CAI.

A pesar de las anteriores anomalías, se puede establecer una correlación aproximada entre valores de CAI para los límites de la anquizona y definir una anquizona de CAI, denominada "ancaizona" (García-López *et al.* 2001), que corresponda a condiciones metamórficas comparables a las de la anquizona de KI. Esta ancaizona ha sido definida mediante el intervalo $4 \leq \text{CAI} \leq 5,5$. En consecuencia, una zona diagenética de CAI, denominada "diacaizona", ha sido definida para $\text{CAI} \leq 4$, y una epizona de CAI, denominada "epicaizona", para $\text{CAI} \geq 5,5$. Las anteriores definiciones permiten realizar una zonación térmica de la transición diagénesis-metamorfismo utilizando exclusivamente datos de CAI. Mediante la proyección de Arrhenius para la determinación de las temperaturas a partir de valores de CAI (Epstein *et al.* 1977; Rejebian *et al.* 1987), puede estimarse una temperatura entre 200 y 230°C para el límite diacaizona-ancaizona y entre 350 y 380°C para el límite ancaizona-epicaizona. Obviamente, la zonación realizada está pensada para que la ancaizona corresponda a las mismas condiciones térmicas que la anquizona; sin embargo, es posible encontrar en localidades próximas de algunas áreas, valores de CAI y KI que no son consistentes con esta idea, de forma que una anquizona no se corresponda con una ancaizona o viceversa. Esta falta de concordancia tiene un significado geológico que debe ser interpretado en cada caso. La recristalización del apatito se produce, en general, a partir de valores de CAI = 5 (temperaturas entre 320 y 340 ° C).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto BTE2003-01609 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y Fondo Europeo de desarrollo regional (FEDER).

Referencias

- Epstein, A.G., Epstein, J.B. & Harris, L.D. 1977. Conodont Colour Alteration -an Index to Organic metamorphism. *U. S. Geological Survey, Professional Paper*, **995**, 1-27.
- García-López, S., Bastida, F., Aller, J. & Sanz-López, J. 2001. Geothermal paleogradients and metamorphic zonation from the conodont colour alteration index (CAI). *Terra Nova*, **13**, 79-83.
- Kübler, B. 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout á fait supérieures du métamorphisme. In: *Etages tectoniques* (Ed. J.P. Shaer). Neuchâtel, 105-121.
- Rejebian, V.A., Harris, A.G. & Huebner, J.S. 1987. Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism and hydrothermal alteration. *Geological Society of American Bulletin*, **99**, 471-479.

Stach, E., Mackowsky, M.Th., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D. & Teichmüller, R. 1982. *Stach's textbook of coal petrology, third revised and enlarged edition*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1-535.



Diversidad de terópodos del Cretácico Inferior (Fm. Arcillas de Morella, Aptiense) en los yacimientos del Mas de la Parreta (Morella, Castellón)

Gasulla, J.M.¹, Ortega, F.^{1,2}, Escaso, F.^{1,3}, y Sanz, J.L.¹

¹ Unidad de Paleontología, Departamento de Biología, Universidad Autónoma de Madrid. C/ Darwin, 2. 28049 Madrid.

² Laboratório de História Natural da Batalha. Apartado 116. 2441-901 Batalha. Portugal. Museu Nacional de História Natural (Universidade de Lisboa). Rua da Escola Politécnica, 58. 1250-102 Lisboa. Portugal.

³ Museo de las Ciencias de Castilla-la Mancha. Plaza de la Merced, 1. 16001 Cuenca.

El seguimiento paleontológico de los niveles de Formación Arcillas de Morella (Aptiense inferior) en la explotación minera de arcillas del Mas de la Parreta (Morella), está aportando una ingente colección de restos fósiles de vertebrados, especialmente dinosaurios, que ha permitido incrementar considerablemente el conocimiento de estos organismos en el Cretácico Inferior ibérico (Gasulla, 2005). Hasta el momento, se ha descrito la presencia de, al menos, tres tipos de terópodos a partir de morfotipos dentarios (Canudo *et al.*, 2004 y material aún inédito).

Se describen tres fragmentos de tibia de terópodos procedentes de uno de los yacimientos (Cantera Mas de la Parreta 3) de la Formación Arcillas de Morella. Todos los fragmentos presentan su porción distal completa y, al menos, una parte de la diáfisis. Cada una de las tibias corresponde a un morfotipo diferente, lo que indicaría, de nuevo, la presencia de al menos tres terópodos. El ejemplar CMP-3c/188 se asigna a un tetanuro espinosaurio, el ejemplar CMP-3/744 presenta una combinación de caracteres compatibles con un carnosaurio alosauroideo y el ejemplar CMP-3/743 presenta las novedades evolutivas de los celurosaurios. Estas asignaciones son congruentes con la presencia de dientes de, al menos, tres morfotipos: espinosaurios barionínicos, alosauroideos y dientes tradicionalmente asignados a dromeosáuridos.

Referencias

Canudo, J.I., Gasulla, J.M., Ortega, F. & Ruiz-Omeñaca, J. 2004. Presencia de Baryonychinae (Theropoda) en el Aptiense inferior (Cretácico Inferior) de Laurasia: Cantera Mas de la Parreta, Formación Arcillas de Morella (Morella, Castellón). *Resúmenes de las III Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su entorno*. Salas de los Infantes (Burgos, España).

Gasulla, J.M. 2005. Los dinosaurios de Morella (Castelló, España): historia de su investigación. *Revista Española de Paleontología*, N° **Extraordinario**, 29-38.



Caracterización bioestratigráfica del piso Leoniense (Cámbrico medio) en la Península Ibérica

Goñalo, R.¹, Liñán, E.², Dies Álvarez, M.E.³, Chirivella Martorell, J.B.¹, Gámez Vintaned, J.A.², Mayoral, E.⁴ y Zamora, S.²

¹ Departamento de Geología, Facultad de Biología, Universitat de València. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjasot (Valencia). rodolfo.goñalo@uv.es

² Departamento de Ciencias de la Tierra (Área de Paleontología), Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. linan@unizar.es

³ Department of Geology, Lund University. Sölvegatan, 12. SE-22362. Lund. Sweden. medies@unizar.es

⁴ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva. Avenida de las Fuerzas Armadas s/n. 21006 Huelva. mayoral@uhu.es

El piso Leoniense fue definido por Liñán *et al.* (1993), en sustitución del piso de *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*) propuesto por Sdzuy (1968, 1971). Este piso constituye el primero del Cámbrico medio en la escala cronoestratigráfica desarrollada para el Cámbrico español, y que viene siendo utilizado de manera habitual para las distintas sucesiones cámbricas de la Subprovincia Mediterránea (ver Sdzuy *et al.*, 1999).

Como su propio nombre indica, este piso presenta sucesiones de gran importancia en la provincia de León. Liñán *et al.* (1993) consideran las zonas Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica, junto con su prolongación en el Sistema Ibérico, como la región del piso donde propusieron las localidades estratotípica y para-estratotípica.

El inicio de este piso se sitúa en el horizonte de primera aparición de la especie de trilobites *Acadoparadoxides mureroensis* (Sdzuy, 1958) y su límite superior se

encuentra inmediatamente debajo del horizonte de primera aparición del trilobites *Badulesia tenera* (Hartt in Dawson, 1868), que marca el inicio del piso Caesaraugustiense (ver Sdzuy *et al.*, 1999).

Los materiales que actualmente se incluyen en el piso Leoniense fueron subdivididos, desde un punto de vista bioestratigráfico por Sdzuy (1968, 1971, 1972) en tres niveles: *Alanisia-Strenuaeva* (en los dos últimos trabajos lo denominó nivel con *P. mureroensis*), de *Conocoryphe (C.) ovata* y de *Acadolenus*. Posteriormente, una vez definido el piso Leoniense, Gozalo & Liñán (1995) proponen utilizar las especies de paradoxídidos para la división bioestratigráfica de los materiales del Leoniense. Esta zonación, es la que se utiliza en la actualidad (ver Sdzuy *et al.*, 1999), con las siguientes zonas: *Acadoparadoxides mureroensis*, *Eccaparadoxides sdzuyi* y *Eccaparadoxides asturianus*.

En éste trabajo se presenta una síntesis de los datos paleontológicos disponibles hasta el momento del piso Leoniense en la península Ibérica, tanto de la región tipo como de la sucesión Leoniense de la Sierra de Córdoba, en la Zona de Ossa-Morena. En el piso se citaron hasta ahora más de 40 taxones de trilobites, muchos de ellos en nomenclatura abierta, braquiópodos (por ej.: *Trematobolus simplex*, *Jamesella sp.*, *Micromitra sp.*, *Acrothele cf. bohémica*, *Dyctionina radioplicata*, etc), equinodermos (edrioasteroideos y *Cincta* indet. y *Eocystites sp.*), bradóridos (*Wimanicharion aff. matthewi*), esponjas (*Crumillonspongia sp.*), espículas de esponjas (*Eiffelia? hispanica*), escleritos de paleoescolécidos (*Hadimopanella oezgueli*) e icnofósiles, lo que ha permitido reconocer diversos biohorizontes distintivos y caracterizar varios eventos mayores. Ambos tipos de fenómenos se consideran aquí herramientas básicas para la correlación de los límites de series que actualmente se están discutiendo para la subdivisión formal del Cámbrico.

Agradecimientos

Este trabajo es una aportación al proyecto de investigación BTE 2003-04997 del Ministerio de Educación y Ciencia, y al Grupo E-17 del Departamento de Ciencia y Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón. María Eugenia Dies Álvarez es becaria postdoctoral del Ministerio de Educación y Ciencia en la Universidad de Lund (Ref. EX 2005-10-19).

Referencias

- Gozalo, R. & Liñán, E. 1995. Leonian (early Middle Cambrian) *Paradoxides* biostratigraphy. *Beringeria*, **Special Issue 2**, 169-171.
- Liñán, E., Perejón, A. & Sdzuy, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, **130**, 817-833.
- Sdzuy, K. 1968. Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, **1**, 77-133.

- Sdzuy, K. 1971. La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sección 1, Geología*, **2**, 769-782.
- Sdzuy, K. 1972. Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil II, **1972**, 1-91.
- Sdzuy, K., Liñán, E. & Gozalo, R. 1999. The Leonian Stage (early Middle Cambrian): a unit for Cambrian correlation in the Mediterranean subprovince. *Geological Magazine*, **136**, 39-48.



El escorpión más antiguo de la Península Ibérica: *Parisobuthus* sp., del Estefaniense de la cuenca de Villablino (León)

Gutiérrez-Marco, J.C.¹, Tetlie, O.E.², Arillo, A.³ y Rábano, I.⁴

¹ Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). C/ José Antonio Nováis 2. 28040 Madrid. jcgrapto@geo.ucm.es

² Department of Geology and Geophysics, Yale University, P.O. Box 208109, New Haven, CT 06520-8109, USA.

³ Departamento de Zoología (Entomología), Facultad de Ciencias Biológicas, UCM. C/ José Antonio Nováis 2. 28040 Madrid.

⁴ Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23. 28003 Madrid.

Introducción

Los artrópodos son fósiles bastante raros en el Carbonífero continental ibérico, donde con la notable excepción de los conchostráceos (branquiópodos) y los ostrácodos dulceacuícolas, que abundan localmente en algunas cuencas hulle-ras, los demás grupos conocidos se hallan restringidos a hallazgos fortuitos de ejemplares aislados. Tal es el caso para la Cordillera Cantábrica de los contados registros de insectos (Brauckmann *et al.*, 2001), miriápodos (Meléndez, 1948), artropléuridos (Castro, 1997, con referencias previas) y sincáridos (material inédito de Arbas del Puerto, León) o, entre las formas queliceradas, de un arácnido trigonotárbido del género *Aphantomartus* (Selden & Romano, 1983) y tres euriptéridos dulceacuícolas del género *Adelophthalmus*, estos últimos procedentes de La Camocha (Asturias; Van Oyen, 1956), Ablaña (Asturias; Meléndez, 1974) y Garaño (León; Gutiérrez-Marco y Rábano, 2001).

En esta nota se presenta el fósil más antiguo de un escorpión terrestre encontrado hasta la fecha en la Península Ibérica, procedente del Carbonífero superior

(Pennsylvaniense) de la provincia de León. Los escorpiones son un grupo de aracnomorfos cuyo registro paleozoico, con más de 97 especies descritas, principalmente en el Carbonífero, muestra una notable diversidad frente al de otras eras geológicas. Paradójicamente, la mayoría de los restantes órdenes de arácnidos tienen un registro fósil claramente sesgado hacia el Cretácico Superior y Terciario, motivado por su conservación casi exclusiva en ámbar.

Localización geológica

El ejemplar estudiado fue encontrado en la mina abandonada de La Mora, cercana a Carrasconte (León), en el área oriental de la cuenca de Villablino. El descubrimiento lo realizó D. José Vicente Casado, quien nos cedió la muestra para su estudio.

El paquete La Mora infrayace a la parte principal de la sucesión carbonífera de Villablino, la cual representa la cuenca post-Astúrica más extensa y potente de las que afloran sobre el Antiforme del Narcea (Truyols Santonja, 1983). Sus particularidades tectonosedimentarias y sedimentológicas han sido estudiadas por Colmenero *et al.* (1996, 2002). La edad de la sucesión representada en el área oriental de la cuenca de Villablino, de donde procede el fósil analizado, es Estefaniense B en sentido clásico, tal y como fuera definido en la cuenca de Saint-Étienne, actualmente considerado como Estefaniense B superior (Wagner, 1998). El tramo que nos ocupa había sido tratado en un primer momento como "Estefaniense C inferior" en la cuenca de Villablino (Wagner, 1983).

Identificación del ejemplar

El escorpión estudiado mide 5 cm de longitud y conserva la cara dorsal del prosoma y el mesosoma, junto con gran parte de sus apéndices (pedipalpos y patas ambulatorias). El metasoma y el telson no se han conservado. Su característica morfológica más destacada es el amplio surco central de la parte posterior del caparazón, que queda dividido así en dos "mejillas" elevadas. Los pedipalpos tienen podómeros muy cortos, especialmente el fémur y la tibia extremadamente corta y casi redonda. La conservación impide reconocer los importantes caracteres ventrales del área coxo-external, imprescindibles para la caracterización taxonómica completa del ejemplar. No obstante, la morfología general del caparazón y sus apéndices concuerda con el género *Parisobuthus* del Carbonífero superior. Las diferencias morfológicas con las cuatro especies asignadas al mismo revelan que el ejemplar estudiado podría pertenecer a una nueva especie, pero para poder caracterizarla sería conveniente encontrar algún ejemplar conservado por su cara ventral, por lo que de momento optamos por identificarlo como *Parisobuthus* sp.

Agradecimientos

A D. José Vicente Casado (Navatejera, León), por la cesión del ejemplar para estudio, y por su continuado interés hacia el progreso de la Paleontología leonesa. Al Dr. Roberto Wagner (Museo Paleobotánico, Jardín Botánico de Córdoba), por el encuadre cronoestratigráfico de la Mina La Mora. Este trabajo es una contribución del Grupo de Precámbrico y Paleozoico Perigondwánico de la UCM.

Referencias

- Brauckmann, C., Arillo, A. & Ortuño, V.M. 2001. A new Geraridae (Insecta, hemipteroid stem-assembly) from the Upper Carboniferous of La Magdalena (León, Northern Spain). *Boletín Geológico y Minero*, **112**(2), 57-62.
- Castro, M.P. 1997. Hallazgos de *Arthropleura* en el Estefaniense de la Península Ibérica. *Revista Española de Paleontología*, **12**(1), 15-22.
- Colmenero, J.R., Bahamonde, J.R. & Barba, P. 1996. Las facies aluviales asociadas a los depósitos de carbón en las cuencas estefanienses de León (borde sur de la Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **21**, 71-92.
- Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Moreno, C., Bahamonde, J.R., Barba, P., Heredia, N. & González, F. 2002. Carboniferous. In: *The Geology of Spain* (Eds. W. Gibbons & T. Moreno). Geological Society, London, 93-116.
- Gutiérrez-Marco, J.C. & Rábano, I. 2001. Nuevo ejemplar de euriptérico (Arthropoda, Chelicerata) en el Carbonífero ibérico. In: *Los fósiles y la Paleogeografía* (Eds. G. Meléndez, Z. Herrera, G. Delvene & B. Azanza). *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, **5**(1), 326-333.
- Meléndez, B. 1948. Un *Miriápodo* fósil en el Estefaniense de Llombera (León). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **46**(9-10), 737-741.
- 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.
- Selden, P. & Romano, M. 1983. First Palaeozoic arachnid from Iberia: *Aphantomartus areolatus* Pocock (Basal Stephanian, prov. Leon, NW Spain), with remarks on aphantomartid taxonomy. *Boletín Geológico y Minero*, **94**(2), 106-112.
- Truyols Santonja, J. 1983. El Carbonífero superior al oeste de la región de Picos de Europa. In: *Carbonífero y Pérmico de España* (Coord. C. Martínez Díaz). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 95-115.
- Van Oyen, F.H. 1956. Contribution a la connaissance du genre *Adelophthalmus* Jordan et Meyer 1854. *Mededelingen van de Geologische Stichting [C-IV-3, Palaeontologie, Carboon]*, **7**, 1-98.
- Wagner, R.H. 1983. The palaeogeographical and age relationships of the Portuguese Carboniferous floras with those of other parts of the Western Iberian Peninsula. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, **29**, 153-177.
- 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.

Genes, fossils and the ancestry of the deuterostomes

Jefferies, R.¹ and Dominguez, P.²

¹ Department of palaeontology, The Natural History Museum, London, U.K. rpsj@nhm.ac.uk

² Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. Spain. patricio@geo.ucm.es

The study of animal phylogeny has recently been revolutionised by genome-based comparisons (Delsuc *et al.*, 2006.; Philippe *et al.*, 2005; Schubert *et al.*, 2006) which counteract long-branch attraction, and allow us to see farther into the past, by concentrating on slowly-evolving genes.

Such gene-based studies show that: 1) all deuterostomes are closely related; 2) the correct cladogram between the deuterostome phyla is (hemichordates + echinoderms) (chordates); 3) within the chordates, the cladogram is (tunicates + vertebrates) (cephalochordates). The monophyletic group of (hemichordates + echinoderms) can be called Ambulacraria (Metschnikoff, 1881; Bromham & Degnan, 1999; Halanych, 1995) while the monophyletic group of (tunicates + cephalochordates) is the Olfactores, originally based on fossils (Jefferies, 2001) The name emphasises that olfactory capsules are found in vertebrates and in appendicularian tunicates.

The fossils belong to the Palaeozoic group of the carpoids. These have a monocrystalline calcite skeleton like extant echinoderms, but unlike echinoderms have no radial symmetry in the anatomy (Jefferies, 1986). We accept that the calcite skeleton of cornutes and mitrates is homologous with that of echinoderms, but suppose that it has often been lost several times in deuterostomes. Echinoderm calcite is very different from the bony and cartilaginous skeleton of vertebrates. However, both share genetic pathways in early development (Ettensohn *et al.* 2003). Also, there is evidence that mitrates sometimes resorbed calcite *intra-vitam* and probably replaced it by cartilage (Jefferies & Lewis, 1978).

Two groups of carpoids are particularly involved, namely the cornutes and the mitrates. We interpret these as chordates, not echinoderms. We do so because of the following points.

- 1) Unlike echinoderms, there is no radial symmetry (Jefferies, 1986)
- 2) The animal is divided into head and tail like a tunicate tadpole, or like Romer's hypothetical "somatico-visceral" hypothetical ancestor of the vertebrates (Romer, 1972; Jefferies *et al.*, 1996)
- 3) The tail is bilateral symmetrical as in chordates. Fossil tracks show it to have been an organ of locomotion as in chordates (Sutcliffe *et al.*, 2000).

4) The presence of gill slits. Remarkably, in cornutes these are found on the left side of the head only, recalling the fact that the larval gill slits of amphioxus all belong morphologically to the left side (Lankester & Willey, 1890; Domínguez *et al.*, 2002).

5) Primitive extant chordates feed by an endostylar mucous filter in the pharynx. Complexities of observed anatomy in mitrates show that this was also true of them (Jefferies, 1981).

6) Strong indications in all mitrates of a vertebrate-like brain and nervous system (Jefferies & Lewis, 1978).

7) Evidence of structures comparable with the atria of tunicates, on the one hand, and with the inner ear of vertebrates on the other. The suggested homologies in tunicates and vertebrates are confirmed by gene-expression evidence (Mackie & Burighel, 2005; Mazet & Shimeld, 2005)

References

- Bromham, L.D. & Degnan, B.M. 1999. Hemichordates and deuterostome evolution: Robust molecular phylogenetic support for a hemichordate+echinoderm clade. *Evol. Dev.*, **1**, 166-171.
- Delsuc, F., Brinkmann, H., Chourrout, D. & Philippe, H. 2006. Tunicates and not cephalochordates are the closest living relatives of vertebrates. *Nature*, **439**, 965-968.
- Domínguez, P., Jacobson, A.G. & Jefferies, R.P.S. 2002. Paired gill slits in a fossil with a calcite skeleton. *Nature*, **417**, 841-844.
- Ettensohn, C.A., Illies, M.R., Oliveri, P. & De Jong, D.L. 2003. Alx1, a member of the Cart1/Alx3/Alx4 subfamily of Paired-class homeodomain proteins, is an essential component of the gene network controlling skeletogenic fate specification in the sea urchin embryo. *Development*, **130**, 2917-2928
- Halanych, K.M. 1995. The phylogenetic position of the pterobranch hemichordates based on 18S rDNA sequence data. *Mol. Phylogenet. Evol.*, **4**, 72-76.
- Jefferies, R.P.S. 1981. In defence of the calcichordates. *Zool. J. Linn. Soc.*, **73**, 351-396
- Jefferies, R.P.S. 1986. *The ancestry of vertebrates*. British Museum (Natural History), London. 1-376.
- Jefferies, R.P.S. 2001. *The origin and early fossil history of the chordate acoustico-lateralis system, with remarks on the reality of the echinoderm-hemichordate clade*. In: *Major events in vertebrate evolution* (Ed. P.E. Ahlberg). Systematics Association and Taylor & Francis, London, 44-66.
- Jefferies, R.P.S., Brown, N.A. & Daley, P.E.J. 1996. The early phylogeny of chordates and echinoderms and the origin of chordate left-right asymmetry and bilateral symmetry. *Acta Zoologica (Stockholm)*, **77**, 101-122.
- Jefferies, R.P.S. & Lewis, D.N. 1978. The English Silurian fossil *Placocystites forbesianus* and the ancestry of the vertebrates. *Philosophical Transactions of the Royal Society (B)*, **282**, 205-323.

- Lankester, E.R. & Willey, A. 1890. The development of the atrial chamber of amphioxus. *QJ Microsc. Sci.*, **31**, 445-466.
- Mackie, G.O. & Burighel, P. 2005. The nervous system in adult tunicates: current research directions. *Can. J. Zool.*, **83**, 151-183.
- Mazet, F. & Shimeld, S.M. 2005. Molecular Evidence from Ascidians for the evolutionary origin of vertebrate cranial sensory placodes. *Journal of Experimental Zoology (Mol Dev Evol)*, **304b**, 1-7.
- Metschnikoff, V.E. 1881. Über die systematische Stellung von Balanoglossus. *Zoologischer Anzeiger*, **4**, 139-157.
- Philippe, H, Lartillot N. & Brinkmann H. 2005. Multigene analyses of bilaterian animals corroborate the monophyly of Ecdysozoa, Lophotrochozoa, and Protostomia. *Mol. Biol. Evol.*, **22**(5), 1246-53.
- Romer, A.S. 1972. The Vertebrate as a Dual Organism: The Somato - Visceral Animal. *Evolutionary Biology*, **6**, 121-156.
- Schubert, M., Escriva, H., Neto, J.X. & Laudet, V. 2006. Amphioxus and tunicates as evolutionary model systems. *Trends in Ecology & Evolution*, **21**(5), 269-277.
- Sutcliffe, O.E., Sudkamp, W.H. & Jefferies, R.P. S. 2000. Ichnological evidence on the behaviour of mitrates: two trails associated with the Devonian mitrate *Rhenocystis*. *Lethaia*, **33**, 1-12.



A peri-Gondwanan cradle for the trace fossil *Paleodictyon*?

Jensen, S. and Palacios, T.

Area de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Extremadura, 06071 Badajoz. soren@unex.es; medrano@unex.es

Paleodictyon is a trace fossil (agrichnia) consisting of a regular polygonal network of open tunnels constructed parallel to bedding a short distance below the sediment-water interface. Here we review the Cambrian record of *Paleodictyon* with special attention to its palaeogeographical distribution.

Cambrian *Paleodictyon* are known from the middle Cambrian Goldenville Formation of Nova Scotia (Pickerill & Keppie, 1981; Waldron, 1988), and the Ocieseki Formation of Poland (Paczesna, 1985), loosely constrained to the uppermost lower Cambrian. A rich material of lower?- middle Cambrian *Paleodictyon*

has recently been recovered from the La Lapa and Playón formations of south-west Spain (Fig. 1a, b; Jensen & Palacios, 2006; Jensen & Palacios in preparation). The oldest *Paleodictyon* (about 525 Ma) consist of fragmentary material from the Random formation of Newfoundland (Crimes & Anderson, 1985). Some network trace fossils from the middle Cambrian Jince Formation of the Czech Republic (Mikulas, 2000), probably are *Paleodictyon*. Finally, Lenzion (1972), reported possible *Paleodictyon* from the upper lower Cambrian Radzyn formation of Poland. With the exception of the Goldenville *Paleodictyon*, which occur in a slope setting, Cambrian *Paleodictyon* are all from shallow-water settings.

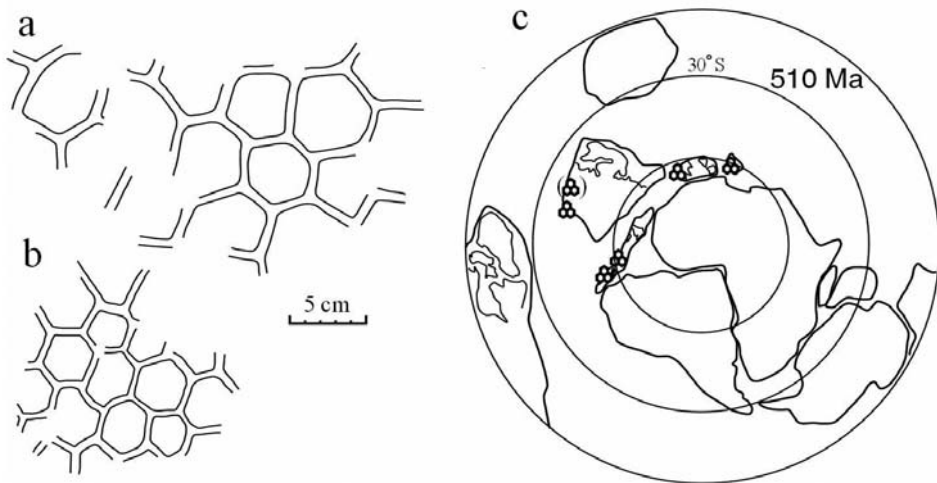


Figure 1 a-b, tracings of Cambrian *Paleodictyon* isp., from the La Lapa (**a**: specimen UEXP854Ab1:001) and the Playón formations (**b**: specimen UEXP853Fe1:010), Zafra area, south-west Spain. **c**, Cambrian *Paleodictyon* (beehive-like symbols) plotted on a 510 Ma palaeogeographical reconstruction (map modified from Meert & Lieberman, 2004).

When the Cambrian *Paleodictyon* are plotted on palaeogeographical reconstructions (Figure 1c), they occupy a relatively confined area of peri-Gondwanan terranes, located along the northern Gondwanan margin, and the south-west margin of Baltica. Alternative palaeogeographic reconstructions to that used in Figure 1c, involving different orientation of Baltica and/or parallel arrangement of peri-Gondwanan terranes (e.g. Murphy *et al.*, 2004; Nawrocki & Poprawa, 2006), result in an even more closely confined distribution. Because trace fossils generally are not producer-specific, they have found limited palaeobiogeographical utility. However, the distribution of Cambrian *Paleodictyon* is comparable to that of fauna of the acadobaltic province (e.g. Dies Álvarez & Gozalo, 2006). We propose that the observed distribution could be a palaeobiogeographical signal, suggesting a peri-Gondwanan cradle and early radiation for the unknown producer(s) of *Paleodictyon*.

Acknowledgements

We acknowledge funding from the Spanish ministry of Education and Science through "Programa Ramon y Cajal" and projects MAT-2000-0142/P4(co-financed by FEDER) and CGL-2004-02967/BTE (co-financed by FEDER)

References

- Crimes, T.P. & Anderson, M.M. 1985. Trace fossils from the late Precambrian-early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications. *Journal of Paleontology*, **59**, 310-343.
- Dies Álvarez, M.E. & Gozalo, R. 2006. El género *Hamatolenus* Hupé (Cámbrico inferior – medio) en Murero y áreas adyacentes de las Cadenas Ibéricas (NE de España). *Revista Española de Paleontología*, **21**, 61-78.
- Jensen, S. & Palacios, T. 2006. Cambrian *Paleodictyon*: palaeogeography, stratigraphy and new occurrences from the Ossa Morena Zone of Spain. *Second International Palaeontological Congress, Abstracts*, 183-184.
- Lendzion, K. 1972. Stratygrafia kambru dolnego na obszarze Podlasia. *Instytut Geologiczny, Biuletyn*, **233**, 69-157.
- Meert, J.G. & Lieberman, B.S. 2004. A palaeomagnetic and palaeobiogeographical perspective on latest Neoproterozoic and early Cambrian tectonic events. *Journal of the Geological Society London*, **161**, 477-487.
- Mikulas, R. 2000. Trace fossils from the Middle Cambrian of the Barrandian area (central Bohemia, Czech republic). *Czech Geological Survey Special Papers*, **12**, 1-29.
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D. & Keppie, J.D. 2004. Neoproterozoic-Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 659-682.
- Nawrocki, J. & Poprawa, P. 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to early Palaeozoic accretion. *Geological Quarterly*, **50**, 59-76
- Paczesna, J. 1985. Ichnorodzaj *Paleodictyon* meneghini z dolnego kambru Zbilutki (Góry Swietokrzyskie). *Kwartalnik Geologiczny*, **29**, 589-596.
- Pickerill, R.K. & Keppie, J.D. 1981. Observations on the Ichnology of the Meguma Group (?Cambro-Ordovician) of Nova Scotia. *Maritime Sediments and Atlantic Geology*, **17**, 130-138.
- Waldron, J.W.F. 1988. Determination of finite strain in bedding surfaces using sedimentary structures and trace fossils: a comparison of techniques. *Journal of Structural Geology*, **10**, 273-281



Nuevos datos sobre los micromamíferos (Roedores, Insectívoros y Quirópteros) del yacimiento Camino (Pleistoceno Superior, Pinilla del Valle, Madrid)

Laplana, C.^{1, 2} y Sevilla García, P.²

¹ Museo Arqueológico Regional. Plaza Bernardas s/n. 28801 Alcalá de Henares, Madrid.
cesar.laplana.conesa@madrid.org

² Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense.
Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid. psevilla@geo.ucm.es

Los yacimientos de Pinilla del Valle

En el valle del Lozoya en las proximidades de Pinilla del Valle (Madrid) se encuentra una serie de yacimientos paleontológicos en forma de rellenos cársticos pleistocenos, desarrollados en los afloramientos carbonatados de edad Cretácico Superior presentes a lo largo de la margen derecha del valle. El primer yacimiento en ser descubierto, al que inicialmente se denominó Pinilla del Valle y que en la actualidad, habida cuenta de la existencia de más yacimientos, ha pasado a ser llamado Camino, fue excavado en la década de los ochenta del pasado siglo por un equipo de paleontólogos de la Universidad Complutense de Madrid. Los resultados de su trabajo fueron presentados en una serie de publicaciones (Alfárez *et al.*, 1982; Toni & Molero, 1990; entre otras) en las que dieron a conocer el contenido paleontológico del mismo, así como una primera interpretación cronológica y ambiental. El yacimiento fue situado en un momento cálido al final del Pleistoceno Medio o en el tránsito Pleistoceno Medio-Superior. Entre el material recuperado destacan dos molares humanos, que fueron asignados a un *Homo* de tipo anteneandertal y que constituyen el registro paleoantropológico más antiguo de la Comunidad de Madrid.

Esta etapa inicial de trabajo sobre el yacimiento finalizó a principios de los años noventa. En 2002 se planteó un nuevo proyecto de excavación y estudio desde el Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid, que se ha continuado de manera ininterrumpida hasta la actualidad y que se pretende continuar durante los próximos años. Fruto de este trabajo ha sido el descubrimiento de dos nuevos yacimientos arqueopaleontológicos en las proximidades del ya conocido, a los que se han llamado Navalmaíllo y Cueva de la Buena Pinta. Además, nuevas dataciones realizadas en Camino han permitido precisar la posición cronológica del principal nivel fosilífero, que se sitúa ahora en el primer tercio del Pleistoceno Superior (Arsuaga *et al.*, en prensa). Las nuevas excavaciones realizadas en los últimos cuatro años han proporcionado una amplia muestra de material paleontológico, en la cual los micromamíferos están ampliamente

representados. En este trabajo se presentan los primeros resultados del estudio de los micromamíferos del yacimiento de Camino procedentes de esta nueva etapa de excavaciones.

Datos previos sobre los micromamíferos de Camino

Alfárez *et al.* (1982) presentan un primer listado de las especies de mamíferos de Camino. Toni & Molero (1990) realizaron un estudio preliminar de los roedores del yacimiento. Estos autores identificaron las siguientes especies: *Pitymys* gr. *duodecimcostatus*, *Microtus arvalis-agrestis*, *Microtus brecciensis*, *Microtus* cf. *malei*, *Clethrionomys glareolus*, *Arvicola sapidus*, *Pliomys lenki*, *Apodemus sylvaticus*, *Allocricetus bursae*, *Eliomys quercinus*, *Castor fiber*, *Sciurus vulgaris*, *Hystrix* sp. Posteriormente, Buitrago (1992), en el listado faunístico que acompaña a su trabajo sobre los artiodáctilos de Pinilla del Valle, cita además la presencia de *Talpa caeca*, *Erinaceus europaeus*, *Sorex* gr. *araneus*, *Crocidura* cf. *russula*, *Plecotus austriacus* y *Rhinolophus* sp.

Nuevos datos sobre los micromamíferos de Camino

El estudio del material procedente de esta nueva etapa de excavaciones ha permitido ampliar el listado de especies de micromamíferos presentes en este yacimiento. De esta forma, a las ya conocidas, se añade la presencia de *Chionomys nivalis*, de *Arvicola* cf. *terrestris* y de *Microtus* cf. *vaufreyi* entre los roedores, y de *Sorex minutus*, *Neomys fodiens*, *Galemys pyrenaicus* y *Myotis myotis* entre los insectívoros y quirópteros. En otros casos, se han modificado las determinaciones previas, ya sea a consecuencia de la actualización de los nombres genéricos y/o específicos aplicados a determinados taxones, o a cambios respecto de las determinaciones originales. Así se ha precisado la determinación de *Pitymys* gr. *duodecimcostatus*, que pasa a *M. lusitanicus*, se confirma la presencia de *M. arvalis* y *M. agrestis* por separado, *M. brecciensis* pasa a *M. cabreræ* ya que el material asignado a este taxón tiene caracteres progresivos propios de esta última especie, y *M.* cf. *malei* pasa a *M. oeconomus*. En cuanto a los insectívoros y quirópteros, se identifican dos especies de topos en lugar de una, que pasan a ser determinadas como *T. europaea* y *T. occidentalis*, no se reconoce la presencia de *P. austriacus* pero sí de *P. auritus*, y se señala además la presencia de dos especies del género *Rhinolophus*, *R. ferrumequinum* y *R. hipposideros*.

Agradecimientos

Quisiéramos expresar nuestro agradecimiento a los directores del proyecto de investigación de los yacimientos de Pinilla del Valle, Juan Luis Arsuaga, Enrique Baquedano y Alfredo Pérez González, por ofrecernos la oportunidad de participar en el mismo, así como a todas las personas que cada año colaboran en la excavación, lavado del sedimento y triado del material. El proyecto de Pinilla del Valle es financiado por el Museo Arqueológico Regional de la Consejería de Cultura y Deportes de la Comunidad de Madrid.

Referencias

- Alfárez, F., Molero, G., Maldonado, E., Bustos, V., Brea, P. & Buitrago, A.M. 1982. Descubrimiento del primer yacimiento cuaternario (Riss-Würm) de vertebrados con restos humanos en la provincia de Madrid (Pinilla del Valle). *Coloquios de Paleontología*, **37**, 15-32.
- Buitrago, A.M. 1992. *Estudio de los artiodáctilos del yacimiento del Pleistoceno Medio de Pinilla del Valle (Madrid)*. Tesis Doctoral Universidad Complutense, Facultad de Biología.
- Arsuaga, J.L., Baquedano, E. & Pérez-González, A. en prensa. Ocupaciones de Neandertales y de carnívoros en Pinilla del Valle (Comunidad de Madrid, España). *XV Congress of the UISPP* (Lisboa).
- Toni, I. & Molero, G. 1990. Los roedores (Rodentia, Mammalia) del yacimiento cuaternario de Pinilla del Valle (Madrid). *Actas de Paleontología*, 359-373.



Primeros datos sobre los micromamíferos (Roedores, Insectívoros, Quirópteros y Lagomorfos) del Solutrense (Pleistoceno Superior final) de la Cueva de Las Caldas (Oviedo, Asturias)

Laplana, C.^{1,2}, Sevilla García, P.², López Martínez, N.² y
Corchón Rodríguez, M.S.³

¹ Museo Arqueológico Regional. Plaza Bernardas s/n. 28801 Alcalá de Henares, Madrid.
cesar.laplana.conesa@madrid.org

² Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. psevilla@geo.ucm.es, lopezmar@geo.ucm.es

³ Departamento de Prehistoria, Arqueología e Historia Antigua, Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Salamanca. C/ Cervantes s/n. 37001 Salamanca. scorchon@usal.es

La Cueva de Las Caldas se sitúa muy cerca del pueblo del mismo nombre, en el concejo de Oviedo. Se trata de una cavidad de pequeñas dimensiones que se desarrolla sobre una formación de calizas de edad Carbonífero Inferior y ha sido legalmente declarada Reserva Natural Parcial por el Principado de Asturias. Los resultados de las excavaciones realizadas en ella desde principios de los años setenta hasta finales de los noventa del pasado siglo, permiten considerarla como uno de los yacimientos más importantes del Paleolítico Superior de la zona cantábrica, destacando una amplia secuencia estratigráfica que va desde el

Solutrense hasta el Magdaleniense, especialmente productiva en arte mueble. El nivel Solutrense es el mejor desarrollado de Asturias y ha proporcionado ricas colecciones de materiales líticos y óseos, que permiten considerar el conjunto como uno de los más completos de este horizonte cronológico en los yacimientos cántabro-pirenaicos. Por otra parte, Las Caldas es uno de los yacimientos mejor datados, ya que cuenta con numerosas dataciones a lo largo de todo el segmento cronológico representado (Corchón *et al.*, 1981; Corchón, 1999).

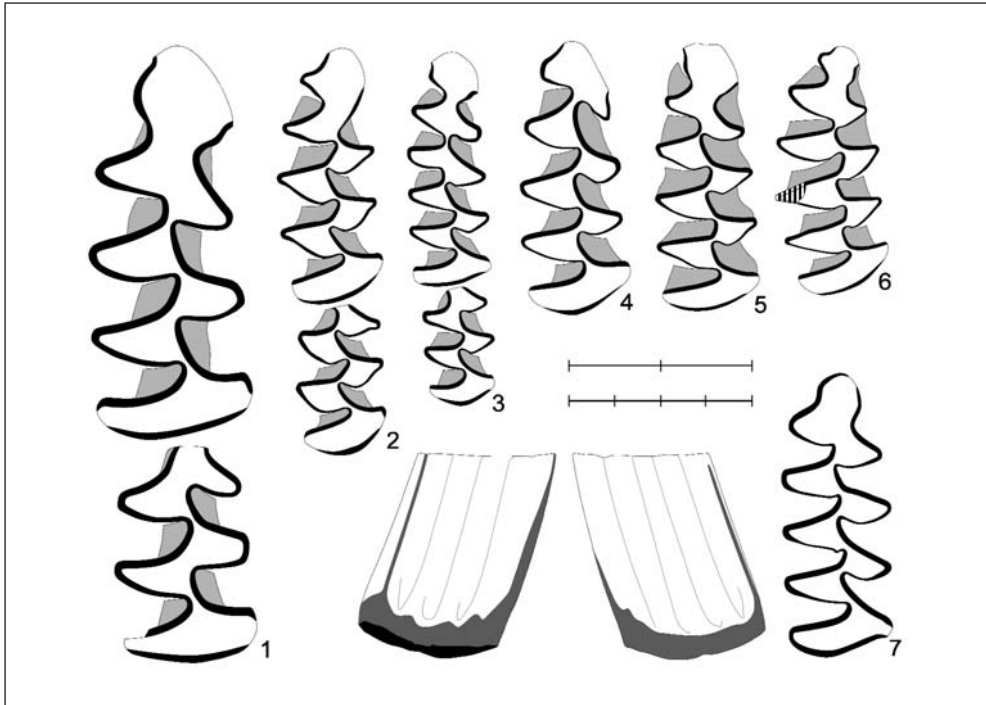


Figura 1. Morfología de los molares de algunas de las especies de roedores presentes en los niveles solutrenses de la Cueva de Las Caldas. 1 – Primer y segundo molares inferiores de *Arvicola terrestris*; 2 – Primer y segundo molares inferiores de *Microtus oeconomus*; 3 – Primer y segundo molares inferiores de *Microtus lusitanicus*; 4 – Primer molar inferior de *Chionomys nivalis*; 5 – Primer molar inferior de *Microtus arvalis*; 6 – Primer molar inferior de *Microtus agrestis*; 7 – Primer molar inferior de *Pliomys lenki* (vistas oclusal y laterales). La escala gráfica representa dos milímetros para las vistas oclusales y cuatro milímetros para las vistas oclusales.

La cueva consta de una serie de unidades morfológicas, que son el talud exterior, el vestíbulo o Pasillo I, la sala principal o Sala I, y el fondo de la zona habitable o Sala II. El Solutrense se encuentra especialmente bien representado en la Sala I (Solutrense inferior, medio y superior) y también en el talud exterior (Solutrense superior). El material de micromamíferos estudiado procede de estos dos sectores del yacimiento.

En el corte exterior se han identificado las siguientes especies: *Arvicola terrestris*, *Arvicola sapidus*, *Microtus arvalis*, *Microtus agrestis*, *Microtus oeconomus*, *Microtus lusitanicus*, *Chionomys nivalis*, *Pliomys lenki*, *Eliomys quercinus*, *Talpa europaea*, *Sorex gr. araneus*, *Myotis myotis*. Las especies dominantes son *A. terrestris* y *M. arvalis*, mientras que el resto se encuentra en una proporción muy inferior.

En la Sala I (niveles solutrenses) las especies presentes son las siguientes: *Arvicola terrestris*, *Microtus arvalis*, *Microtus oeconomus*, *Microtus lusitanicus*, *Chionomys nivalis*, *Sorex gr. araneus*, *Sorex minutus*, *Neomys sp.* y *Lepus timidus*. Se ha encontrado además un primer molar inferior con morfología similar a la de la especie *Microtus gregalis*, pero no se puede descartar que se trate de una variante extrema de la variabilidad de la especie *M. arvalis*. De nuevo, son *A. terrestris* y *M. arvalis* las especies dominantes en la asociación a lo largo de los distintos niveles.

En este registro de micromamíferos son destacables la presencia de *Pliomys lenki* en el Solutrense superior del talud exterior, lo que supone una de las citas más modernas de esta especie, junto con la del Magdaleniense inferior del yacimiento cántabro de El Juyo (Pokines, 1998a, b), y la presencia de *Lepus timidus* en el Solutrense superior de la Sala I, que representa la cita más occidental de esta liebre. La presencia de *M. gregalis* en el Paleolítico superior cantábrico no parece confirmada a partir del registro actual, escaso, y que podría representar variantes extremas de otras especies.

Referencias

- Corchón, M.S., Hoyos, M. & Soto, E. 1981. *La Cueva de Las Caldas, San Juan de Priorio, Oviedo*. Excavaciones arqueológicas en España, 115. Ministerio de Cultura, Madrid.
- Corchón, M.S. 1999. Solutrense y Magdaleniense del oeste de la Cornisa Cantábrica: dataciones 14C (calibradas) y marco cronológico. *Zephyrus*, **52**, 3-32.
- Pokines, J.T. 1998a. A late survival of *Pliomys lenki* (Heller, 1930) in Cantabrian Spain. *Mammalia*, **62**(1), 143-145.
- Pokines, J.T. 1998b. *The Paleoeology of Lower Magdalenian Cantabrian Spain*. BAR International Series, **713**, 1-189.



Caracterización bioestratigráfica y paleoambiental de los afloramientos con foraminíferos cretácicos de la Cadena Ibérica

López Carrillo, M.D. y Calonge, A.

Departamento de Geología. Edificio de Ciencias. Nacional II, Km. 33,600. 28871 Alcalá de Henares. Madrid. mariadolores.lopez@uah.es; a.calonge@uah.es

El Cretácico Ibérico está caracterizado por su rico contenido fosilífero y por presentar algunos de los mejores afloramientos, con un registro estratigráfico tan completo que lo hace muy adecuado para contrastar y comprobar las diferentes hipótesis sobre la paleogeografía del periodo a estudiar, la evolución biológica y el análisis paleoambiental.

En este estudio se han analizado depósitos cuya edad abarca desde el Albiense superior al Turoniense inferior, en un área que queda enmarcada en la denominada Cadena Ibérica, actualmente comprendida por las Catalánides y la Cordillera Ibérica (Sopeña, 2004). Desde el punto de vista paleogeográfico, esta área correspondería a la zona proximal de los ambientes marinos de plataforma carbonatada de la margen continental meridional de Iberia durante el Mesozoico (Cretácico superior).

Con el fin de poder establecer correlaciones entre los diferentes puntos analizados, las sucesiones estudiadas fueron datadas previamente con la ayuda de foraminíferos bentónicos, y concretamente gracias al establecimiento de biozonas basadas en praealveolinas ya estudiadas en 1989 por Calonge. Así se ha realizado un estudio bioestratigráfico de las distintas unidades del Cretácico superior del sector seleccionado, analizando su extensión y relaciones, tanto verticales como horizontales.

Además este estudio bioestratigráfico se completó con el análisis de las asociaciones de macroforaminíferos encontradas para evaluar los cambios que acaecieron durante el periodo Cretácico superior, tanto en la cuenca como en las asociaciones faunísticas encontradas en la Cadena Ibérica, para ratificar su edad y velar por su preservación como patrimonio científico-cultural. De este modo, los depósitos de ambientes marinos someros de plataforma se dataron fundamentalmente a partir de las asociaciones estudiadas de macroforaminíferos en lámina delgada. El análisis bioestratigráfico de estas sucesiones ha permitido caracterizar varios de los pisos del Cretácico superior en estudio, en estos sectores de la Cadena Ibérica.

De los estudios previos poco se conoce sobre la distribución de detalle de las especies del género *Praealveolina*. La edad de las localidades-tipo es, muchas veces, difícil de precisar. Neumann & Fourcade (1985), en su trabajo de revisión de las subespecies del género *Praealveolina*, señalan que *P. iberica* tiene una extensión Cenomaniense inferior-Cenomaniense medio, mientras citan *P. pennensis*, *P. brevis*, *P. cretacea* y *P. tenuis* en el intervalo Cenomaniense medio-Cenomaniense superior. *P. simplex*, según estos autores, cubriría todo el Cenomaniense. Estos autores apoyan la edad dada a las especies de *Praealveolina* mediante una correlación con las zonas de ammonites, la cual, a su vez, deducen de diversos trabajos, realizados en localidades distintas citados en su monografía. Sin embargo, muchos de estos trabajos adolecen de la incorrecta identificación específica, por lo que no pueden ser tenidos en cuenta desde el punto de vista bioestratigráfico.

En el área estudiada y para el intervalo temporal analizado se ha reconocido el desarrollo de sucesivos eventos con carácter más o menos intenso para toda el área, que provocaron modificaciones en la geometría de la cuenca, con la consiguiente reestructuración de los ambientes de depósito. Estos eventos o bioeventos pueden quedar reflejados en el registro sedimentario por varios motivos como el desarrollo de discontinuidades, depósitos de tipo caótico o extinciones biológicas. El estudio de nuevas muestras, provenientes de secciones realizadas en la Cadena Ibérica y en los Pirineos, ha permitido establecer con más precisión el rango estratigráfico de las especies del género *Praealveolina*.

Se debe destacar la presencia en muchas de las secciones analizadas de un denominador común: la discontinuidad estratigráfica intra-Cenomaniense, que sería el evento más intenso que tuvo lugar durante este intervalo temporal en el sector estudiado y que marca el límite entre dos secuencias de tercer orden, facilitando la tarea, ya que esta discontinuidad separa los sedimentos carbonatados que contienen *Praealveolina* en dos ciclos, inferior y superior, respectivamente, que son fácilmente reconocibles en todas las áreas estudiadas.

El ciclo inferior está caracterizado, en todas las áreas, por la sucesión de dos especies: *Praealveolina iberica* y *Praealveolina pennensis*; además, en los sedimentos de la Cadena Ibérica y en algunas áreas de los Pirineos, en la parte superior de este ciclo inferior aparece *Praealveolina debilis*. El ciclo superior está caracterizado, siempre, por la presencia de *Praealveolina tenuis* y *Praealveolina simplex*, pero en algunas áreas *Praealveolina tenuis* es precedida por *Praealveolina brevis* asociada a formas relativamente pequeñas de *Praealveolina simplex*.

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos que aparecen, tanto por debajo como por encima de la discontinuidad intra-Cenomaniense, no presentan cambios importantes y corresponden a la zona de *Rotalipora cushmanni* (Cenomaniense medio y superior). En la parte superior de la sección, los foraminíferos planctónicos de la zona de *Rotalipora cushmanni* desaparecen y son reemplazados por foraminíferos planctónicos de la zona de *Whiteinella archaeocretacea*.

Por otra parte, los estudios isotópicos (Caus *et al.*, 1993) han mostrado una correlación entre los sedimentos de cuenca correspondientes a la zona de *Whiteinella archaeocretacea* y la parte más alta de las facies de plataforma, lo que corrobora que la desaparición del género *Praealveolina* en particular, y de todos los alveolínidos en general, fue debida al evento de eutrofización que tuvo lugar en el límite Cenomaniense-Turonense (Caus *et al.*, 1997), y que provocó en la plataforma una ausencia de sedimentación durante el tiempo correspondiente a la zona de *Whiteinella archaeocretacea* (Cenomaniense terminal-Turonense basal).

Además, para completar el estudio paleoambiental, se ha realizado un breve estudio sedimentológico de cada unidad, con el fin de reconocer los ambientes de depósito. Éstos oscilaron entre plataforma interna con depósitos pararrecifales y los medios más someros con episodios de inundación. La sedimentación fue de carácter carbonatado, con algunos aportes de terrígenos.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los Proyecto PI2003/027 de la Universidad de Alcalá, y PB-05-005 de la Junta de Comunidades de Castilla la Mancha.

Referencias

- Calonge, A. 1989. *Bioestratigrafía del Cretácico medio por Foraminíferos bentónicos*. Tesis de la Universidad Complutense de Madrid, **2117/89**, 1-568.
- Caus, E., Gomez-Garrido, A., Simó, A. & Soriano, K. 1993. Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain). *Cretaceous Research*, **14**, 531-551.
- Caus, E., Teixell, A. & Bernaus, J.M. 1997. Depositional model of a Cenomanian-Turonian extensional basin (Sopeira basin, NE Spain): interplay between tectonics, eustasy and biological productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**, 23-36.
- Neumann, M. & Fourcade, E. 1985. Les grands Foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. *Geobios, mémoire spécial* **7**, 1-160.
- Sopeña, A. (Ed.). 2004. Cordillera Ibérica y Costero Catalana. In: *Geología de España*. (Ed. J.A. Vera). SGE-IGME, Madrid, 465-527.



A large limpet-like mollusc from the early Cambrian of Montes de Toledo (Spain), with implications for early molluscan diversity

Martí Mus, M., Palacios, T. and Jensen, S.

Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Extremadura. 06071 Badajoz. martimus@unex.es; medrano@unex.es; soren@unex.es

Most described early Cambrian molluscs are phosphatized internal moulds of millimetric shells released from carbonate rocks by acid digestion. Larger early Cambrian molluscs, reaching more than 2 centimetres, are known but have received considerably less attention (Dzik, 1991; Gubanov & Peel, 2000), perhaps because they tend to be preserved in modes that render them more difficult to prepare and less gratifying for study (Conway Morris, 2001). Although the excellent preservation of the phosphatized microfossils has allowed detailed morphological studies, the focus on these small forms may be distorting our view of early molluscan diversity and evolution. It is known that diagenetic phosphatization tends to occur in small cavities; therefore it may restrict preservation to the initial ontogenetic stages, particularly if the adult shell has flaring apertures (Runnegar & Pojeta, 1985). Other factors, like the depositional environment, may be also favouring the preservation of microscopic shells (to the exclusion of larger forms) in those fossiliferous sites where diagenetic phosphatization occurs (Dzik 1991). By restricting the study of early Cambrian molluscs to phosphatized microfossils we are at risk of deriving evolutionary, ecological and functional models from a biased sample of the real molluscan diversity. We may be biased towards small adults, but also towards juvenile and larval forms which may not accurately reflect adult morphologies.

As a case in point, we present a new limpet-like fossil from the early Cambrian of Montes de Toledo, central Spain. The fossils are from the middle unit of the Rio Huso group (Neoproterozoic- Early Cambrian), dominated by thin-bedded mudstone with minor proportion of sandstone beds. There are also metric to deca-metric slump intervals of siltstone and shale. Fresh material is dark but weathers rapidly. The limpet-like fossils occur in a particularly thin-bedded interval consisting of alternations of planar millimetric or sub-millimetric silt- and organic-rich mudstone; there is abundant pyrite concentrated in the silt-rich layers. These strata appear to have been deposited below wave base in a basin with limited circulation and frequent bottom anoxia. A Tommotian age is suggested for these strata (Palacios *et al.*, 2002).

The shell of the new mollusc is flat (ca. 3 mm high) and broad, with an elliptical aperture reaching ca. 3 cm in its longest dimension. They appear preserved as moulds, but a thin (ca. 30 µm), apparently discontinuous shell is preserved in some specimens. The shell shows a characteristic comarginal ornamentation consisting of irregular folds. These are smooth and wavy in some zones of the shell and pronounced and sharp in others. Radial ornamentation occurs only in some specimens and, in these, is usually restricted to certain portions of the shell. The apical portion of the shell (preserved only in a few specimens) has a distinct cap-shaped morphology, closely resembling that of the characteristic members of the family Helcionellidae. This is in marked contrast to the rest of the shell, which abruptly expands at a much higher rate and becomes limpet-shaped. This abrupt ontogenetic change suggests that the *Helcionella*-like tip constitutes a larval shell, equivalent to the protoconch-2, (post-hatching protoconch) of snails. The internal mould of the *Helcionella*-like tip is differentially phosphatized in the best preserved specimen; as predicted, only the protoconch of this limpet-like form has been reproduced by phosphate.

It is apparent that our knowledge of early Cambrian molluscs is not only biased towards small adults but, particularly, towards early ontogenetic stages. Biological data, (like the presence of complex, likely homologous ctenidia in most molluscan classes) strongly suggest that the common ancestor of all modern molluscs was a relatively large animal. Therefore large Cambrian forms could lie at the base of the molluscan phylogenetic tree (instead of being derived off-shots). Study of adult ontogenetic stages is therefore necessary to reconstruct the morphology of these early molluscs and becomes critical if these early species had indirect development, changing growth parameters after metamorphosis, as was the case in the presently described fossil.

Acknowledgements

This work has been funded by the Spanish Ministry of Education and Science (MEC), through the grant CGL2004-02967 (co-financed by FEDER). S. Jensen acknowledges funding by the Spanish Ministry of Education and Science (MEC), through the program "Ramón y Cajal".

References

- Conway Morris, S. 2001. Significance of early shells. In: *Palaeobiology II* (Eds. D.E.G. Briggs & M.R.Crowther). Blackwell Science, 31-40.
- Dzik, J. 1991. Is fossil evidence consistent with traditional views of the early metazoan phylogeny? In: *The early evolution of Metazoa and the significance of problematic taxa* (Eds. A.M. Simonetta & S.C. Morris). Cambridge University Press, 47-56.
- Gubanov, A.P. & Peel, J.S. 2000. Cambrian monoplacophoran molluscs (Class Helcionelloida). *American Malacological Bulletin*, **15**, 139-145.

- Palacios, T., Eguiluz, L. & Martí, M. 2002. New paleontologic and structural data from the Upper Vendian - Lower Cambrian of Valdelacasa Anticline (Central Spain). In: *VIII Conference of the Cambrian Stage Subcomision Working Group, International Subcomision on Cambrian Stratigraphy* (Eds. J.J. Alvaro & S. Clausen). *Caunes – Minervois, Languedoc. September 12 – 14 th, 2002. Programme and Abstracts*, 31.
- Runnegar, B. & Pojeta, J. 1985. Origin and diversification of the Mollusca. In: *The Mollusca 10, Evolution* (Eds. E.R. Trueman & M.R. Clarke). Academic Press, Orlando, 1-57.



Braquiópodos de la Formación Valdeteja (Pensilvánico, Cordillera Cantábrica, N de España)

Martínez Chacón, M.L.¹ y Winkler Prins, C.F.²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo. mmchacon@geol.uniovi.es

² Nationaal Natuurhistorisch Museum, P.O. box 9517, 2300 RA Leiden, The Netherlands. winkler@nmn.nl

La Formación Valdeteja es una caliza gris clara, masiva, muchas veces bioclástica, con algunas capas margosas; tiene un espesor variable que puede alcanzar los 800 m y aflora esencialmente en las unidades de la Sobia-Bodón, Aramo y Picos de Europa, de la Zona Cantábrica. La edad de la formación, por su contenido en fusulínidos (Villa *et al.*, 2001) es Bashkiriense-Moscoviense inferior.

La formación fue descrita originalmente por Winkler Prins (1968) como Miembro Valdeteja de la Formación Escapa, y elevada al rango de formación, con el mismo nombre, por Wagner *et al.* (1971).

En el Carbonífero de la Zona Cantábrica, el depósito de la Formación Valdeteja coincide con un importante incremento en fósiles de organismos bentónicos respecto a los niveles anteriores. Así, algas, foraminíferos, braquiópodos, moluscos y equinodermos son relativamente abundantes, pero también están presentes corales, briozoos y artrópodos.

Los braquiópodos son los macrofósiles más abundantes, pero, dado el carácter esencialmente masivo de la caliza, son difíciles de extraer y suelen resultar desmenuzados y rotos durante el proceso, lo que dificulta su estudio. Además, el interior suele estar recristalizado y únicamente es posible observar las porciones apicales de las estructuras internas. Aparecen dispersos en la caliza en numerosos

puntos, pero, por las dificultades de extracción apuntadas más arriba, su estudio sólo ha sido posible en los casos en que aparecen concentrados en determinados niveles, formando lentejones de escasa continuidad lateral. Braquiópodos de la formación han sido estudiados principalmente por Delépine (1943), Delépine & Llopis Lladó (1956), Winkler Prins (1968) y Martínez Chacón (1979).

Los yacimientos con mayor abundancia de braquiópodos están situados en la parte alta de la formación, en niveles de edad Bashkiriense superior-Moscoviense inferior. Son los de Latores y Entrago, en Asturias y los de la región de Valdeteja, en León, área tipo de la formación. De ellos, el de Latores (actualmente desaparecido por la explotación de la caliza) es el que tiene una mayor riqueza tanto en ejemplares como en especies.

En la presente comunicación se revisan y actualizan las determinaciones de trabajos anteriores, lo que ya se inició con el yacimiento de Latores (Martínez Chacón & Winkler Prins, en prensa), y se discuten algunas especies.

Los braquiópodos de la Formación Valdeteja corresponden a las denominadas faunas de aguas someras, que se supone ocupaban medios bien oxigenados, y, dentro de ellas, a las asociaciones de plataforma somera, en ocasiones con carácter arrecifal (Martínez Chacón & Winkler Prins, 1993; Sánchez de Posada *et al.*, 2001). Las condiciones de habitabilidad debieron de ser muy buenas: aguas cálidas y bien oxigenadas, y fondo con suficiente estabilidad para permitir una importante vida epifaunal.

Hay una gran afinidad entre las asociaciones de braquiópodos de la Formación Valdeteja y las de niveles de edad Bashkiriense superior-Moscoviense inferior de las Calizas del Cuera (Sierra del Cuera, Asturias), aunque es de destacar el mayor carácter arrecifal de los braquiópodos de las Calizas del Cuera. La semejanza es también grande con los braquiópodos de la Formación San Emiliano de la misma edad.

Fuera de la Cordillera Cantábrica, destaca la afinidad alta que presenta con las faunas, también de edad Bashkiriense superior-Moscoviense inferior, de la Formación Hare Fiord, Isla Ellesmere, Ártico de Canadá, y de la Cuenca del Donets (Ucrania). Esta semejanza atestigua la importancia de la conexión entre las tres áreas durante esta época.

Referencias

- Delépine, G. 1943. Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). *Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France*, **66**(3), 1-114.
- Delépine, G. & Llopis Lladó, N. 1956. Nouvelle faune carbonifère à Latores (Asturies, Espagne). *C. R. Sommaires des Séances de la Société Géologique de France*, 106-108.
- Martínez Chacón, M.L. 1979. Braquiópodos Carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida y Rhynchonellida). *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, **96**, 1-291.

- Martínez Chacón, M.L. & Winkler Prins, C.F. 1993. Carboniferous brachiopods and the palaeogeographic position of the Iberian Peninsula. *C. R. XII International Carboniferous and Permian Congress, Buenos Aires, 1991*, **1**, 573-580.
- Martínez Chacón, M.L. & Winkler Prins, C.F. (en prensa). Medio siglo de estudio de los braquiópodos del yacimiento de Latores (SO de Oviedo). *Actas I Congreso de Estudios Asturianos, Oviedo, 2006*.
- Sánchez de Posada, L.C., Martínez Chacón, M.L., Méndez, C.A. & Villa, E. 2001. Rasgos paleontológicos del Carbonífero Cantábrico. In: *VII Jornadas Aragonesas de Paleontología. "La Era Paleozoica. El desarrollo de la vida marina"* (Eds. J.A. Gámez Vintaned & E. Liñán), 191-222.
- Villa, E., Sánchez de Posada, L.C., Fernández, L.P., Martínez Chacón, M.L. & Stavros, C. 2001. Foraminifera and biostratigraphy of the Valdeteja Formation stratotype (Carboniferous, Cantabrian Zone, NW Spain). *Facies*, **45**, 59-86.
- Wagner, R.H., Winkler Prins, C.F. & Riding, R.E. 1971. Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trabajos de Geología*, **4**, 603-663.
- Winkler Prins, C.F. 1968. Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Leidse Geologische Mededelingen*, **43**, 41-126.



El yacimiento de pistas fósiles de Bueña (Jurásico Superior, Teruel): interpretación paleoecológica, paleogeografía y valoración patrimonial

Meléndez, G.

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

En la localidad de Bueña (Teruel), en el extremo septentrional de la Sierra Palomera, en el margen oriental de la Fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica central), las unidades del Jurásico Superior, correspondientes a las Formaciones Yátova, Frías y Loriguilla (Miembro Aguatón) se disponen verticales a ligeramente invertidas, constituyendo el flanco Este de un apretado anticlinal invertido. La carretera local que cruza el pueblo en dirección O-E, de Monreal del Campo a Visiedo y Perales de Alfambra, atraviesa todas las unidades y permite reconocer detalladamente la sucesión Jurásica, desde el Lías Medio hasta el Jurásico Superior (Fm. Loriguilla). El yacimiento fue descrito por Calvo *et al.* (1987). Fernández-López *et al.* (1985) realizaron un análisis bioestratigráfico detallado

de las unidades, mientras que los datos estratigráficos y sedimentológicos han sido objeto de estudios diversos, por Martín & Fernández (1985) y Aurell & Meléndez (1989). El yacimiento se encuentra a escasos metros del pueblo saliendo del mismo hacia el Norte.

Estratigrafía y Ambiente de Sedimentación

Las pistas se encuentran incluidas dentro de una potente unidad margosa con intercalaciones de calizas arenosas, margosas o limosas (*mudstone* limoso) más compactas, en donde se encuentran conservadas las pistas fósiles formando un conjunto de trazados de relieve espectacular. Su edad corresponde al Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense basal (cronozonas Planula-Galar probablemente). Los depósitos de esta unidad, interpretados inicialmente como sedimentos de *lagoon* (Martín & Fernández, 1985) o litorales (Calvo *et al.*, 1987) han sido posteriormente re-interpretados como depósitos de origen turbidítico por Aurell & Meléndez (1989).

Megaplanolites ibericus Meléndez fue interpretado originalmente como resultado de la actividad de un organismo reptante de cuerpo blando con cierta capacidad para enterrarse ocasionalmente en el sustrato, provocando una escasa alteración del mismo. Dichas características llevaron a los autores inicialmente a su interpretación como un anélido de gran talla, también basándose en la presencia de formas similares en la actualidad en ambientes lacustres (continentales) tropicales. Esta interpretación se vería reforzada por la morfología de los conductos, la falta aparente de estrías en superficie (asociadas generalmente al desplazamiento de organismos con apéndices y exoesqueleto quitinoso, como los artrópodos) así como a la falta de patrones ramificados de morfología poligonal típica también de los conductos generados por crustáceos (*Thalassinoides*).

No obstante, en los años recientes la interpretación del autor de las pistas ha ido modificándose ligeramente hacia un posible crustáceo de talla grande, más en concordancia con los valores de talla conocidos para este grupo y al reconocimiento de posibles estrías en la cara interna de los conductos.

El análisis tafonómico y paleoecológico de las asociaciones de pistas fósiles y restos de comunidades bentónicas, así como de las asociaciones registradas de ammonoideos, apunta a un medio de sedimentación en un ambiente submareal relativamente profundo, sometido a la acción frecuente de flujos hidráulicos direccionales con valores altos de tasa de sedimentación. En estos ambientes se pudieron generar unas condiciones adecuadas para el desarrollo de fondos fangosos o limosos ricos en materia orgánica y para el desarrollo de comunidades bentónicas epifaunales (crinoides, braquiópodos) y especialmente infaunales (anélidos, artrópodos, moluscos...). La presencia de los conductos de gran talla, localizados hasta el momento únicamente en este afloramiento y en los niveles

38-40 de esta unidad, puede interpretarse como la colonización local ligada a factores particularmente favorables.

Por último, el valor patrimonial del yacimiento es quizás el más importante de todos, pues constituye un ejemplo de los enormes valores paleontológicos de la provincia de Teruel y de su fragilidad. Es deber de todos el procurar su conservación, conocimiento y difusión para las generaciones futuras.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto: CGL 2004-02694/BTE (CSIC-MEC), y 221-236: "Patrimonio y Museo Paleontológico" (DGA, Gobierno de Aragón).

Referencias

- Aurell, M. & Meléndez, A. 1989. Influencia de la falla del Jiloca durante la sedimentación del Malm en la Cordillera Ibérica central (provincia de Teruel). Relación tectónica-sedimentación. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **2**(1-2), 65-75.
- Calvo, J.M., Gil, E. & Meléndez, G. 1987. *Megaplanolites ibericus* ichnogen. et ichnosp. nov., a new trace fósil from the Upper Jurassic (uppermost Oxfordian) of Bueña (Teruel province, Iberian Chain, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **61** 199-204.
- Fernández-López, S., Meléndez, G. & Sequeiros, L. 1985. Le Dogger et le Malm de la Sierra Palomera (Teruel). *Strata*, **2**(1), 142-154.
- Martín, J.M. & Fernández, J. 1985. Desarrollo y evolución de un pequeño sistema de barras oolíticas en el Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica. Cortejo de facies asociadas. *Trabajos de Geología*, **15**, 115-126.



Nautilidos del Aptiense (Cretácico Inferior) del Macizo del Garraf (Barcelona), Cordillera Costero Catalana, noreste de la Península Ibérica. Revisión del género *Eucymatoceras*, Spath, 1927

Moreno J.A.¹, Villalba S.², Bover T.³, Martínez R.⁴ y Grauges A.⁵

¹ Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franques s/n. 08028 Barcelona. jmuricidae@wanadoo.es

² Ptge. Porta 37 4t 2a, 08016 Barcelona. steinchen_fossilet@hotmail.com

³ Universität Bayreuth. Abteilung Geologie. Universitätsstr. 30. D-95440 Bayreuth, Alemania. telmba@yahoo.es

⁴ Departament de Geologia (Paleontologia). Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici Cs. 08193 Bellaterra Barcelona. ricard.martinez@uab.es

⁵ San Pau, 30-32. 08140Caldes de Montbui Barcelona antonigrauges@hotmail.com

El trabajo que se presenta, junto con el de (Martínez & Grauges, 2006) y otros que están en preparación o en proyecto, tiene como propósito llegar a caracterizar, taxonómica y bioestratigráficamente, las faunas de nautilidos del Barremiense Superior-Aptiense de la Península Ibérica.

Los nautiloideos del macizo del Garraf son conocidos desde antiguo (Almera, 1895) hasta trabajos más recientes (Calzada & Viader, 1980). En la mayoría de los casos se trata sólo de citas sin figuración y, aunque en algunos se figuran y describen, es necesario tratarlos con criterios bioestratigráficos y taxonómicos actuales. Se han estudiado tres fondos museísticos: el Museo de Geología de Barcelona (MGB), donde se encuentra la colección histórica de Almera; el Museo de Vilafranca (MV); y el Museo de Geología del Seminario de Barcelona (MGSB); además del material recolectado por el primero de los autores, depositado en las colecciones de paleontología de la Universidad Autónoma de Barcelona (PUAB). La consulta de estas colecciones nos ha permitido revisar todo el material recolectado en el Garraf y el citado por los diferentes autores.

En la bibliografía se nombran *Cymatoceras neckerianum* (Pictet, 1847) y *Eucymatoceras plicatum* (Fitton, 1836). En la colección Almera (MGB) se ha hallado un ejemplar de *Heminautilus lallierianus* (d'Orbigny, 1840), inédito en la zona. Se trata asimismo de forma monográfica el género *Eucymatoceras* Spath, 1927. Actualmente en este género se han reconocido tres especies *E. plicatum*, *E. steveni* (Karakasch, 1907) y *E. stschurowskii* (Milashevitch, 1877), aunque esta última podría ser sinónima de *E. plicatum*.

La distribución conocida de los ammonoideos del Garraf permite precisar la distribución de estas especies de nautiloideos. Los nautiloideos son habitualmente

considerados como un grupo con poco valor bioestratigráfico, pero a medida que la revisión de los mismos avanza, se ve cómo esta idea es en parte errónea. Si bien no tan precisa como la de los ammonoideos, su utilidad bioestratigráfica queda patente mediante el estudio conjunto con estos últimos. Esto puede ser de especial interés en aquellas secciones donde se hallan nautiloideos, mientras que los ammonoideos son raros o no están presentes. En la Figura 1 se presenta una primera propuesta preliminar sobre la distribución de los nautiloideos con respecto a las biozonas de ammonoideos. En la bibliografía hay pocos datos sobre la distribución de los nautiloideos. Calzada & Viader (1980) señalan que *C. neocomiensis* (d'Orbigny, 1840) es considerada como una especie "neocomiense" mientras que *C. neckerianum* es una especie aptiense. En un estudio que se está realizando de los ammonoideos y nautiloideos de Alicante de las colecciones de la Universidad de Granada, en la sección X.Ac (Alcoraya) se ha constatado que *C. neocomiensis* está presente en el Barremiense Superior, siendo sustituido por *C. neckerianum* en el Aptiense. Por otra parte, Casey (1961) establece para *Eucymatoceras plicatum* una distribución aproximada a la del Aptiense Inferior (Biozonas Weissi, Deshayesi y Furcata). Nosotros hemos hallado esta especie en las mismas biozonas pero no en la Subnodosocostatum, hecho que nos lleva a creer que no superó la Biozona Furcata. Para las diferentes especies del género *Heminautilus* Conte (1986) establece una distribución, a grandes rasgos, entre el Barremiense

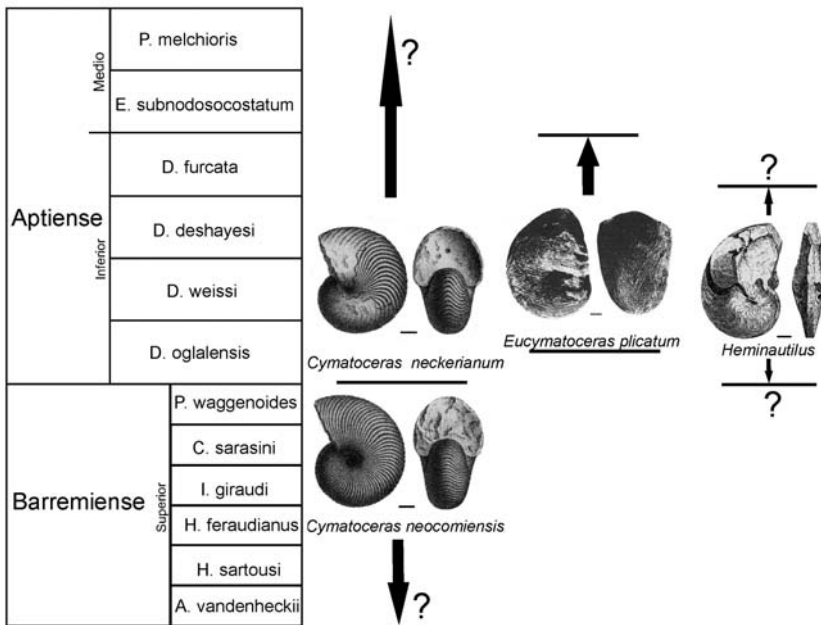


Figura 1. Propuesta sobre la distribución bioestratigráfica de los nautiloideos referida a las biozonas de ammonoideos de la biozonación mediterránea de Hoedemaeker *et al.* (2003).

Superior y el Aptiense Inferior. Sin embargo, las citas del Barremiense superior son dudosas y nuestros datos indican que las especies de este género se restringen posiblemente a la parte basal del Aptiense Inferior.

Referencias

- Almera, J. 1895. Etude stratigraphique du massif crétacé du litoral de la province de Barcelona. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **23**, 564-571.
- Calzada, S. & Viader, J. M. 1980. Sobre dos nautilídeos Aptienses hallados en el noreste Español. *Estudios geológicos*, **36**, 163-167.
- Casey, R. 1961. The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, **3**(4), 487-621.
- Conte, G. 1986. Le genre Hemiautilus Spath, 1927 dans la Bédoulien (Aptien inférieur) de la région de la Bédoule (S.E. France) *Géologie Méditerranéenne*, **12-13**, 29-35.
- Hoedemaeker, P.H., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragan, R., Company, M., González Arreola, C., Klein, J. & Lukender, A. 2003. Report on the 1st. International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Lyon, 11 July 2002). *Cretaceous Research*, **24**, 89-94.
- Martínez, R. & Grauges, A. 2006. Nautilídeos del Aptiense Inferior (Cretácico Inferior) de la subcuenca de Oliete, Cordillera Ibérica Oriental (Teruel, España). *Revista Española de Paleontología*, **21**(1), 15-27.



Primera cita de reptiles esfenodontos en el Jurásico Superior de la Península Ibérica

Ortega, F.^{1,2}, Dantas, P.², Escaso, F.^{1,3}, Gasulla, J.M.¹, Malafaia, E.² y Ribeiro, B.²

¹ Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. C/ Darwin, 2. 28049 Madrid. fj.ortega@gmail.com

² Laboratório de História Natural da Batalha. Apartado 116. 2441-901 Batalha. Portugal. Museu Nacional de História Natural (Universidade de Lisboa). Rua da Escola Politécnica, 58. 1250-102 Lisboa. Portugal.

³ Museo de las Ciencias de Castilla-la Mancha. Plaza de la Merced, 1. 16001 Cuenca.

Se presenta un análisis preliminar de los esfenodontos recogidos en el yacimiento de Andrés (Pombal, Provincia de la Extremadura y Ribatejo, Portugal) en la Orla Mesozoica de la región Centro Occidental portuguesa y que constituyen el primer registro de estos organismos en la Península Ibérica.

El yacimiento de Andrés está constituido principalmente por areniscas y margas que representan paleosuelos y depósitos de ambientes dulceacuícolas propios de un régimen sedimentario fluvial poco profundo, con sucesivas situaciones de inmersión y emersión. Litostratigráficamente, los niveles excavados pertenecen a la Formación Alcobaça (Grupo Lourinha) datada como Kimmeridgiense superior-Titoniense inferior.

El yacimiento de Andrés proporcionó en 1988 los primeros restos asignados a *Allosaurus fragilis* (Pérez-Moreno *et al.*, 1999) fuera de América del Norte, y se ha confirmado, tras las últimas campañas de excavación en 2005, como uno de los yacimientos que refleja una mayor diversidad de fauna de vertebrados del Jurásico Superior ibérico (Malafaia *et al.*, 2006).

La presencia de esfenodontos constituye un hecho singular en la Península Ibérica y raro a nivel europeo. El material recogido en Andrés consiste en restos craneales y postcraneales que parecen pertenecer a una única forma de esfenodonto.

Se describe la anatomía mandibular del esfenodonto de Andrés y se discuten las relaciones de estas formas con otros representantes miembros sincrónicos del grupo en América del Norte y Europa.

Referencias

- Malafaia, E., Dantas, P., Ortega, F., Escaso, F., Gasulla, J.M., Ribeiro, B., Barriga, F., Gromicho, I., García-Oliva, M., Ramalheiro, G., Santamaría, J., Pimentel, N., Moniz, C. & Galopim de Carvalho, A.M. 2006. Análisis preliminar de la diversidad faunística en el yacimiento de Andrés (Jurásico Superior. Pombal, Portugal) *Resúmenes del IV Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología (EJIP)*, Salamanca.
- Pérez-Moreno, B.P., Chure, D.J., Pires, C., Marques Da Silva, C., Santos, V. dos, Dantas, P., Póvoas, L., Cachão, M., Sanz, J.L. & Galopim De Carvalho, A.M. 1999. On the presence of *Allosaurus fragilis* (Theropoda: Carnosauria) in the Upper Jurassic of Portugal: First evidence of an intercontinental dinosaur species. *Journal of the Geological Society*, **156**(3), 449-452.



Primeros restos de la tortuga *Helochelydra* (Solemydidae) en el Cretácico Inferior (Aptiense) de Morella

Ortega, F.^{1,2}, Murelaga X.³, Gasulla, J.M.¹, García-Oliva, M.¹, Escaso, F.^{1,4} y Yagüe, P.¹

¹ Unidad de Paleontología, Departamento de Biología, Universidad Autónoma de Madrid. C/ Darwin, 2. 28049 Madrid. fj.ortega@gmail.com

² Laboratório de História Natural da Batalha. Apartado 116. 2441-901 Batalha. Portugal.

³ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Apartado 644. 48080 Bilbao.

⁴ Museo de las Ciencias de Castilla-la Mancha. Plaza de la Merced, 1. 16001 Cuenca.

La primera cita de tortugas en el Cretácico Inferior de Morella es una referencia de Royo Gómez (1927) a la presencia de *Tretosternon punctatum* aunque, lamentablemente, no se conoce el paradero de este material, por lo que no es posible revisar esta determinación y no se ha realizado en los últimos años ninguna referencia concreta a la composición de la fauna de quelonios de esta localidad (Jiménez-Fuentes & Martín de Jesús, 1990). Sin embargo, el seguimiento paleontológico de la extracción de arcillas en la Mina del Mas de la Parreta (Morella, Castellón) en niveles de la Formación Arcillas de Morella (Aptiense) ha facilitado restos de, al menos, cuatro tipos diferentes de tortugas.

Uno de estos morfotipos agrupa a un conjunto de fragmentos de caparazón que presentan una ornamentación muy característica, compuesta por pequeñas cúspides aisladas o domos finos que resulta congruente con la que constituye la diagnosis de la familia Solemydidae (Chelonii, Cryptodira) (Lapparent de Broin and Murelaga, 1996). La comparación del patrón ornamental de los ejemplares de Morella con el conjunto de los solemydidos (*sensu* Lapparent de Broin and Murelaga, 1999), permite asignarlos, de forma preliminar, al género *Helochelydra* del Cretácico Inferior de Inglaterra.

Referencias

- Jiménez-Fuentes, E. & Martín de Jesús, S. 1990. Yacimiento con quelonios del Cretácico español. *Actas de Paleontología*, **68**, 173-176.
- Lapparent de Broin, F. de & Murelaga, X. 1996. Une nouvelle faune de Chéloniens dans le Crétacé Supérieur européen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**(IIa), 729-735.
- Lapparent de Broin, F. de & Murelaga, X. 1999. Turtles from the Upper Cretaceous of Laño (Iberian Peninsula). *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Álava*, **14** (Núm. Esp. 1), 135-211.
- Royo y Gómez, J. 1927. Sur le faciès Wealdien d'Espagne. *Comptes Rendues Sommaire de la Société Géologique de France*, **11**, 125-128.

Relaciones de similitud y cambios faunísticos en las faunas de mamíferos continentales de Patagonia durante el Cretácico Superior-Paleoceno

Ortiz-Jaureguizar, E.

Laboratorio de Sistemática y Biología Evolutiva (LASBE), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Paseo del Bosque s/n. B1900FWA La Plata, ARGENTINA. eortiz@fcnym.unlp.edu.ar

En América del Sur, las secuencias mamalíferas más completas del Cretácico Superior-Paleoceno afloran en el actual territorio patagónico argentino, más específicamente en el centro y el este de las provincias de Río Negro y Chubut. Estas secuencias han permitido reconocer cinco diferentes faunas de mamíferos: a) almitense (Cretácico Superior); b) peligrense (Paleoceno Inferior); c) fauna de la "zona de *Carodnia*" (Paleoceno Superior); d) fauna de la "zona de *Kibenikhoria*" (Paleoceno Superior); y e) fauna de la "zona de *Ernestokokenia*" (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior). Tomando como objeto de estudio estas cinco faunas, el trabajo tiene como objetivos: 1) determinar las relaciones de similitud existentes entre las mismas; y 2) analizar las variaciones en la diversidad y las tasas de recambio faunístico.

Las relaciones de similitud se determinaron a partir del uso de técnicas de análisis multivariado (*i.e.*, fenogramas, árboles de distancia mínima y análisis de ordenación). Por su parte, la diversidad y las tasas de recambio faunístico se calcularon, respectivamente, a partir de la riqueza taxonómica y los porcentajes de primera y última aparición.

Tomando en cuenta las limitaciones impuestas por el bajo número de taxones registrados en algunas faunas (*e.g.*, fauna de la "zona de *Carodnia*") los resultados obtenidos permiten concluir que:

1) los agrupamientos obtenidos a partir de las técnicas de análisis multivariado concuerdan con la posición estratigráfica de las diferentes faunas;

2) los mayores cambios se registran entre las faunas almitense y peligrense, entre esta última y la fauna de la "zona de *Carodnia*", y entre esta última y la fauna de la "zona de *Kibenikhoria*";

3) las relaciones de similitud corroboran la asignación de cada una de estas faunas a sendas unidades biocronológicas;

4) la diversidad alcanza un máximo durante la primera parte del Paleoceno Superior (fauna de la zona de "*Kibenikhoria*") lo cual coincide con un período caracterizado por condiciones climáticas cálidas y húmedas, con una vegetación dominada por los bosques; y

5) las tasas de primera y última aparición señalan la existencia de un marcado

recambio faunístico a lo largo del período, caracterizado por un predominio de las primeras sobre las últimas apariciones.



Bioestratigrafía de acritarcos en el Cámbrico Inferior y Medio del margen septentrional de Gondwana (Área de Zafra, Suroeste de la Península Ibérica)

Palacios, T., Jensen, S. y Apalategui, O.

Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Extremadura, 06071 Badajoz. medrano@unex.es; soren@unex.es

La detallada cartografía del sinclinal de Zafra, el levantamiento de seis columnas estratigráficas en ambos flancos de la unidad y nuevos datos bioestratigráficos procedentes de 320 muestras positivas de acritarcos tomadas en su mayoría en dichas columnas, han permitido establecer una bioestratigrafía detallada de la zona y detectar importantes deficiencias en las unidades litoestratigráficas previamente definidas formalmente por Liñán & Perejón (1981) y Liñán *et al.* (1995). Los nuevos datos aconsejan redefinir el marco litoestratigráfico en la forma que, con carácter previo e informal, se hace en éste trabajo (Fig. 1).

La formación Vallehondo integraría las series de Vallehondo inferior y superior, la Cuarcita del Castellar y los niveles con vulcanismo ácido incluidos anteriormente en la base de la Serie del Playón (Vegas, 1971).

Liñán & Perejón (1981: Fig. 4) redefinieron la estratigrafía de la zona incluyendo los materiales de la Serie de Vallehondo inferior en dos formaciones distintas: Formación Alconera (Miembro La Hoya) y Formación La Lapa (Miembro Las Vegas), rompiendo el criterio de unidad de estos materiales mantenido por anteriores autores. Dicha división resulta imposible de detectar en cartografía ya que los miembros La Hoya y Las Vegas presentan las mismas características litológicas, como puede observarse en las canteras recientes de la Cementera de Alconera para la extracción de áridos e incluso en la columna aportada por Liñán & Perejón (1981: Fig. 3). El límite superior de la Formación La Lapa de Liñán & Perejón (1981) estaría constituido por un cambio litológico brusco que se manifiesta por la presencia de vulcanitas y niveles de aglomerados volcánicos en la base de las capas del Playón. En la sección del Embalse de la Albuera del Castellar, con una excelente exposición, debajo de la Cuarcita del Castellar aparecen potentísimos niveles de

aglomerados volcánicos y vulcanitas de idénticas características litológicas a los englobados en las Capas del Playón, sin que se observe ningún cambio litológico ni bioestratigráfico significativo y que, incluso, se manifiesta en total continuidad cuando desaparece la Cuarcita del Castellar que se acuña y pasa lateralmente a dichas vulcanitas. La Formación Castellar (Liñan *et al.*, 1995) según los anteriores datos tendría así el rango de capa, cuya extensión lateral no llega a superar los seis kilómetros y carece del significado regional y cronoestratigráfico que se le atribuyó con criterios exclusivamente litológicos. Además, al no existir indicadores cronoestratigráficos claros, dicha capa se puede confundir con distintos niveles de cuarcitas que aparecen en distintas posiciones estratigráficas de la Formación Vallehondo (Fig.1).

Por último, el contacto entre los materiales que incluyen los primeros trilobites diagnósticos propios del Cámbrico Medio (Gozalo *et al.*, 1994) y los niveles volcánicos atribuidos a la base de las capas del Playón en la sección de la Albuera del Castellar, es una importante falla que hace desaparecer más de 1000 metros de serie y dos biozonas de acritarcos (*Cristallinium cambriense* y *Adara alea*), poniendo en contacto los niveles superiores de la Formación Playón y la parte alta de la Formación Vallehondo. El contacto entre las Formaciones Vallehondo y Playón y los niveles inferiores de la Formación Playón están muy bien expuestos en el flanco norte del sinclinal de Zafra donde se levantaron dos columnas estratigráficas.

El registro continuo de acritarcos bioestratigráficamente significativos y cosmopolitas en una potente sucesión que va desde los últimos niveles con el trilobite *Serrodiscus* (Marianiense superior, *sensu* Liñán *et al.*, 2002 o Baniense superior, *sensu* Geyer *et al.*, 2004) hasta los niveles con *Solenopleuropsis verdiagana* (Caesaraugustiense superior), ha permitido establecer una detallada cronoestratigrafía basada en bioestratigrafía de acritarcos (Fig. 1). Se han identificado seis biozonas: *Skiagia ciliosa* y *Heliosphaeridium notatum* en el Cámbrico Inferior y *Comasphaeridium silesiense*, *Cristallinium cambriense*, *Adara alea* y *Timofeevia lancarae* en el Cámbrico Medio. Se trata de biozonas de intervalo cuyo límite superior está definido por la base (*first appearance datum*, FAD) de la biozona siguiente. En la Figura 1 se muestra el rango de las biozonas y sus correlaciones globales.

Biozona de *Skiagia ciliosa*. El límite inferior (FAD de *S. ciliosa*) no es observable, ya que los niveles infrayacentes a los primeros registros incluyen medios oxidantes donde no hay registro de microfósiles orgánicos. Esta biozona se ha reconocido previamente en las Cadenas Ibéricas, donde el primer registro de *Skiagia ciliosa* (Palacios & Moczydłowska 1998) se produce en la Formación Ribota y en niveles que incluyen *Strenuaeva incondita* de edad Marianiense medio según la cronoestratigrafía regional establecida con trilobites (Liñán *et al.*, 2002).

Biozona de *Heliosphaeridium notatum*. Su límite inferior viene marcado por el FAD de *Heliosphaeridium notatum*, apareciendo posteriormente *Tubulospaera perfecta*. Esta biozona engloba asociaciones que se caracterizan por una gran

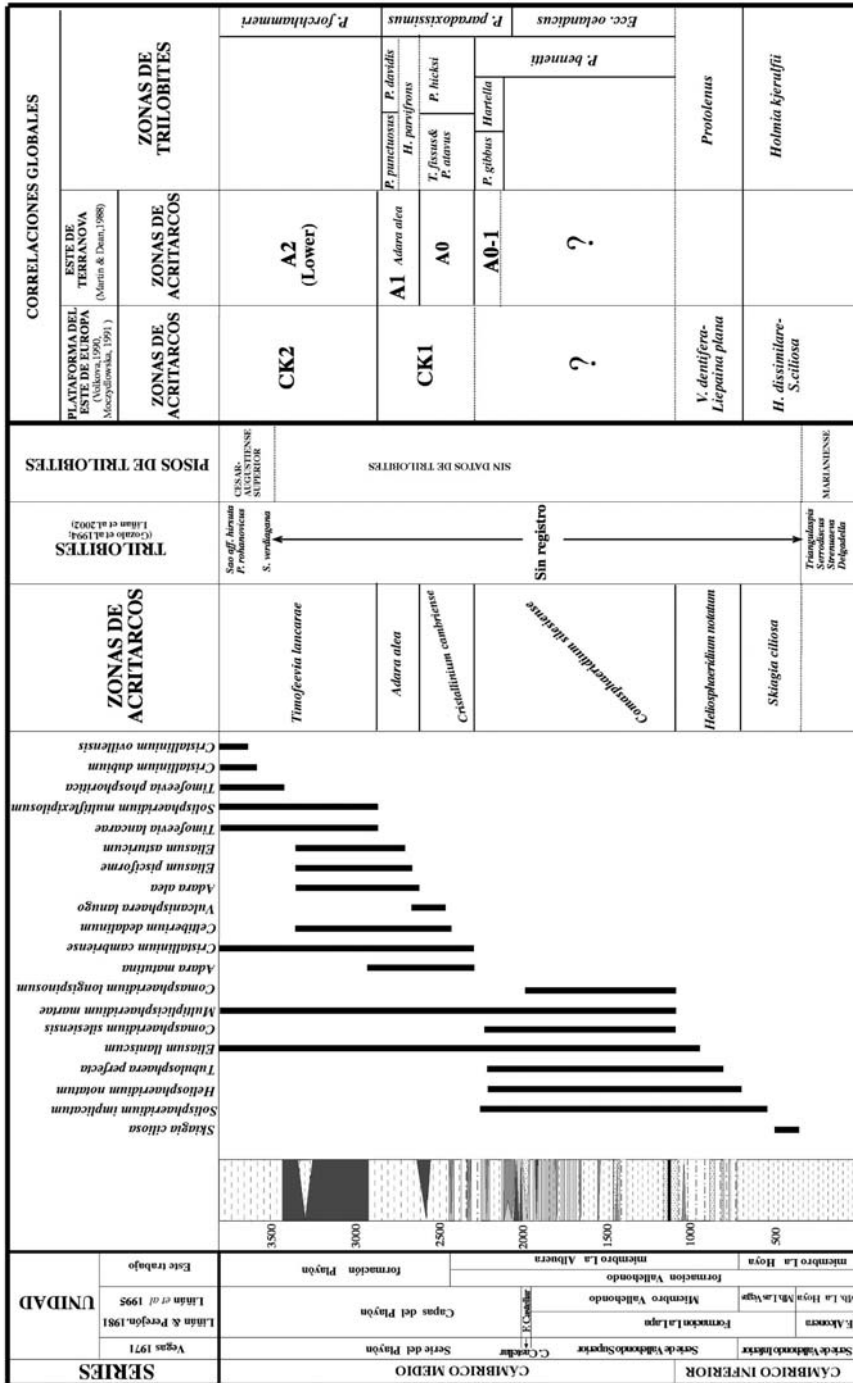
abundancia y baja diversidad de acritarcos, siendo las especies más abundantes *Heliosphaeridium notatum* y *Leiosphaeridia* spp. Esta biozona está presente en las Cadenas Ibéricas en la base de la Formación Daroca donde se registra la primera aparición de *Heliosphaeridium notatum* y *Tubulosphaera perfecta* (Palacios & Moczydlowska, 1998). Dichos materiales son incluidos en el Bilbiliense inferior por Liñán *et al.*, (2002)

Biozona de *Comasphaeridium silesiensis*. El FAD de *Comasphaeridium silesiensis*, marca el inicio de esta biozona en la que se produce un cierto incremento de la biodiversidad. Otras especies significativas que aparecen son *Multiplicisphaeridium martae* y *Comasphaeridium longispinosum* que con la especie diagnóstica son exclusivas del Cámbrico Medio (Moczydlowska, 1999). *Eliasum llaniscum* que aparece en la parte mas alta de la biozona anterior, *Leiosphaeridia* spp. y los filamentos algales suelen constituir una parte importante de las asociaciones. En la parte alta se produce la desaparición de *Comasphaeridium silesiensis* y *Tubulosphaera perfecta*. Esta biozona, que se define por primera vez en esta área, está poco representada a nivel global debido a la amplia regresión del final del Cámbrico Inferior.

Biozona de *Cristallinium cambriense*. Su límite inferior lo define el FAD de *Cristallinium cambriense* aunque también aparece *Adara matutina*. Esta biozona registra un importante incremento de la diversidad de acritarcos que se hace mas patente en la base de la formación Playón donde aparecen *Celtiberium dedalinum* y *Vulcanisphaera lanugo* produciendose la práctica desaparición de filamentos algales y una importante disminución de *Leiosphaeridia* spp.

Biozona de *Adara alea*. El FAD de *Adara alea* marca el límite inferior de esta biozona que fue establecida en Terranova por Martín & Dean (1988). En nuestro material, con *Adara alea* se da también una gran abundancia de *Eliasum asturicum* y las especies que aparecen en la biozona anterior (excepto *Vulcanisphaera lanugo*). Esta biozona está presente también en la localidad de Oville (provincia de León, Cordillera Cantábrica), en la base de la Formación Oville (Miembro Genestosa) donde Fombella (1977, 1978) describió la especie diagnóstica de la misma (*Celtiberium geminum* sinónimo de *Adara alea*). Sin embargo, la ausencia de datos de acritarcos en la infrayacente Formación Láncara impide determinar su límite inferior en dicha área.

Biozona de *Timofeevia lancarae*. El FAD de *Timofeevia lancarae* marca el límite inferior de esta zona. En su mitad inferior desaparecen *Adara alea*, *Eliasum asturicum*, *Eliasum pisciformis* y *Celtiberium dedalinum*. En la localidad de Oville, Fombella *et al.* (1993) refieren la especie diagnóstica de esta biozona, aproximadamente a una decena de metros de la base de la base del Mb. Genestosa de la Formación Oville. En la muy próxima localidad del pantano del Porma, materiales equivalentes que incluyen los primeros cuarenta metros de la Formación Oville, fueron incluidos por Sdzuy (1995) en el piso Leoniense.



LITOLOGIA: Acriticas y cuarcitas, Limolitas y areniscas finas, Lutitas, Volcanicas acidas, Precipitadas y aglomerados volcanicos, Volcanicas basicas, pillow lavas y piroclasticas, Silt.

Figura 1. Estratigrafía y distribución de especies de acritarcos cosmopolitas y diagnósticos de las Formaciones Vallehermoso y Playón. Correlaciones globales.

Conclusiones

Se propone la primera bioestratigrafía detallada de acritarcos basada en sucesiones con registro continuo del Cámbrico Inferior y Medio del margen norte de Gondwana. Se propone la Zona de *Comasphaeridium silesiensis* como primera biozona de acritarcos del Cámbrico Medio. Se proponen las primeras correlaciones detalladas entre las regiones paleogeográficas de Gondwana, Báltica y Avalonia basadas en especies de acritarcos cosmopolitas (Fig. 1). Este estudio refuerza la gran utilidad de los acritarcos para establecer una detallada cronoestratigrafía del Cámbrico.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los proyectos MAT-2000-0142-P4 y CGL-2004-02967 cofinanciados por FEDER.

Referencias

- Fombella, M.A. 1977. Acritarcos de edad Cámbrico Medio-inferior de la provincia de León, España. *Revista Española de Micropaleontología*, **9**, 115-124.
- Fombella, M.A. 1978: Acritarcos de la Formación Oville, edad Cámbrico Medio-Tremadoc, Provincia de León, España. *Palinología N° extraordinario*, **1**, 245-261.
- Fombella Blanco, M.A., Valencia Barrera, R.M., Fernández González, D. & Cachán Santos, L.J. 1993. Diferencias de composición en las asociaciones de acritarcos de seis localidades de la Formación Oville (NO de España). Edad Cámbrico Medio-Tremadoc Inferior. *Revista Española de Paleontología*, **8**(2), 221-235.
- Geyer, G. & Landing, E. 2004. A unified Lower-Middle Cambrian chronostratigraphy for West Gondwana. *Acta Geologica Polonica*, **24**(2), 179-218.
- Gozalo, G., Liñán, E. & Alvaro, J. 1994. Trilobites de la familia *Solenopleuropsidae* Thoral, 1947 del Cámbrico Medio de la Unidad de Alconera (Zona de Ossa-Morena, SO España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, **89**(1-4), 43-54.
- Liñán, E. & Perejón, A. 1981. El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SW de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, **79**(12), 125-148.
- Liñán, E., Álvaro, J., Gozalo, R., Gámez-Vintaned, J.A. & Palacios, T. 1995. El Cámbrico Medio de la Sierra de Córdoba (Ossa-Morena, S de España): trilobites y paleoicnología. Implicaciones bioestratigráficas y paleoambientales. *Revista Española de Paleontología*, **10**(2), 219-238.
- Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A., Ugidos, J.M. & Mayoral, E. 2002. Cambrian. In: *The Geology of Spain*. (Eds. W. Gibbson & T. Moreno). Geological Society, London, 17-29.
- Martin, F. & Dean, W.T. 1988. Middle and Upper Cambrian acritarch and trilobite zonation at Manuels River and Random Island, eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, **381**, 1-91.

- Moczydlowska, M. 1999. The Lower-Middle Cambrian boundary recognized by acritarchs in Baltica and at the margin of Gondwana. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **38**(2-3), 207-225.
- Palacios, T. & Moczydlowska, M. 1998. Acritarch biostratigraphy of the Lower-Middle Cambrian strata in the Iberian Chains, province of Soria, northeastern Spain. *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extraordinario**, 65 -82.
- Sdzuy, K. 1995. Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. In: La expansión de la vida en el Cámbrico. (Eds. J.A. Gámez Vintaned & E. Liñán), Institución "Fernando El Católico", Zaragoza, 253-263.
- Vegas, R. 1971. Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N de Badajoz. *Estudios Geológicos*, **XXVII**, 419-425.



Restos esqueléticos en relación anatómica de un dinosaurio anquilosaurio en el Cretácico Superior de Laño (Región Vasco-Cantábrica)

Pereda Suberbiola, X.¹, Astibia, H.¹, Corral J.C.², Bardet, N.³, Badiola, A.^{1,4} y Berreteaga, A.¹

¹ Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU), Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apartado 644, 48080 Bilbao. xabier.pereda@ehu.es

² Museo de Ciencias Naturales de Álava/Arabako Natur Zientzien Museoa (MCNA). C/ Siervas de Jesús, 24. 01001 Vitoria-Gazteiz.

³ UMR 5143 du CNRS, Département Histoire de la Terre, Muséum National d'Histoire Naturelle. 8 rue Buffon. 75005 Paris, Francia.

⁴ The Natural History Museum, Palaeontology Department. Cromwell Road. London SW7 5BD, U.K.

El yacimiento de Laño está situado en las proximidades del pueblo que le da nombre, en una cantera de arenas abandonada del Condado de Treviño, a unos 20 km al sur de la capital alavesa. Desde un punto de vista geológico, forma parte del flanco sur del Sinclinorio Subcantábrico (Región Vasco-Cantábrica). La fauna de vertebrados continentales de Laño es una de las más notables del Cretácico Superior europeo por su riqueza y diversidad, con unas cuarenta especies representadas (nueve de ellas descritas por primera vez en el yacimiento), entre las que se incluyen actinopterigios, anfibios, escamosos, quelonios, cocodrilos, dinosaurios, pterosaurios y mamíferos (Astibia *et al.*, 1999). Los dinosaurios consisten en terópodos (neoceratosaurios, dromeosáuridos, *Paronychodon* y posibles aves),

saurópodos titanosaurios (*Lirainosaurus*), ornitópodos (*Rhabdodon*, hadrosaurio) y anquilosaurios. La correlación estratigráfica sugiere que los niveles continentales (unidad S1U3 de Baceta y colaboradores en Astibia *et al.*, 1999) son de edad Campaniense superior a Maastrichtiense inferior. El contexto sedimentológico muestra que los niveles fosilíferos se formaron en el seno de un sistema fluvial compuesto por arenas y limos. Las estructuras sedimentarias son características de áreas de canal dentro de un sistema trezado muy extendido (Pereda Suberbiola *et al.*, 2000).

Los dinosaurios acorazados están representados en tres niveles continentales de Laño (denominados L1A, L1B y L2) por restos craneales y mandibulares, dientes aislados, vértebras, costillas, huesos del esqueleto apendicular y elementos de la coraza dérmica (Pereda Suberbiola *et al.*, 1995; Pereda Suberbiola en Astibia *et al.*, 1999). La mayoría de estos restos aparecieron desarticulados. En julio de 1995, se descubrió en el nivel L1A parte de un esqueleto en relación anatómica (MCNA 7420), que consiste en una vértebra dorsal, dos costillas dorsales incompletas, un sinsacro completo, los dos iliones, el isquion izquierdo, los dos fémures, la tibia derecha y un osteodermo. Otros restos esqueléticos hallados en la misma área (costillas dorsales, vértebras dorsal y caudal anterior, osteodermos) podrían igualmente pertenecer al mismo individuo. Los arcos neurales de las vértebras están fusionados a los centros y los elementos del sinsacro están completamente fusionados entre sí, lo que indica que se trata de un individuo adulto. Los huesos son de dimensiones modestas (longitud del fémur: 305 mm) y probablemente pertenecieron a un animal de pequeño tamaño, con una longitud total estimada entre 2,5 y 3 m.

El material está bien conservado, aunque algunos ejemplares están deformados y pueden estar impregnados por óxidos de hierro (Elorza *et al.*, 1999). La vértebra dorsal posterior conserva parte de las costillas fusionadas. El sinsacro está compuesto por 10 vértebras, incluyendo 6 dorsosacras, 3 sacras y 1 sacrocaudal (García & Pereda Suberbiola, 2003). La barra presacra representa dos tercios de la longitud total del sinsacro. Hay un sistema de tendones osificados asociados lateralmente al sinsacro, muy bien conservados en la zona de la barra presacra. Ambos iliones conservan el proceso preacetabular y el llamado "yugo sacricostal". Además, se observa parte del acetábulo del ilion izquierdo. El borde lateral del proceso preacetabular es ligeramente cóncavo y diverge lateralmente en su extremo anterior. El isquion está poco incurvado ventralmente en su mitad posterior y muestra una prominencia dorsal. El trocánter anterior está fusionado al trocánter mayor del fémur, pero existe una línea de sutura entre ambos. El cuarto trocánter está situado en posición proximal, cerca del punto medio de la diáfisis femoral. La relación entre la longitud del fémur y la tibia es de 1,35.

MCNA 7420 se asigna al nodosáurido *Struthiosaurus* por presentar un sinsacro formado por 10 vértebras, cuya barra presacra es más alargada que el resto del sinsacro (a diferencia de *Polacanthus*, donde ocurre lo contrario), y un isquion casi

rectilíneo, lo que difiere de lo observado en la mayoría de los nodosáuridos (García & Pereda Suberbiola, 2003). Otro material hallado en Laño fue asignado previamente a *Struthiosaurus* a partir de caracteres mandibulares y de la coraza cervical (Pereda Suberbiola *et al.*, 1995). La diferencia en el número de vértebras sacras con respecto a *S. languedocensis* del Campaniense inferior de Villeveyrac, Hérault (tres en Laño, cuatro en la especie de Languedoc) podría ser debido a un dimorfismo (García & Pereda Suberbiola, 2003). No obstante, existen otras diferencias con respecto a *S. languedocensis*, como la ausencia de compresión lateral en los centros de las vértebras dorsales posteriores o la presencia de una prominencia dorsal en el isquion. El material de Laño presenta asimismo diferencias menores con respecto a la *S. austriacus* (especie tipo) del Campaniense inferior de Austria y no existen elementos de comparación con *S. transylvanicus* del Maastrichtiense de Transilvania. Por estas razones y teniendo en cuenta que no se conoce en detalle la variabilidad de *Struthiosaurus*, el material de Laño se asigna provisionalmente a *Struthiosaurus* sp. indet.

Agradecimientos

Al Ministerio de Educación y Ciencia (Ciencia y Tecnología) por el proyecto de investigación CGL2004-02338/BTE y por la ayuda del Programa Ramón y Caja1 al primero de los firmantes. A la Universidad del País Vasco/EHU por el Grupo Consolidado 9/UPV00121.310-15226/2003, a la Diputación Foral de Álava por financiar las excavaciones y al Museo de Ciencias Naturales de Álava por su ayuda logística. A todos los participantes en las excavaciones de Laño.

Referencias

- Astibia, H., Corral, J.C., Murelaga, X., Orue-Etxebarria, X. & Pereda Suberbiola, X. 1999. Geology and palaeontology of the Upper Cretaceous vertebrate-bearing beds of the Laño Quarry (Basque-Cantabrian Region, Iberian Peninsula). *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava* **14 (Número especial 1)**, 1-360.
- Elorza, J.J., Astibia, H., Murelaga, X. & Pereda-Suberbiola, X. 1999. Francolite as a diagenetic mineral in dinosaur and other Upper Cretaceous reptile bones (Laño, Iberian Peninsula): geochemical, microstructural and petrological features. *Cretaceous Research*, **20**, 169-187.
- García, G. & Pereda Suberbiola, X. 2003. A new species of *Struthiosaurus* (Dinosauria: Ankylosauria) from the Upper Cretaceous of Villeveyrac (southern France). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **23**, 156-165.
- Pereda Suberbiola, X., Astibia, H. & Buffetaut, E. 1995. New remains of the armoured dinosaur *Struthiosaurus* from the Late Cretaceous of the Iberian peninsula (Laño locality, Basque-Cantabric Basin). *Bulletin de la Société géologique de France*, **166**, 207-211.
- Pereda Suberbiola, X., Astibia, H., Murelaga, X., Elorza, J.J. & Gómez-Alday, J.J. 2000. Taphonomy of the Late Cretaceous dinosaur-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **157**, 247-275.

El estudio de un rastro peculiar: 2ELC (Galve, Teruel. España). Marcas de inmersión de los pies en barro y de la cola de un dinosaurio

Pérez-Lorente, F.¹ y Herrero Gascón, J.²

¹ Edificio CT. Universidad de La Rioja. C/ Madre de Dios 51. 26006 Logroño. felix.perez@dq.unirioja.es

² Guías de Galve,S.L. C/ Mayor Baja, 19. 44168 Galve (Teruel). guiasdegalve@msn.com

Se analiza un rastro (2ELC) de huellas de dinosaurio con marca de cola en un yacimiento de la Formación Villar del Arzobispo, de edad Berriasiense (Canudo *et al.*, 2004) que ya había sido estudiado. De él se publicaron (Pérez-Lorente & Ortega, 2003) dos rastrilladas no habituales en la región: una cuadrúpeda dejada por un enorme cocodrilo (1ELC) y otra de un dinosaurio de andar semiplantígrado (2ELC). Por erosión y fundamentalmente por lavado del techo de la roca con las pisadas, 2ELC ha pasado de tener 3 a contar con 6 icnitas aflorantes en las que además, se aprecian detalles que no se vieron en el primer trabajo. Las estructuras asociadas a las pistas anteriores permitieron deducir que ambos animales caminaron por un sustrato potente de barro relativamente blando.

2ELC lo forman dos tipos de icnitas. Unas producidas por las pisadas de un dinosaurio terópodo y otras producidas por el arrastre de su cola. Las pisadas muestran estructuras de penetración del pie en el interior del barro (señales de metatarso, hallus, colapso de barro, etc) y las segundas son sinusoides, de profundidad variable, intermitentes, direccionales y con el mismo periodo que la marcha (es decir una zancada). Como en la mayor parte de las rastrilladas con marca de cola descritas hasta ahora (Torcida *et al.*, 2003), las icnitas presentan irregularidades.

En el trabajo se interpretan las estructuras de las marcas del pie teniendo en cuenta las fases de la pisada (Thulborn & Wade 1989), con el movimiento del pie, con el del barro (Gatesy *et al.*, 1999; Pérez-Lorente, 2003) y con la forma teórica del autopodio. Se describen las marcas de la cola y su periodicidad. Se deduce el tipo de dinosaurio que las produjo.

La periodicidad de todas las estructuras de la rastrillada (pasos y marcas de cola) ha permitido relacionar los movimientos de las extremidades locomotoras con los del apéndice caudal y elaborar un modelo de movimiento general del cuerpo durante la marcha por este paraje.

El sedimento en el que se formaron las icnitas es arenoso-limoso carbonatado de grano muy fino y de color pardo claro. La capa es muy deleznable y está soltando fragmentos constantemente por lo que sería recomendable su tratamiento por personal especializado.

Agradecimientos

A D. José M^a Herrero por su hospitalidad y atenciones y a Pilar y Ana por su ayuda en el campo.

Referencias

- Canudo, J.I., Aurell, M., Barco, J.L., Cuenca Bescós, G. & Ruiz de Omeñaca, J.I. 2004. Los dinosaurios de la Formación Villar del Arzobispo (Titónico medio- Berriasiense inferior) en Galve (Teruel). *Geogaceta*, **38**, 39-42.
- Gatesy, M., Middleton, K.M., Jenkins, F.A. & Shubin, N.H. 1999. Three dimensional preservation movements in Triassic theropod dinosaurs. *Nature*, **300**, 141-144.
- Pérez-Lorente, F. 2003. Aportaciones de los yacimientos de La Barguilla, Santisol y Santa Juliana (Hornillos de Cameros, La Rioja. España). In: *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos en España* (Coord. F. Pérez-Lorente). *Ciencias de la Tierra*, **26**, 161-194.
- Pérez-Lorente, F. & Ortega, F. 2003. Dos nuevos rastros de arcosaurios en el Cretácico Inferior de Galve (Teruel. España). El yacimiento del Cantalar. In: *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos en España* (Coord. F. Pérez-Lorente). *Ciencias de la Tierra*, **26**, 129-136.
- Torcida, F., Montero, D., Huerta, P., Izquierdo, L.A., Pérez, G., Pérez-Lorente, F. & Urién, V. 2003. Rastro ornitópodo de andar cuadrúpedo con marca de cola. Cretácico Inferior (Burgos, España). In: *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos en España* (Coord. F. Pérez-Lorente). *Ciencias de la Tierra*, **26**, 109-118.
- Thulborn, T. & Wade, M. 1989. A footprint as a history of movement. In *Dinosaur tracks and traces* (Eds. D. D. Gillette & M. G. Lockley). Cambridge University Press, 51-56.



Colecciones paleontológicas históricas del Paleozoico Inferior de León en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España)

Rábano, I.

Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23. 28003 Madrid. i.rabano@igme.es

El fondo histórico del Museo Geominero reúne aquellas colecciones paleontológicas, mineralógicas y petrológicas formadas por los ingenieros de minas que comenzaron a investigar la infraestructura geológica y minera del territorio nacional de una forma organizada en el seno de la Comisión del Mapa Geológico de España, creada en 1849 y de la que es heredero el Instituto Geológico y Minero

de España. Las muestras recogidas por Casiano de Prado, Guillermo Schulz, Lucas Mallada, Felipe Martín Donayre o Federico de Botella, entre muchos otros, pasaron a integrarse en el Museo en 1927, cuando se expusieron en la gran sala que actualmente las alberga.

A pesar de la importancia de estas colecciones, no fueron lo bien tratadas que cabría esperar en un centro de estas características, y muchas de ellas han desaparecido irremisiblemente junto con la información acerca de las circunstancias de su ingreso. En 1993 se inició un inventario de las mismas, que una vez finalizado permite su adecuada gestión, y se comenzó también una minuciosa investigación de los fondos históricos con el fin de identificar las colecciones de autor. Contrastando los datos aparecidos en las publicaciones de la Comisión con los ejemplares y sus etiquetas, se han podido identificar hasta el momento diversas colecciones paleontológicas y petrológicas de Prado, Schulz, Mallada y Bauzá correspondientes a sus investigaciones geológicas en diferentes regiones españolas.

En este sentido, y siguiendo la misma metodología que en ocasiones anteriores, hemos podido trazar, en la medida de lo posible, la autoría de las colecciones paleontológicas históricas del Paleozoico Inferior de la provincia de León formadas desde mediados del siglo XIX. De esta forma, sabemos que fue Casiano de Prado, nombrado miembro de la Comisión desde sus inicios, uno de los autores que aportó colecciones más importantes de fósiles cámbricos leoneses, como resultado de sus infatigables recorridos por la provincia. Antes de ingresar en la Comisión en 1849, entre 1845 y 1848, fue contratado por la Sociedad Palentino-Leonesa para realizar el estudio geológico del terreno carbonífero de Sabero. Pero no fue hasta 1858 cuando, al realizar una de sus campañas por el N de España, recogió por vez primera fósiles de la "Fauna Primordial", que fueron dados a conocer dos años más tarde, en colaboración con E. de Verneuil y J. Barrande (Prado *et al.*, 1860). En 1859 la Comisión se suprimió debido a los importantes problemas económicos que la aquejaban, y los estudios geológicos se integraron en la Junta General de Estadística, en la que Prado pasó a dirigir las Brigadas Geológicas. En un libro de colecciones de la Junta que se conserva en el Museo, se recogen las colecciones que Prado reunió en sus exploraciones de la provincia de León, reflejando los fósiles identificados en 1860. Actualmente se conservan en el Museo ejemplares de todas las localidades (Adrados, Crémenes, Sabero, La Velilla, Vozmediano, etc.) y taxones ("*Paradoxides pradoanus*", "*Arionellus ceticephalus*", "*Conocephalites sulzeri*", "*Orthis primordialis*", "*Orthisina vaticina*", entre otros) consignados en el mencionado libro de registro, pero no podemos identificar exactamente qué ejemplares son los que recogió Prado, pues no fue el único autor del siglo XIX en ingresar fósiles leoneses en las colecciones de la Comisión.

Cuando en 1873 se vuelve a reorganizar la Comisión del Mapa Geológico, bajo la acertada dirección de Manuel Fernández de Castro, comienza una política de investigación geológica regional sistemática, y los resultados se publican en las

nuevas series que inicia Fernández de Castro en 1874, las *Memorias* y el *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Encarga a Luis Natalio Monreal la realización de la memoria geológica de León, quien va publicando a lo largo de tres años, entre 1878 y 1880, los resultados de sus campañas por la provincia, para finalmente culminar en 1880 el *Mapa Geográfico y Geológico de la provincia de León* (a escala 1:400.000). En sus recorridos visita también las localidades mencionadas por Prado y recoge nuevas colecciones.

No podemos dejar de destacar aquí el hallazgo que hace Monreal el 2 de agosto de 1878 de numerosos ejemplares del icnofósil *Arthropycus alleghaniensis* (Harlan), en el Ordovícico Inferior (Arenigiense) de La Urz (entonces Santa Eulalia de Urz), localidad situada en la margen derecha del río Luna, algunos de ellos conservados actualmente en las colecciones. Monreal (1879) confunde el icnofósil con una planta fósil, la más antigua del registro según él, y para cuya asociación propone con mucho entusiasmo el nombre de "Flora Primordial", a semejanza de la "Fauna Primordial" de Barrande.

Mallada, junto con Buitrago y Nery Delgado que los acompañó, también hace una incursión en la provincia de León a instancias de Fernández de Castro, para solventar una duda expresada por Barrois acerca de la existencia de la "Fauna Primordial" entre Grado y Belmonte, indicada por Prado pero no reencontrada por el geólogo francés. Visitan también las localidades leonesas de Prado, donde recogen ejemplares para las colecciones de la Comisión (Mallada y Buitrago, 1878).

Ya en el siglo XX, Primitivo Hernández Sampelayo (1934, 1942, 1944) realiza nuevos hallazgos en el Paleozoico del NO peninsular, y cita también las localidades de Prado en el Cámbrico leonés, describiendo incluso taxones nuevos, algunos de cuyos ejemplares han desaparecido, como los tipos del nuevo braquiópodo *Nisusia peñae* [sic].

Referencias

- Hernández Sampelayo, P. 1934. *El Cambriano en España*. Instituto Geológico y Minero de España, 1-199.
- Hernández Sampelayo, P. 1942. *Explicación del nuevo mapa geológico de España. Tomo II. El Sistema Siluriano (Fascículo 1)*. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, 1-592.
- Hernández Sampelayo, P. 1944. Nueva fauna cambriana en Puerto Ventana (Asturias-León). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **12**, 5-11.
- Mallada, L. & Buitrago, J. 1878. La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **5**, 177-194.
- Monreal, L.N. 1879. Datos geológicos acerca de la provincia de León recogidos durante la campaña de 1878 a 1879. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **6**, 311-320.
- Prado, C. de, Verneuil, E. & Barrande, J. 1860. Sur la existence de la faune primordial en la Chaîne Cantabrique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, [2^e Sér.], **17**, 516-554.

La Cueva de los Huesos de Obón: un yacimiento de mamíferos del Pleistoceno Medio en el Macizo de las Muelas de Teruel

Ramón del Río, D. y Cuenca Bescós, G.

Grupo Aragosaurus (<http://aragosaurus.com>). Departamento de Paleontología. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna s/n. 50.009. Zaragoza. diana@aragosaurus.com, cuenca@unizar.es

La Cueva de los Huesos se encuentra en el término municipal de Obón, dentro del Parque Cultural del Río Martín en Teruel. La cueva esta ubicada en el interior de un relieve Jurásico denominado Macizo de las Muelas y presenta un desarrollo de unos 100 metros en dirección Norte-Sur. El sistema cárstico está constituido por un conjunto de pequeñas cuevas, atravesando varias salas hasta llegar a través de una pequeña gatera a la denominada sala de los huesos donde se encuentra el yacimiento. Actualmente la Cueva de los Huesos es activa y presenta evidencias de flujo de aguas superficiales con transporte de sedimentos hacia los niveles más bajos de la cueva.

La excavación del yacimiento tuvo lugar en el sector 2 (Cuenca *et al.*, 2005) donde se observa un relleno exocárstico de unos 130 centímetros de espesor dividido en 7 tramos, siendo el segundo tramo (nivel carbonatado) el que presenta una mayor acumulación de restos fósiles y de donde provienen la mayoría de los restos de vertebrados que están siendo estudiados.

En un estudio inicial, la fauna de la Cueva de los Huesos de Obón nos reveló la diversidad de mamíferos carnívoros y herbívoros (Cuenca *et al.*, 2005) del yacimiento: *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Felis sylvestris*, *Hyaenidae* indet., *Meles meles*, *Stephanorhinus* sp. cf. *S. hemitoechus*, *Equus* sp. Gr. *E. mosbachensis*, *Cervus elaphus priscus*, *Bovidae* indet., *Hemitragus* sp., *Erinaceus europaeus*, *Rhinolophus* sp., *Allocricetus bursae correzensis* y *Apodemus* sp.

El conjunto de la fauna representada en la Cueva de los Huesos muestra una edad mesopleistocena. El caballo, típicamente caballino que sustituye al estenoniano del Pleistoceno inferior, la morfometría del rinoceronte, así como el pequeño ciervo *Cervus elaphus priscus* y de *Hemitragus* sp. señalan esta edad (Guérin & Patou-Mathis, 1996; Made 2001).

Un primer estudio de los restos de rinoceronte mostró unas características morfométricas y osteológicas para la especie *Stephanorhinus hemitoechus* que parecen indicar un estadio evolutivo más primitivo de esta especie, de menor tamaño y menos robusta que la del Pleistoceno superior, la subespecie denominada *S. h. falconeri* (Azzaroli, 1963). Desde el punto de vista bioestratigráfico esto

indica que la Cueva de los Huesos de Obón, junto con los yacimientos de Trinchera Galería y Torralba, caracterizan la presencia más antigua de *S. hemitoechus* en la Península Ibérica (Ramón & Cuenca, 2005).

Por otro lado, el conjunto de carnívoros representados en el yacimiento se aproxima a las asociaciones del Pleistoceno Medio con *Canis lupus*, *Vulpes vulpes* y *Meles meles*, de Trinchera Dolina, Trinchera Galería y Sima de los Huesos (García & Arsuaga, 2001). El estudio del cánido de mayor tamaño, *Canis lupus*, muestra un pequeño tamaño semejante al que alcanza esta especie en el Pleistoceno Medio basal (García & Arsuaga, 2001), denominándose por algunos autores como la subespecie *Canis lupus mosbachensis* (García, 2001). Esta última subespecie está presente en los yacimientos de Trinchera Galería (Sierra de Atapuerca) del Pleistoceno Medio temprano, cuya edad ha sido establecida en unos 400-500 mil años (Bishoff *et al.*, 2002; Cuenca Bescós *et al.*, 2001). Por tanto, desde el punto de vista biocronológico, en base a las similitudes de tamaño y características morfológicas de las especies representadas en la Cueva de los Huesos con las de otros yacimientos, podemos considerar una edad de Pleistoceno Medio aproximadamente entre los 250-500 mil años para el yacimiento.

Una singularidad que presenta el yacimiento, con respecto a otros de la península, es la presencia de hiena (*Hyaenidae* indet.), que generalmente es rara en las asociaciones mesopleistocenas. Aunque la representación de hiénidos es pobre en este yacimiento, su actividad está evidenciada por las numerosas marcas de mordeduras encontradas en algunos de los restos, así como por la presencia de epífisis alteradas y machacadas de huesos largos de grandes herbívoros. Sin embargo, hasta el momento no se han encontrado señales que evidencien la actividad de homínidos. Por otro lado, el grado de alteración que presentan los restos fósiles es variable, pero la mayoría muestran los bordes redondeados indicando que casi todos los restos han sido transportados y erosionados.

Aunque todavía se desconoce el agente principal de acumulación de los restos, parece probable que la actividad de las hienas pudiera ser una de las causas principales, siendo posteriormente estos restos transportados (resedimentados), sufriendo erosión durante este proceso, y dando lugar al yacimiento de restos fósiles del Pleistoceno Medio de la Cueva de los Huesos de Obón.

Agradecimientos

A todas las personas que de una manera u otra han contribuido en la extracción de los mamíferos de Obón, José Royo, Miguel Villuendas, Javier Andreu, José Antonio Andrés, Carlos Revuelto, Santiago Alberto, la familia Secanellas, Coral Subirón, José Luis Barco, Alfredo Moros, Juan Luis Arsuaga. El Parque Cultural del Río Martín, Servicio de Patrimonio Cultural de la DGA y los proyectos PB 96-1026.C03-02 y BOS2003-08938-C03-01 que han contribuido en la financiación y apoyo técnico de estos estudios. Especial agradecimiento al Instituto de Estudios Turolenses que ha concedido una ayuda económica a Diana Ramón

del Río para el estudio científico de los restos de mamíferos de la Cueva de los Huesos de Obón.

Referencias

- Bischoff, J.L., Shamp, D.D., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Carbonell, E. & Bermúdez de Castro, J.M. 2002. The Sima de los Huesos Hominids date to beyond U/Th equilibrium (>350kyr) and perhaps to 400-500 kyr: new radiometric dates. *Journal of Archaeological Science*, **29**, 1-6.
- Cuenca Bescós, G., Canudo, J.I. & Laplana, C. 2001. La séquence des rongeurs (Mammalia) des sites du Pléistocène inférieur et moyen d'Atapuerca (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, **105**, 115-130.
- Cuenca-Bescós, G., Alberdi, M.T., Canudo, J.I., García, N., Gordillo, J.C., Made, J. van der, Ramón, D. & Rubio, C.J. 2005. Los mamíferos del Pleistoceno Medio de la Cueva de los Huesos de Obón (Parque Cultural del Río Martín, Teruel). *Geogaceta*, **38**, 119-122.
- García García, N. 2001. *Los carnívoros de los Yacimientos Pleistocenos de la Sierra de Atapuerca*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Biológicas, 1-525. (inérita).
- García, N. & Arsuaga, J.L. 2001. Les carnivores (Mammalia) des sites du Pléistocène ancien et moyen d'Atapuerca (Espagne). *L'Anthropologie*, **105**, 83-93.
- Guérin, C. & Patou-Mathis, M. 1996. *Les grands mammifères Plio-Pléistocènes d'Europe*. Masson, 1-291.
- Made, J. van der. 2001. Les Ongulés d'Atapuerca. Stratigraphie et biogéographie. *L'Anthropologie*, **105**(1), 95-113.
- Ramón del Río, D. & Cuenca Bescós, G. 2005. Los primeros rinocerontes (Mammalia) de nariz estrecha, *Stephanorhinus hemitoechus* (Falconer 1859) del Pleistoceno de la Península Ibérica. *Libro de Resúmenes XXI Jornadas de la Sociedad española de Paleontología*, 137-138.



Restos directos de vertebrados del Jurásico de Asturias

Ruiz-Omeñaca, J.I.^{1,4}, García-Ramos, J.C.¹, Piñuela, L.¹, Bardet, N.²,
Bermúdez-Rochas, D.D.³, Canudo, J.I.⁴ y Pereda Suberbiola, X.⁵

¹ Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). 33328 Colunga, España. jigruiz@unizar.es, jcgramos@geol.uniovi.es, lpinuela@geol.uniovi.es

² UMR 5143 du CNRS. Département Histoire de la Terre, Museum national d'Histoire naturelle. 8 Rue Buffon, 75005 Paris, France. bardet@mnhn.fr

³ Museo Geominero (IGME). C/ Ríos Rosas, 13. 28003 Madrid, España. d.bermudez@igme.es

⁴ Grupo Aragosaurus. Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza, España. www.aragosaurus.com; jicanudo@unizar.es

⁵ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco/EHU, Apartado 644. 48080 Bilbao, España. xabier.pereda@ehu.es

Los primeros reptiles fósiles de Asturias fueron citados por Guillermo Schulz en su obra *Descripción geológica de Asturias*, y consistían en “partes del esqueleto y aletas de un *Plesiosauro*, cuyas vértebras mayores llegan á seis centímetros de diámetro” procedentes de Villaviciosa (entre el Puntal y Tazones; Schulz 1858:108) y “un admirable diente de *Squalus* (primitivo tiburón)” procedente de Ruedes, Gijón (Schulz 1858:109). El supuesto diente de tiburón fue posteriormente identificado por Justo Egozcue como un dinosaurio terópodo (“diente de *Megalosaurus*”; Egozcue, 1873; véase Pereda Suberbiola & Ruiz-Omeñaca, 2005). Schulz situó los hallazgos en el Lías; el plesiosaurio procedería del Jurásico Inferior (Formación Rodiles, probablemente Zona Jamesoni, Pliensbachiense) mientras que el dinosaurio procedería del Jurásico Superior (Formación Lastres). José Royo Gómez recogió, 69 años después, en “la facies Weáldica” de Ribadesella “una vértebra y una cabeza, al parecer de húmero, de un gigantesco dinosaurio” (Royo Gómez & Gómez Lluca, 1927). Estos restos procederían del Jurásico Superior (posiblemente de las facies continentales de la Formación Vega). Los hallazgos de Schulz y Royo Gómez se encuentran en la actualidad desaparecidos.

En 1969 comienzan a descubrirse icnitas de dinosaurios (véase García-Ramos *et al.*, 2002), labor que actualmente se sigue desarrollando desde el Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). Respecto a los restos óseos de vertebrados, Suárez Vega menciona en 1974 “vértebras (¿cervicales?) de un Ichthyosauro” en el Jurásico Inferior de Santa Mera (Villaviciosa, Formación Rodiles, Zona Jamesoni, Pliensbachiense; Suárez Vega, 1974: 65), pero no es hasta la segunda mitad de los 90 cuando empiezan a recuperarse restos óseos de forma sistemática.

En 1994 se describieron dientes de tiburones y rayas en el límite Jurásico Inferior-Medio de la sección de Santa Mera (Formación Rodiles; Bernárdez, 1994). En los últimos años se han descrito algunos restos de dinosaurios terópodos y

saurópodos del Jurásico Superior (Formaciones Vega y Lastres; Martínez *et al.*, 2000a, 2000b, 2000c, 2001; García-Ramos *et al.*, 2002), pero la mayor parte del material permanece aún sin describir ni publicar.

Los restos óseos recuperados hasta el momento pertenecen a tiburones, peces óseos y reptiles (tortugas, plesiosaurios, ictiosaurios, cocodrilos, dinosaurios y pterosaurios) procedentes de las Formaciones Gijón (miembro superior, Hettangiense-Sinemuriense inferior), Rodiles (Miembro Santa Mera, Pliensbachiense-Bajociense inferior), y Vega, Tereñes y Lastres (Kimmeridgiense). Geográficamente los yacimientos se sitúan en los concejos de Colunga, Gijón, Noreña, Ribadesella y Villaviciosa. Todos los restos, excepto una vértebra de dinosaurio de Noreña, proceden de los acantilados de la franja costera centro-oriental de Asturias, conocida como la “Costa de los Dinosaurios”.

La Figura 1 recoge el registro óseo de vertebrados actualmente conocido en las formaciones jurásicas asturianas. En la Fm. Gijón (costa fangosa y carbonatada rica en sales) sólo ha aparecido por el momento una vértebra de plesiosaurio; en la Fm. Rodiles (mar abierto somero) hay restos de tiburones, rayas, peces óseos, ictiosaurios y plesiosaurios; en la Fm. Vega (fluvial) hay restos de peces óseos, cocodrilos y dinosaurios; en la Fm. Tereñes (costa fangosa y mar interior somero) hay restos de tiburones, peces óseos, tortugas, plesiosaurios, cocodrilos y reptiles voladores, y en la Fm. Lastres (fluvio-deltaica) hay restos de tiburones, peces óseos, tortugas, cocodrilos y dinosaurios.

Taxón	TIBURONES Y RAYAS	PECES ÓSEOS	TORTUGAS	ICTIOSAURIOS	PLESIOSAURIOS	COCODRILOS	REPTILES VOLADORES	DINOSAURIOS
Formación	Hyodontiformes indet. <i>Asteracanthus</i> sp. <i>Hybodus</i> sp. <i>Lissodus</i> sp. <i>Symchodus</i> sp. <i>Sphenodus</i> sp. <i>Squalogalenus?</i> sp. Orectolobidae? indet. Lamniformes indet. Carchariniformes? indet. Squaliformes? indet. Rhinobatoidet indet.	Pycnodontiformes indet. Semionotiformes indet. Semionotidae indet. Amiiformes indet. Amiidae indet.	Testudines indet. Plesiochelyidae indet.	Ichthyosauria indet.	Plesiosauroidea indet.	Crocodyliformes indet. Thalattosuchia indet. Teleosauridae indet. cf. <i>Machimosaurus</i> sp.	Pterosauria indet.	Ornithopoda indet. cf. <i>Dacentrurus</i> sp. Sauropoda indet. Camarasauridae? indet. Diplodocoidea indet. Theropoda indet. Ceratosauria? indet. Allosauridae? indet.
Lastres								
Tereñes								
Vega								
Rodiles								
Gijón								

Figura 1. Registro óseo de vertebrados en el Jurásico de Asturias

Referencias

- Bernárdez, E. 1994. Seláceos del Jurásico de Asturias. In: *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología* (Coord. S. Fernández López). Madrid, 34-35.
- Egozcue, J. 1873. Noticia sobre la existencia en España de restos fósiles de *Megalosaurus* y de *Hyaena spelaea* y *brunnea*. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, Actas*, **2**, 29-30.
- García-Ramos, J.C., Lires, J. & Piñuela, L. 2002. *Dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias*. La Voz de Asturias, Lugones, 1-204.
- Martínez, R., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., Luna, M. & Veigas, D. 2000a. Dientes de Theropoda (Dinosauria: Saurischia) del Jurásico Superior de Asturias, España. In: *I Congreso Ibérico de Paleontología/XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Coords. J.B. Díez & A.C. Balbino). Évora, 109-110.
- Martínez, R., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., Luna, M. & Veigas, D. 2000b. Primer registro de Diplodocidae y Camarasauridae (Saurischia: Sauropoda) en el Jurásico Superior de Asturias, España. *Ibid*, 111-112.
- Martínez, R., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., Luna, M. & Veigas, D. 2000c. Vértebras caudales de Sauropoda y Theropoda (Dinosauria: Saurischia) del Jurásico Superior de Asturias, España. *Ibid*, 113-114.
- Martínez, R.D., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J. & Luna, M. 2001. Dinosaur remains from the Principality of Asturias, Spain. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **21**(Supplement to number 3), 78A.
- Pereda Suberbiola, X. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 2005. Los primeros descubrimientos de dinosaurios en España. *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extraordinario 10**, 15-28.
- Royo Gómez, J. & Gómez Llueca, F. 1927. Datos sobre el Devónico y el Secundario de Asturias (Sesión del 5 de octubre de 1927). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **27**, 338.
- Súarez Vega, L.C. 1974. Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **3**, 1-369.
- Schulz, G. 1858. *Descripción geológica de Asturias (Descripción geológica de la Provincia de Oviedo)*. Imprenta y Librería de Don José González, Madrid, 1-138.



Detección de micromamíferos fósiles del yacimiento de Somosaguas Sur (Pozuelo de Alarcón, Madrid) mediante redes neuronales artificiales

Sala-Burgos, N.¹ y Gil-Pita, R.²

¹ Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.
nohemisala@hotmail.com

² Departamento de Teoría de la Señal y Com., Universidad de Alcalá, 28805 Alcalá de Henares, Madrid.
roberto.gil@uah.es

El yacimiento paleontológico de Somosaguas Sur se encuentra en la localidad de Pozuelo de Alarcón, Madrid. Este yacimiento presenta una gran abundancia y diversidad de microvertebrados fósiles flotando en una matriz de arcillas arcillosas de al menos un metro de potencia. Este yacimiento contiene cricétidos (*Megacricetodon collongensis*, *Democricetodon darocensis* y *Democricetodon cf. D. Lacombai*), glíridos (*Armantomys tricristatus*, *Microdyromys koenigswaldi* y *Microdyromys monspeliensis*), esciúridos (*Heteroxerus grivensis* y *Heteroxerus rubricati*), lagomorfos (*Lagopsis penai* y *Prolagus cf. Oeningensis*), insectívoros (*Galerix exilis* y *Miosorex cf. Grivensis*), y reptiles (lacértidos, ánguidos y quelonios).

Estos fósiles han permitido a diversos investigadores realizar una serie de interpretaciones de diversos tipos. En primer lugar, interpretaciones biocronológicas, ya que la datación del yacimiento fue realizada usando micromamíferos fósiles que permitieron situar el yacimiento en la Biozona E del Aragoniense Medio (MN 5, 13,75 a 14,10 Ma; Luis & Hernando, 2000; López Martínez *et al.*, 2000). En segundo lugar, para las interpretaciones paleoambientales, la microfauna ha ayudado a deducir que las condiciones paleoclimáticas serían tropicales con una estacionalidad hídrica muy marcada, existiendo una corta época de lluvias estivales y un prolongado periodo anual de sequía (Hernández Fernández *et al.*, 2003). Además en Cuevas-González (2005) se muestra un máximo de aridez durante la biozona E. Este tipo de interpretaciones hacen que la microfauna sea imprescindible en ciertos yacimientos paleontológicos y que, teniendo en cuenta que las técnicas de extracción de estos fósiles son manuales, laboriosas y requieren mucho tiempo, resulte de gran interés el estudio del uso de técnicas asistidas por ordenador para la agilización del proceso.

En la bibliografía existen relativamente pocos artículos sobre la aplicación de técnicas computerizadas al estudio de los microfósiles. Destaca Bollmann *et al.* (2003), en el que, aunque no se considera la detección de microfósiles como tal, se trata la clasificación de cocolitos utilizando redes neuronales artificiales de tipo convolucional. Otro artículo destacado es el de Sala Burgos *et al.*, (2006), donde se

aborda la detección de microfósiles utilizando un tipo concreto de red neuronal artificial, los perceptrones multicapa. En dicho artículo, se realizan experimentos para determinar la distancia óptima entre los puntos de la imagen a considerar para generar cada uno de los puntos de salida.

En este trabajo se realiza un estudio del uso de técnicas de procesado digital de la señal basadas en redes neuronales artificiales, de cara a facilitar el proceso de detección de los microfósiles. A partir de una imagen del concentrado de material, que contiene tanto granos minerales como fósiles, un ordenador genera una imagen de salida en la que se resalta la posición de los posibles microfósiles en el concentrado. Cada uno de los puntos de la imagen de salida es generado aplicando una red neuronal artificial al punto correspondiente en la imagen de entrada, junto con sus ocho puntos vecinos situados a 3,6 mm de distancia (Sala Burgos. *et al.*, 2006). De este modo, la información de textura y color del sedimento y de los microfósiles es utilizada para realizar la discriminación.

Una red neuronal artificial es un modelo matemático, cuyo funcionamiento está basado en el de las redes neuronales del cerebro, que está compuesta de neuronas interconectadas, cada una de las cuales tiene una salida y un número arbitrario de entradas. Cada neurona implementa una función no lineal de sus entradas, caracterizada por un conjunto discreto de valores, denominados "pesos" de la neurona. El funcionamiento de una red neuronal artificial está determinado por la topología de las conexiones, el número y el tipo de neuronas y por el conjunto de los pesos de todas las neuronas. Mientras que los primeros deben ser seleccionados de forma previa, los pesos se calculan a partir de un conjunto de ejemplos preclasificados, en un proceso denominado "entrenamiento".

Los datos utilizados en los experimentos han sido tres imágenes de alta definición de tres muestras de concentrado distintas procedentes del yacimiento de Somosaguas Sur. La primera imagen se ha utilizado para "entrenar" las redes neuronales artificiales. La segunda imagen se ha utilizado para seleccionar la mejor red de entre las diseñadas. La tercera imagen no ha sido utilizada durante el entrenamiento y ha servido para comprobar la eficacia de las redes seleccionadas. Debido a que los dientes fósiles suelen aportar más información que los fragmentos de hueso, para este estudio sólo se han considerado los dientes de los microvertebrados.

Se ha realizado un estudio comparado de dos tipos de redes neuronales artificiales: el perceptrón multicapa y las redes con funciones de base radial, y se ha determinado el tamaño óptimo de las redes. Los resultados alcanzados demuestran el mejor funcionamiento de las segundas, detectando 8 de los 10 dientes presentes en la imagen, e incluyendo erróneamente tan sólo 2 de los granos de sedimento como dientes detectados. Estos resultados demuestran la viabilidad de este tipo de red neuronal para tratar de agilizar el proceso de extracción de microfósiles.

Agradecimientos

Este artículo se ha realizado bajo el Proyecto Somosaguas, financiado conjuntamente por la Universidad Complutense de Madrid y por el Museo Nacional de Ciencias Naturales, bajo su acuerdo con la Consejería de Cultura de la Comunidad de Madrid.

Referencias

- Bollmann J., Quinn, P., Vela, M., Brabec, B., Brechner, S., Corts, M.Y., Hilbrecht, H., Schmidt, D.N., Schiebel, R. & Thierstein, H.R. 2003. Automated particle analysis: calcareous microfossils. *Image Analysis, Sediments and Paleoenvironments*, Kluwer Academic Publishers.
- Cuevas-González, J. 2005. Estado actual de los conocimientos paleontológicos y estratigráficos de los yacimientos aragoneses de Somosaguas (Pozuelo, Madrid). *Coloquios de Paleontología*, **55**, 103-123.
- Hernández Fernández, M., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. & Morales, J. 2003. Paleoecología del género *Anchitherium* von Meyer, 1834 (Equidae, Perissodactyla, Mammalia) en España: evidencias a partir de la faunas de macromamíferos. *Coloquios de Paleontología*, **volumen extraordinario 1**, 253-280.
- López-Martínez, N., Élez, J., Hernando, J.M., Luis, A., Mazo, A., Mínguez Gandú, D., Morales, J., Polonio, I., Salesa, J.M. & Sánchez, I.M. 2000. Los fósiles de vertebrados de Somosaguas (Pozuelo, Madrid). *Coloquios de Paleontología*, **51**, 69-85.
- Luis, A. & Hernando, J.M. 2000. Los microvertebrados del Mioceno Medio de Somosaguas Sur (Pozuelo de Alarcón, Madrid, España). *Coloquios de Paleontología*, **51**, 87-136.
- Sala Burgos, N. & Gil Pita, R. 2006. Automatic Microfossil Detection in Somosaguas Sur paleontologic site (Pozuelo de Alarcón, Madrid) using multilayer perceptrons. *WSEAS Trans. on Signal Processing* **2**(2), 128-223.



ADN fósil: ¿un futuro próximo o una realidad remota?

Sánchez Chillón, B. y Rey Fraile, I.

Museo Nacional de Ciencias Naturales. C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. mcncs2b@mncn.csic.es; mcncf3g@mncn.csic.es

Durante los últimos años, los estudios basados en los análisis del ADN preservado en los restos fósiles están cobrando importancia en varios aspectos de la Paleontología. Su aplicación en el conocimiento del origen de ciertas especies animales, fenómenos como la especiación, la diversificación o la migración, son temas de actualidad en los que los análisis de ADN se están mostrando con una potencialidad de futuro verdaderamente esperanzadora. Sin embargo, la obtención del ADN en los restos fósiles es el principal problema al que se enfrenta dicha metodología y, hasta el momento, los estudios aplicados al registro fósil no llegan más allá de alguna decena de miles de años, siempre en épocas prehistóricas posteriores al Neolítico.

Sin embargo, y aunque *a priori* podría parecer evidente, la preservación del ADN no está directamente relacionada con la edad de los restos fósiles, aunque no se puede negar su influencia a gran escala. Para muchos otros tipos de estudios, el método analítico pasa por una primera fase de eliminación de la materia orgánica, que a veces se convierte en el mayor problema metodológico, por su larga persistencia en el entramado del tejido esquelético fosilizado. La deducción que de ello se obtiene es que los métodos analíticos constituyen hoy en día la parte esencial de cualquier trabajo científico experimental. Concretamente, para los estudios de ADN en restos fósiles, se hace especial hincapié en la importancia de las condiciones de asepsia en la que la extracción debe ser realizada. Y es tal la importancia que esto supone que incluso, en algunos casos, se hace responsable de la falta de ADN en los tejidos fosilizados a las condiciones de preservación de los ejemplares paleontológicos en las colecciones de los Museos, o bien a causas de tipo diagenético.

Está claro que un buen método científico se basa en el rigor analítico de una metodología bien contrastada. Tener en cuenta los factores que pueden influir en la obtención o no del ADN de un resto fósil se hace más importante incluso que las propias deducciones posteriores. Este punto es en el que ha de hacerse hincapié antes de aventurarse a la aplicación de un método en el que no se controlan los posibles factores de error. Las interpretaciones vendrán más tarde.

En esta comunicación se presentan por primera vez los resultados de los análisis de ADN realizados en muestras de fósiles de úrsidos y de camélidos, se comparan con ejemplos precedentemente publicados y se concluye sobre el método de extracción de los mismos.

Paleoicnología de litorales rocosos neógenos del sur de la Península Ibérica. Datos preliminares

Santos, A.¹, Mayoral, E.², Marques da Silva, C.² y Cachão, M.²

¹ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de El Carmen, Universidad de Huelva. Avenida de las Fuerzas Armadas, s/n. 21071 Huelva, España. aasantos@ualg.pt; mayoral@uhu.es

² Departamento e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa. Edifício C6, Campo Grande. 1749-016 Lisboa, Portugal. paleo.carlos@fc.ul.pt; mcachao@fc.ul.pt

La investigación de las estructuras bioerosivas registradas en los paleolitorales rocosos ha demostrado ser una herramienta inestimable para la identificación y la cuantificación de los cambios eustáticos del nivel medio del mar, de la posición de antiguas líneas de costa, de las tasas de erosión/sedimentación a ellas asociadas, de oscilaciones de origen tectónico, de hiatos deposicionales y/o estratigráficos, así como de la intensidad de la perturbación física de los ambientes litorales. Por otro lado, desde un punto de vista estrictamente paleontológico, esta investigación es fundamental para el estudio de la evolución de las comunidades marinas en este tipo de ambientes (Jonson, 1999; Taylor & Wilson, 2003).

El área de estudio comprende yacimientos neógenos del borde meridional portugués, i.e., la costa sur del Algarve, y el sudeste de España, concretamente el norte de Sierra Tejeda (Granada). En el presente trabajo se presentan los resultados preliminares de los afloramientos de Sagres (Vila do Bispo), Arrifão (Albufeira), Oura (Albufeira) y Cacela (Tavira), en el sector portugués, y La Resinera (Sierra Tejeda, Granada), en el sector español.

Las estructuras bioerosivas, su edad, y el sustrato al que afectan se resumen en la Tabla 1. Junto con las anteriores estructuras se han identificado los restos de organismos epilíticos, llevándose a cabo la identificación y sistematización de las icnocenosis y de sus respectivos productores. Para ello, se seleccionaron áreas representativas, que se estudiaron mediante cuadrículas de 20´20 cm, donde se anotaron el tipo, número, medidas y orientación (cuando fue posible) de las estructuras bioerosivas presentes.

Se han podido distinguir dos tipos de icnoasociaciones que caracterizan las superficies de los paleolitorales en estudio. En primer lugar, la icnoasociación de *Gastrochaenolites-Entobia-Circolites* (G-E-Ct), constituida por *Gastrochaenolites* ichnosp., *Maeandropolydora sulcans*, *Entobia* ichnosp., *Entobia geometrica*, *Entobia ovula*, *Circolites* ichnosp. y *Gnatichnus pentax*, presente únicamente en La Resinera.

En segundo lugar, la icnoasociación de *Gastrochaenolites-Entobia* (G-E), omnipresente en todos los afloramientos, y que está constituida por *Gastrochaenolites* ichnosp, *G. ampullatus*, *G. torpedo*, *G. turbinatus* y *Entobia* ichnosp.

De las dos icnoasociaciones definidas, la icnoasociación G-E-Ct es la que presenta una mayor icnodiversidad, mientras que la icnoasociación G-E está casi siempre dominada por un único icnotaxón (*Gastrochaenolites*), que tiende además, a ocupar toda la superficie disponible. Algunas veces este icnotaxón está asociado a *Entobia* y a *Caulostrepsis-Maeandropolydora*.

En relación a las características paleoambientales, los paleolitorales rocosos presentan condiciones similares en ambos sectores. La recurrencia de los icnogéneros *Gastrochaenolites* y *Entobia*, en las icnoasociaciones definidas, indican un paleoambiente marino de poca profundidad, y de baja o nula tasa de sedimentación.

YACIMIENTOS	Portugal				España
	Sagres	Arrifão	Oura	Cacela	La Resinera
Edad	J ₂	K	N ₁ Ser	T ₃ + J ₂	T ₂₋₃
Litología	Calizas	Calcáreo	Calcáreo	(T ₃) Arenas (J ₂) Calcáreo	Mármol
Tipo de exposición	Sección vertical y superficie horizontal	Superficie horizontal	Superficie horizontal	(T ₃) Superficie horizontal (J ₂) Bloques	Bloques
Conservación	Mediana	Mala	Mediana	(T ₃) Mala (J ₂) Mediana	Muy buena
ICNOTAXONES					
<i>Gastrochaenolites</i> ichnosp.(D)	•	•	•	• (T ₃ + J ₂)	•
<i>G. torpedo</i> (D)			•		
<i>G. turbinatus</i> (D)			•		
<i>G. ampullatus</i> (D)					•
<i>Entobia</i> ichnosp. (D)	•	•		• (J ₂)	•
<i>E. geometrica</i> (D)					•
<i>E. ovula</i> (D)					•
<i>Caulostrepsis</i> ichnosp. (D)				• (J ₂)	
<i>Maeandropolydora sulcans</i> (D)	•	•		• (J ₂)	•
<i>Circolites</i> ichnosp. (C)					•
<i>Gnatichnus pentax</i> (P)					•
ESCLEROBIONTES					
Balanomorfos					•
Ostréidos				•	•

Tabla 1. Características de los yacimientos neógenos estudiados. Etología: (D) Domichnia; (C) Cubichnia; (P) Pascichnia; Edad: (J₂) Jurásico Sup.; (K) Cretácico; (T₂₋₃) Trías Medio-Sup.; (N₁ Ser) Mioceno medio, Serravaliense.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por la Fundação para a Ciência e a Tecnologia del Gobierno Portugués mediante beca post-doctoral (Praxis SFRH/BPD/20562/2004/FQ9R) de A.S y financiado por las Ayudas al grupo de Investigación RNM 316 de la Junta de Andalucía, así como por el proyecto de la DGICYT BTE2000-0584 del Ministerio español de Ciencia y Tecnología.

Referencias

- Jonson, M.E. 1992. Studies on ancient rocky shores: A brief history and annotated bibliography. *Journal of Coastal Research*, **8**, 797-812.
- Taylor, P.D. & Wilson, M.A. 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Science Reviews*, **62**, 1-103.



Morfología de los Conulariida (Cnidaria)

Sendino, M.C.

Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. mc.sendino@igme.es

Los Conuláridos son organismos marinos extintos, de afinidades cnidarias (Moore & Harrington, 1956a, b; Van Iten *et al.*, 1996, 2000; Hughes *et al.*, 2000), cuyos exoesqueletos tienen forma piramidal con sección cuadrangular y simetría tetrámera, y composición fosfática (Clarkson, 1998). Los primeros registros datan del Cámbrico (Walcott, 1890; Holm, 1893; Moore & Harrington, 1956b; Whiteman, 1971; Hughes, *et al.*, 2000), pero aparecen mayoritariamente desde el Ordovícico Inferior, y se extienden con seguridad hasta el Triásico Superior (Babcock & Feldmann, 1986), aunque Argéliez (1856) cita conuláridos en el Jurásico Inferior de Avéyron, Francia. Tienen una distribución geográfica mundial.

Barrande (1867) y Holm (1893) fueron los primeros autores que diferenciaron especies en el grupo (27 especies el primero y 17 el segundo) utilizando distintos términos morfológicos. En el trabajo de Barrande (1867) se aborda el estudio de la morfología general de los conuláridos, analizando la forma del exoesqueleto, su sección transversal, las caras de la pirámide que lo conforman, la abertura, el ápice, el tabique apical y la ornamentación. Posteriormente Bouček (1928) publicó el primer dibujo de un arquetipo de conulárido, situando los términos morfológicos.

En los cerca de dos siglos de estudio del grupo, el único intento de homogeneizar la terminología en español es el de Meléndez (1950).

En el presente trabajo se pretende unificar la terminología en español del grupo; además se añaden nuevos términos y se proponen modificaciones a algunos de los empleados anteriormente. Se distinguen los elementos situados en cada cara, en el exoesqueleto en su conjunto y en el interior del exoesqueleto (Fig. 1).

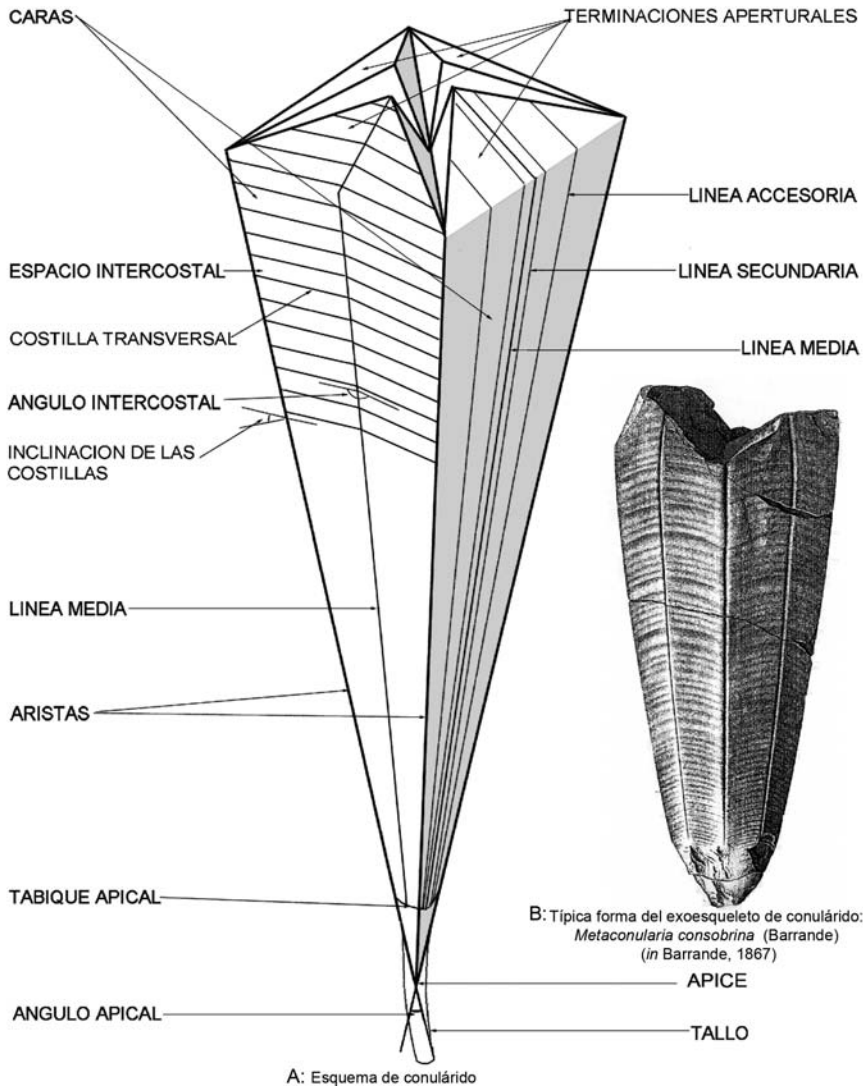


Figura 1

En la cara: Ángulo apical, ángulo intercostal, costilla longitudinal, costilla transversal, cresta intercostal (adapertural, adapical), espacio intercostal o interespacio, inclinación de las costillas transversales, línea accesoria, línea media, línea secundaria, surco intercostal, tubérculo.

En el exoesqueleto como conjunto: Abertura, ápice, arista, cara, constricción, margen de la terminación apertural, sección transversal, surco angular, tabique apical, tallo, terminación apertural, septo (cresta septal, septo bifurcado distalmente), crestas septales pares, cavidad interna.

Referencias

- Argéliez (in Bouček, 1928). 1856. Lettre á E. de Beaumont. *Bulletin Société géologique de France* [2end série], **13**, 186-188.
- Babcock, L.E. & Feldmann, R.M. 1986. The Phylum Conulariida. In: *Problematic Fossil Taxa* (Eds. A. Hoffman & M.H. Nitecki, M.H). Oxford University Press, New York y Oxford, 135-147.
- Barrande, J. 1867. *Système Silurien du Centre de la Bohême*. 1ère. Partie *Recherches Paléontologiques, Classe des Mollusques. Ordre des Ptéropodes* (Ed. J. Barrande). Prague y Paris, **3**(1), I-XV + 1-54 + 140-161.
- Bouček, B. 1928. Revise českých paleozoických Konularii (Révision des conulaires Paléozoiques de la Bohême). *Nakladem České Akademie Ved a Umení* [2], *Palaeontographica Bohemiae*, **11**, 1-108.
- Clarkson, E.N.K. 1998. *Invertebrate Palaeontology and Evolution*. Chapman & Hall, 4th ed., London, 1-496.
- Holm, G. 1893. Sveriges Kambrish-Siluriska Hyolithidae och Conulariidae. *Sveriges Geologiska Undersökning. Afhandlingar och uppsatser*, **C112**, I-ix + 1-172.
- Hughes, N.C., Gunderson, G.O. & Weedon, M.J. 2000. Late Cambrian conulariids from Wisconsin and Minnesota. *Journal of Paleontology*, **74**(5), 828-838.
- Meléndez, B. 1950. Paleobiología de los Conuláridos. Resumen de los trabajos de H. y Gen. Termier. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **48**(2), 185-190.
- Moore, R.C. & Harrington, H.J. 1956a. *Scyphozoa*. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Coelenterata*. (Ed. R.C. Moore). Geological Society of America and University of Kansas Press, New York, Lawrence y Boulder, **F**, F27-F38.
- Moore, R.C. & Harrington, H.J. 1956b. *Conulata*. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Coelenterata*. (Ed. R.C. Moore). Geological Society of America and University of Kansas Press, New York, Lawrence y Boulder, **F**, F54-F66.
- Van Iten, H.T., Fitzke, A. & Cox, R.S. 1996. Problematical fossil cnidarians from the Upper Ordovician of the north – central USA. *Journal of Paleontology*, **39**(4), 1037-1064.
- Van Iten, H.T., Zhu, Z.K. & Zhu, M.Y. 2000. Anatomy and systematics of the Devonian conulariids *Changshaconus* Zhu, 1985 and *Reticulaconularia* Babcock & Feldmann, 1986. *Acta Palaeontologica Sinica*, **39**(4), 466-475.
- Walcott, C.D. 1890. Description of new forms of Upper Cambrian fossils. *Proceedings of the United States National Museum*.

Un nuevo dinosaurio del Cretácico Inferior de Burgos: el saurópodo de El Oterillo II

Torcida Fernández-Baldor, F.^{1,2}, Canudo, J.I.³, Huerta, P.^{1,2}, Montero Huerta, D.^{1,2}, Contreras, R.^{1,2}, Pérez Martínez, G.^{1,2} y Urién Montero V.^{1,2}

¹ Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas (C.A.S.). Plaza Jesús Aparicio, 9. Salas de los Infantes. 09600 Burgos. www.colectivosalas.com

² Museo de Dinosaurios. Plaza Jesús Aparicio, 9. Salas de los Infantes. 09600 Burgos. www.salasdelosinfantes.net/museo

³ Grupo Aragosaurus. Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. www.aragosaurus.com

Se presenta en esta comunicación el nuevo yacimiento con dinosaurios de El Oterillo- II. Se localiza en terrenos de la Comunidad de Barbadillo del Mercado, La Revilla-Ahedo de la Sierra y Pinilla de los Moros (Burgos), a unos 2.5 Km al noroeste de Salas de los Infantes.

El yacimiento del Oterillo II se ubica en las lutitas rojas de la Formación Castrillo de La Reina, interpretadas como de desbordamiento de canales fluviales en una llanura de inundación (Clemente & Pérez-Arlucea, 1993). A esta formación se le asigna una edad Barremiense superior-Aptiense inferior (Martín-Closas & Alonso, 1998). La primera intervención en el yacimiento tenía como objetivo evitar la destrucción del yacimiento, situado en el cauce de un torrente. Las campañas de excavación realizadas hasta el momento (años 2004, 2005 y 2006) han proporcionado más de 380 restos fósiles craneales (dientes) y postcraneales de dinosaurios, además de dientes de cocodrilos y peces óseos (Osteichtyes).

Algunos dinosaurios identificados son iguanodóntidos, hipsilofodóntidos y al menos tres terópodos distintos, como barioníquidos. Sin embargo el ejemplar más interesante lo constituye un esqueleto parcialmente articulado de saurópodo, de gran tamaño y objeto fundamental de esta comunicación (Fig. 1). Entre las piezas esqueléticas halladas en asociación destacan: un diente, vértebras cervicales, una vértebra dorsal, una vértebra sacra, diez vértebras caudales, costillas dorsales y arcos hemales, las dos escápulas, los dos isquiones y los dos pubis. La mayor parte de los huesos se conservan completos. El material está en proceso de preparación, por lo que es prematuro hacer una determinación. Los elementos anatómicos preparados muestran rasgos propios del clado Macronaria, habiendo caracteres anatómicos que sitúan al saurópodo de El Oterillo II como una forma basal del clado Titanosauriformes

Los restos óseos aparecen fundamentalmente a techo de un relleno arenoso canaliforme cuya anchura no supera los 15 m y que se interpreta como un canal

fluvial de pequeñas dimensiones. La articulación de las piezas óseas, su concentración en una superficie pequeña y su grado de conservación, hacen pensar que los huesos no han sido transportados y mezclados, al menos de un modo significativo. La presencia de dientes de terópodos asociados a un pavimento de cantos de cuarcita sobre el que se apoyan los huesos sugiere la existencia de transporte hídrico que pudo afectar a los huesos. Las acumulaciones de arena en la cara de los huesos orientada en el sentido del que provienen las paleocorrientes sugieren que el cadáver supuso un obstáculo sobre el que se acumuló la arena. La presencia de restos óseos articulados de un mismo individuo parece evidenciar, que algunos restos fueron depositados cuando todavía estaban articulados.



Figura 1. Serie de vértebras caudales en articulación y una vértebra dorsal.

La articulación de algunos de los elementos anatómicos (primeras vértebras caudales), y su concentración en una superficie pequeña son datos indicativos de la escasa dispersión de la carcasa (no hay elementos óseos repetidos). Además la presencia de articulación evidencia un enterramiento rápido, posiblemente aún sin haberse descompuesto por completo las partes blandas.

El saurópodo de El Oterillo II presenta varias patologías, una especialmente aparente como es la fusión entre dos vértebras caudales anteriores y un recrecimiento óseo anómalo en torno a las caras laterales y ventrales de dichas vértebras. Además, varias costillas y vértebras caudales muestran también abultamientos

óseos anómalos que será necesario interpretar. También se han detectado marcas de dientes en varios huesos sin duda relacionados con el aprovechamiento de la carcasa por parte de los depredadores, atestiguada por la presencia de abundantes dientes de terópodos asociados a los restos del saurópodo.

Referencias

- Clemente, P. & Pérez Arlucea, M. 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of extensional Cameros Basin, North Central Spain. *Journal of Sedimentology and Petrology*, **63**, 427-452.
- Martín-Closas, C. & Alonso Millán, A. 1998. Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico Inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **11**, 253-269.



Un extenso yacimiento de icnitas de dinosaurios del tránsito Jurásico Superior-Cretácico Inferior en Burgos

Torcida Fernández-Baldor, F.^{1,2}, Huerta, P.^{1,2}, Montero Huerta, D.^{1,2},
Contreras, R.^{1,2}, Pérez Martínez, G.^{1,2} y Urién Montero V.^{1,2}.

¹ Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas (C.A.S.). Plaza Jesús Aparicio, 9. Salas de los Infantes, 09600 Burgos. www.colectivosalas.com

² Museo de Dinosaurios. Plaza Jesús Aparicio, 9. Salas de los Infantes, 09600 Burgos. www.salasdelosinfantes.net/mus

Se presenta en esta comunicación el yacimiento Las Ereas descubierto recientemente en el término municipal de Quintanilla de las Viñas (Burgos). El yacimiento se localiza en las calizas más superiores de la Formación Rupelo, prácticamente en el límite entre esta formación y las lutitas rojas del Miembro San Martín de la Formación Hortigüela. (Platt, 1986). Las calizas de la Fm. Rupelo muestran evidencias de exposición, como brechas intraclásticas, pseudomicrokarst, marcas de raíces y su contenido fósil está compuesto principalmente por carofitas, ostrácos, gasterópodos y bivalvos (Platt, 1986). Estas facies representan sistemas lacustres carbonatados someros, con bajos gradientes en sus márgenes, lo que hace que con ligeras variaciones de la lámina de agua queden grandes extensiones sometidas a exposición y/o inundación (Platt, 1989; Alonso-Zarza, 2003; Huerta & Armenteros, 2005). Su edad se asigna al intervalo Titónico-Berriasiense

(Martín-Closas & Alonso, 1998). A unos 2 km de este yacimiento se encuentra el yacimiento de icnitas de La Pedraja en la misma formación (Platt & Meyer, 1991; Torcida *et al.*, 2001), en la que también han aparecido restos óseos de dinosaurios, (Torcida Fernández-Baldor, 1996; Contreras *et al.*, 2006).

El yacimiento se dispone en una capa de roca caliza que aflora en una banda de unos 4 a 6 m de anchura a lo largo de 2 Km aproximadamente. En varias zonas, esta capa está cubierta por tierra y vegetación, de modo que, o bien desaparece o bien la anchura de su superficie expuesta se reduce a 1-2 metros. La superficie que aflora o que es susceptible de ser expuesta por una limpieza superficial del yacimiento, se estima en unos 5.000 m².

Del contenido icnológico conocido hasta ahora, sin la realización de una limpieza o excavación del yacimiento, cabe destacar las icnitas de dinosaurios saurópodos, de las que hay impresiones de pies y manos, muchas de las cuales conservan marcas de dedos. En menor número se encuentran icnitas de terópodos, asignables a varios morfotipos. Otras se identifican como ornitópodos. También se registran desplazamientos de barro, arrastres de cola y surcos impresos en el barro, relativamente cortos y que tentativamente interpretamos como hozaduras. Los estratos subyacentes al del yacimiento también conservan icnitas de dinosaurios en menor densidad y con grados variables de conservación. Estimamos la presencia de, al menos, unas 800 icnitas, por lo que se trata del mayor yacimiento en cuanto a superficie y número de icnitas de Burgos, y uno de los mayores de Castilla y León.

Las icnitas aparecen mezcladas sin distinción de taxones, con orientaciones de marcha diversas y con profundidades diferentes (incluso comparando pisadas de animales de tamaños similares). Puesto que el yacimiento representa un sistema lacustre somero con amplia variación de sus márgenes, es probable que la mayor parte de las huellas se produjesen en las épocas de retracción de la lámina de agua. Esto favorecería que los animales tuvieran que adentrarse en las zonas centrales del lago para alcanzar las zonas encharcadas. La presencia de icnitas con diferentes profundidades podría estar en relación con las distintas características reológicas del fango conforme se seca en la etapa de exposición.

Referencias

- Alonso-Zarza, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, **60**(3-4), 261-298.
- Contreras Izquierdo, R., Torcida Fernández-Baldor, F., Huerta, P., Montero Huerta D., Pérez Martínez, G. & Urién Montero, V. 2006. Un ornitópodo de gran talla en el tránsito Jurásico-Cretácico de Burgos (España). *EJIP 2006, Libro de resúmenes*, 35-36.
- Huerta, P. & Armenteros, I.(2005). Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: A response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology*, **177**(3-4), 253-270.

- Martín-Closas, C. & Alonso Millán, A. 1998. Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **11**(3-4), 253-270.
- Platt, N.H. 1986. *Sedimentology and tectonics of the Western Cameros Basin. Province of Burgos, Northern Spain*. Thesis Univ. Oxford, 1-125.
- Platt, N.H. 1989. Lacustrine Carbonates and Pedogenesis - Sedimentology and Origin of Palustrine Deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, **36**(4), 665-684.
- Platt, N.H. & Meyer, C.A. 1991. Dinosaur footprints from the Lower Cretaceous of Northern Spain: their sedimentological and palaeontological context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **86**, 321-333.
- Torcida Fernández-Baldor, F. 1996. Registro de dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos. *Zubía*, **14**, 89-104.
- Torcida, F., Izquierdo, L.A., Montero, D., Pérez, G. & Urién, V. 2001. Primera cita de huellas de Saurópodos en Burgos (España). In: *Actas de las I Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno* (Ed. Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas), 427-434.



La peculiar contribución del Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes (Burgos) a la difusión del Patrimonio Cultural de Castilla y León

Urién, V.^{1,2}, Contreras, R.^{1,2}, Montero, D.^{1,2}, Pérez, G.^{1,2} y Torcida, F.^{1,2}

¹ Colectivo Arqueológico y Paleontológico de Salas (C.A.S.). Plaza Jesús Aparicio 9, 1º. 09600. Salas de los Infantes. Burgos. secretaria@colectivosalas.com

² Museo de Dinosaurios. Plaza Jesús Aparicio 9, 1º. 09600 Salas de los Infantes. Burgos. museodesalas@salasdelosinfantes.net

El Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes (Burgos), inaugurado en septiembre de 2001, constituye una singular manifestación museográfica dentro de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Si bien la alusión al patrimonio paleontológico en la *Ley 16/1985 de Patrimonio Histórico Español*, y en la *Ley 12/2002 de Patrimonio Cultural de Castilla y León*, que recogen el concepto de patrimonio cultural, afecta de manera más directa a los restos paleontológicos relacionados con la actividad humana, cabe interpretar, desde una perspectiva flexible, que los fósiles en general son susceptibles de ser incluidos dentro del patrimonio cultural, cumpliendo los requisitos de cada Comunidad Autónoma.

Recientemente la Junta de Castilla y León ha incluido una serie de medidas relacionadas con los fósiles de dinosaurios dentro del Acuerdo 37/2005, de 31 de marzo, por el que se aprueba el *Plan PAHIS 2004-2012*, del Patrimonio Histórico de Castilla y León (Meléndez *et al.*, 2001; Morales *et al.*, 2002; Martín Monfort *et al.*, 2005; Braga Alarcón, 2006) que se vinculan con la actividad del Museo de Dinosaurios de Salas.

El Museo de Dinosaurios de Salas es, por el momento, el único de titularidad pública en Castilla y León que, de modo específico, conserva fósiles originales de dinosaurios y flora y fauna coetáneas, y los exhibe con rigor científico y divulgativo a los visitantes. Si bien la competencia en materia de patrimonio está atribuida a la Junta de Castilla y León, el Museo, que recientemente ha obtenido el reconocimiento (ORDEN CYT/1632/2005, de 17 de noviembre) como tal de la Junta para posteriormente poder incorporarse a la red regional de museos, es de titularidad municipal, lo cual, como analizamos en este trabajo, supone una serie de inconvenientes, especialmente en la financiación para la conservación, restauración, investigación, y difusión pública de sus fondos. De hecho el impulso de instalaciones museísticas de este tipo, por lo general, es asumido y fomentado, en España, por las administraciones autonómicas (*v.gr.*, el Centro Paleontológico de Enciso, La Rioja, impulsado por el Gobierno de esta comunidad autónoma; las distintas instalaciones que conforman el llamado "Territorio Dinópolis", proyectado y financiado por el Instituto Aragonés de Fomento, dependiente de la Diputación General de Aragón; o el Museo del Jurásico Asturiano, dependiente del Gobierno de Asturias).

El Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes se ha proyectado como un centro de conservación, restauración, estudio, investigación y divulgación de restos paleontológicos de las comarcas del Sistema Ibérico de Burgos. Esta amplia zona del sureste de la provincia burgalesa es rica en fósiles de dinosaurios, si bien hasta hace relativamente pocos años no habían gozado de divulgación, salvo en casos puntuales (Bengoechea *et al.*, 1993; Torcida Fernández-Baldor, 1996, entre otros). A partir de 1997, y especialmente desde la edición de las *Actas de las Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno*, varias publicaciones recogen los fósiles de dinosaurios del sureste burgalés. Un objetivo esencial que se plantea es presentar los fósiles citados de un modo sencillo y atractivo para un público amplio, sin dejar de lado el rigor en la presentación y exposición de los fondos, ni en los soportes audiovisuales e informáticos que complementan su explicación, así como la creación de diferentes talleres divulgativos, la celebración de efemérides relacionadas con la ciencia, la organización de conferencias, etc.

El carácter investigador que desarrolla el Museo se caracteriza por la formación de un equipo científico, coordinado y dirigido por el Director del Museo, que colabora sistemáticamente con investigadores de diferentes Centros en la organización de exposiciones (entre otros casos, las realizadas en la Casa de las Ciencias de Logroño -diciembre 2002- enero 2003 y en el Museo de las Ciencias de

Valladolid en 2005), en la participación en Campañas de Excavaciones Paleontológicas (en cinco ediciones desde el año 2002 hasta 2006), en la celebración de Congresos Internacionales (como las sucesivas ediciones de las *Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno*, celebradas en Salas de los Infantes, Burgos, en 1999, 2001, 2004), así como en la publicación de las *Actas* correspondientes (Colectivo Arqueológico y Paleontológico de Salas, 2001, 2003 y en prensa). Así pues, ese grupo investigador realiza labores de coordinación y colaboración con el Colectivo Arqueológico y Paleontológico de Salas (C.A.S.) en la prospección, excavación, restauración conservación, clasificación, estudio y publicación de diverso material procedente de este territorio.

Pero un propósito fundamental, incluso en el mismo nivel que los fines anteriores, es que el Museo de Salas actúe como revulsivo que complemente las ofertas de turismo cultural de este territorio de Castilla y León. Se trata, pues, de hacer compatible el estudio y la divulgación del patrimonio paleontológico con su aprovechamiento turístico y económico. La recién creada Fundación para el Estudio de los Dinosaurios en Castilla y León se ha sumado a este proyecto.

Referencias

- Bengoechea, A., Izquierdo, L.A., Martínez, J.M., Molinero, J.L., Montero, D., Torcida, F. & Urién, V. 1993. Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos. *Boletín Geológico y Minero*, **104**(3), 243-258.
- Braga Alarcón, J. C. 2006. El patrimonio paleontológico en España: Un patrimonio natural. In: *Actas del Simposio Internacional Huellas que perduran. Icnitas de dinosaurios: Patrimonio y recurso*. Fundación del Patrimonio Histórico de Castilla y León, Valladolid, 197-214.
- Colectivo Arqueológico y Paleontológico de Salas. 2001. *Actas de las I Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno*, Salas de los Infantes, 1-434.
- Colectivo Arqueológico y Paleontológico de Salas. 2003. *Actas de las I Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno*, Salas de los Infantes, 1-222.
- Colectivo Arqueológico y Paleontológico de Salas. En prensa. *Actas de las III Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno* (en prensa), Salas de los Infantes, 1-385.
- Martín Monfort, M.D., Suñer Fuster, M. & Aberasturi Rodríguez, A. 2005. Legislación y gestión del patrimonio en España: la regulación de las intervenciones paleontológicas. *Miscelánea paleontológica*, Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, **6**, 47-68.
- Meléndez, G., Soria-Llop, C. & Soria Verde, M. 2001. La conservación del patrimonio paleontológico en España: El papel de la Administración y de los paleontólogos. *Revista Española de Paleontología*, **Nº extraordinario**, 85-98.
- Morales, J., Gómez, E. & Azanza, B. 2002. El Patrimonio Paleontológico Español. *Coloquios de Paleontología*, Universidad Complutense de Madrid, 53-62.

ORDEN CYT/1632/2005, de 17 de noviembre, por la que se resuelve el reconocimiento del Museo de los Dinosaurios (Salas de los Infantes, Burgos), del Museo Histórico de las Merindades (Medina de Pomar, Burgos), y del Museo Etnográfico de San Andrés de Soria (Almarza, Soria). *BOCYL*, 15 de diciembre de 2005

Torcida Fernández-Baldor, F. 1996. Registro de dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos. *Zubía*, **14**, 89-104.



Una revisión de los taxones de Foraminíferos del Jurásico y del Cretácico descritos por Guillermo Colom (1900-1993)

Usera, J. y Alberola, C.

Departamento de Geología, Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50. 46100. Burjassot, Valencia. Juan.usera@uv.es

En este trabajo se revisan los taxones nuevos de Foraminíferos descritos por Guillermo Colom (1900-1993), pertenecientes al Jurásico y Cretácico y cuyos ejemplares se encuentran depositados en el Museo de Historia Natural de Sóller (Mallorca).

Aunque el primer trabajo de Colom sobre el Mesozoico está fechado en 1928 (Colom, 1928), no es hasta 1946 cuando aparecen descritos los primeros taxones nuevos de Foraminíferos (Colom, 1946).

La bibliografía sobre la obra de Colom (Mateu, 1991, 1994; Usera, 1996; Usera & Mateu, 2003), recoge alrededor de 40 publicaciones sobre el Mesozoico, desarrolladas desde el punto de vista tectónico, stratigráfico, sedimentológico, paleogeográfico o paleontológico. En ellas se estudian diversos grupos de organismos fósiles: moluscos, braquiópodos, tintínidos, foraminíferos, etc, siendo en los tintínidos y foraminíferos donde sus estudios alcanzaron mayor importancia.

La Colección Colom del Museo de Historia Natural de Sóller, está formada por láminas delgadas y portaforaminíferos, numerados en una catalogación reciente que ha sido utilizada en esta revisión.

Taxones

- Psamosphaera berthelini* Colom, 1982
Psamosphaera gaultina Colom, 1982
Proteonina maioricensis Colom, 1982 = *Saccamina maioricensis* (Colom, 1982)
Hippocrepina ebusitana Colom, 1982
Flabellamina almansana Colom, 1957
Subdelloidina vilaensis Colom, 1982
Moorinella balearica Colom, 1980
Pityusina conica Rangheard & Colom, 1965
Coprolithina ebusitana Colom, 1982
Marssonella angulata Colom, 1980
Pseudoclavulina brayi Colom, 1952
Pseudoclavulina eggeri maxima Colom, 1946
Pseudoclavulina irregularis Colom, 1982
Nodobacularia gaultina Colom, 1982
Pseudonobeculina nodulosa gigantea Colom, 1982= *Nodobacularia nodulosa gigantea* (Colom, 1982)
Chrysalogonium delicatum Colom, 1982
Dentalina selvaensis Colom, 1982
Pseudotribrachia albiensis Colom, 1982
Lenticulina eichorni variegata Colom, 1982
Lenticulina gymnesica Colom, 1982
Lenticulina ouachensis ornata Colom, 1982
Lenticulina ouachensis planularioides Rangheard & Colom, 1965
Lenticulina quenstedti balearica Colom, 1982.
Darbyella enigmatica Colom, 1982= *Lenticulina enigmatica* (Colom, 1982)
Marginulinopsis ebusitanus Rangheard & Colom, 1965
Vaginulina ranghearti Colom, 1982
Ramulinella suevica gaultina Colom, 1982
Epistomina (Brotzenia) balearica Colom, 1982= *Epistomina balearica* Colom, 1982
Epistomina simplex Colom, 1982
Bifarina idkyensis Colom 1965
Siphogeneroides cretacea idkyensis Colom, 1947= *Siphogenerinoides cretacea idkyensis* Colom, 1947.
Conocorbina multicamerata Colom, 1982= *Conorbina multiperforata* (Colom, 1982)
Discorbis hamaraensis Colom, 1947 = *Gavelinopsis acuta* (Plumer, 1926).
Nonion pachecoi Colom, 1947
Allomorphina aliai Colom, 1947

Referencias

- Colom, G. 1928. Las calizas con “embriones de Lagenas” del Cretácico inferior de Mallorca. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, **XXVIII** (7), 393-404.
- Colom, G. 1946. Nota paleontológica sobre unos Foraminíferos del Senoniense de Navarra. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **16**, 147-153.
- Colom, G. 1947. Foraminíferos del Cretácico superior del Sahara español, recogidos por el profesor M. Alía. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **XLV**, 659-672.
- Colom, G. 1952. Los caracteres micropaleontológicos de algunas formaciones del Secundario de España. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **LXIV**, 257-344.
- Colom, G. 1957. Notas sobre Foraminíferos fósiles. *Estudios Geológicos*, **33-36**, 27-34.
- Colom, G. 1965. Micropaleontología del Sahara español. *Estudios Geológicos*, **XXI**, 167-179.
- Colom, G. 1980. Estudio sobre las litofacies y Micropaleontología de la Isla de Cabrera (Baleares). *Revista Española de Micropaleontología*, **XII**, 47-64.
- Colom, G. 1982. Nuevos foraminíferos bentónicos del Cretácico inferior de Mallorca. *Revista Española de Micropaleontología*, **XIV**, 439-454.
- Mateu, G. 1991. Publicaciones de Guillem Colom. In: *Las Ciencias Naturales en las Islas Baleares. Historia de sus progresos* (Ed. G. Colom). Direcció General de Cultura. Conselleria de Cultura, Educació i Esports. Govern balear, 355-366.
- Mateu, G. 1994. Guillem Colom Casanovas, pioner de la Micropaleontologia espanyola. *Revista de Ciències (IEB)*, **14**, 13-16.
- Plummer, H.J. 1926. Foraminifera of the Midway Formation in Texas. *University of Texas Bulletin*, **2644**, 1-206.
- Rangheard, Y. & Colom, G. 1965. Microfaunas del Cretácico de Ibiza (Baleares). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **LXXVI**, 277-306.
- Usera, J. 1996. Guillermo Colom Casanovas (1900-1993). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Actas)*, **91**, 39-50.
- Usera, J. y Mateu, G. 2003. Relación de publicaciones de Guillermo Colom Casanovas. In: *Guillem Colom Casanovas, Naturalista i Geòleg: Pioner i mestre de la micropaleontologia espanyola*. (Ed. G. Mateu) Universitat de les Illes Balears. Servei de Publicacions, 105-118.



Foraminíferos cuaternarios de la Albufera de Valencia: Sondeo de “El Palmar”

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

Departamento de Geología, Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50. 46100. Burjassot. Valencia.
Juan.usera@uv.es

Se estudian las asociaciones de foraminíferos bentónicos, procedentes de los materiales recogidos en un sondeo realizado en la localidad de El Palmar, dentro del área de la Albufera de Valencia (UTM: 30 S 07310/43548).

El sondeo alcanzó una profundidad de 18,5 m, de los cuales solo se han estudiado los primeros 8,5 m.

Se recogieron 61 muestras, de un tamaño aproximado de 125 cm³, de donde se extrajeron mediante lavado simple, los caparazones de los foraminíferos.

Del conjunto de las especies determinadas es posible identificar dos grandes grupos: A) especies de aguas salobres y B) especies de aguas marinas.

A: Especies de aguas salobres

Mesohalinas:

Arenoparrella mexicana (Kornfeld)

Jadammina macrescens (Brady)

Trochammina inflata (Montagu)

Polihalinas:

Ammonia beccarii tepida (Cushman)

Aubignyna perlucida (Heron-Allen and Earland)

Elphidium excavatum (Terquem)

Haynesina germanica (Ehrenberg)

Miliolinella eburnea (D'Orbigny)

Trichohyalus aguayoi (Bermúdez)

B: Especies de aguas marinas

Oligohalinas:

Buliminella elegantísima (D'Orbigny)

Polihalinas:

Adelosina laevigata D'Orbigny

Ammonia beccarii (Linné)

Angulogerina angulosa (Williamson)

Bolivina cf. punctata D'Orbigny

Brizalina arta (Macfadyen)
Brizalina striatula (Cushman)
Elphidium advenum (Cushman)
Elphidium complanatum (D'Orbigny)
Elphidium macellum (Fichtel and Moll)
Lobatula lobatula (Walker and Jacob)
Massilina secans (D'Orbigny)
Miliolinella subrotunda (Montagu)
Miliolinella webbiana (D'Orbigny)
Quinqueloculina agglutinans D'Orbigny
Quinqueloculina lata Terquem
Quinqueloculina spp.
Rosalina globularis D'Orbigny
Triloculina trigonula (Lamarck)
Triloculina trigonula (Lamarck)

Evolución paleoambiental

La serie comienza con un ambiente de laguna litoral de aguas salobres mesohalinas que algún momento (8,22 m) recibe caparazones resedimentados de la zona marina de aguas oligohalinas, restableciéndose a continuación el ambiente anterior. Entre 7,09 y 6,66 m vuelve a registrarse un episodio de sedimentación marina con abundancia de especies polihalinas que permanecerán hasta 5,37 m. Desde 5,19 m hasta aproximadamente 3,41 m se restablece el aislamiento, pasando hacia techo a una marisma vegetada, en donde son abundantes las especies de caparazón aglutinado sobre base orgánica.



Palinología de la Formación Escucha en el yacimiento de San Just (subcuenca de Aliaga-Utrillas, Teruel)

Villanueva-Amadoz, U.¹, Sender, L.M.¹ y Díez, J.B.²

¹ Área de Paleontología, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. uxuevillanueva@yahoo.es

² Departamento Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Universidade do Vigo, Spain.

Introducción y marco geológico

Son escasos los trabajos palinológicos sobre el Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica. Destacan las publicaciones de Menéndez Amor & Esteras Martín (1964), Querol & Solé de Porta (1989) y Solé de Porta *et al.* (1994a, 1994b), los cuales han contribuido a la datación y reconstrucción paleoclimática de los sedimentos de la Formación Escucha situados en la cuenca del Maestrazgo (Cordillera Ibérica).

La Formación Escucha representa la progradación de un sistema delta-estuario con una notable influencia mareal bajo un clima subtropical (Querol *et al.*, 1992). Esta formación se ha datado como Albiense inferior-medio por la presencia del ammonites *Douvilleiceras monile* en los afloramientos de esta misma formación en Traiguera (Martínez *et al.*, 1994).

En este trabajo se presentan los resultados de los análisis palinológicos realizados en el Miembro Medio de la Formación Escucha aflorantes en San Just (Fig 1).

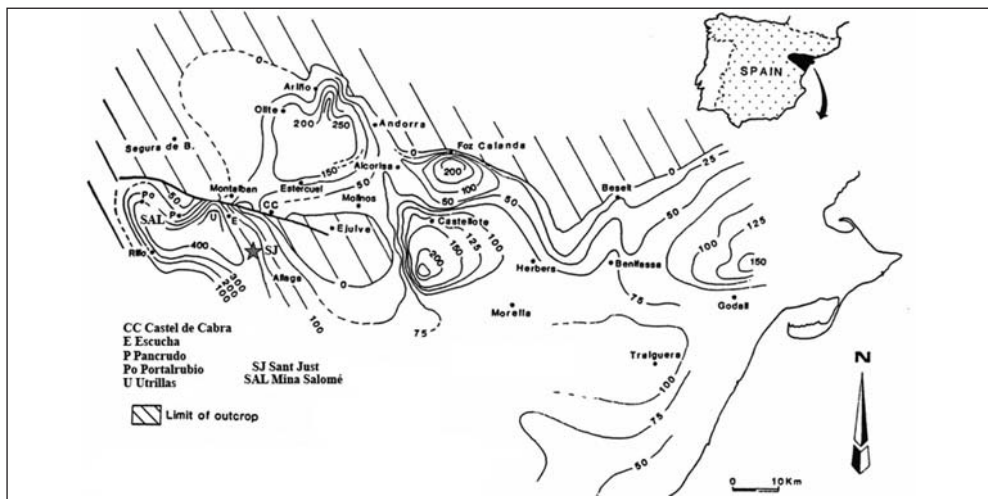


Figura 1. Localización del yacimiento y mapa de isopacas de la Fm. Escucha (tomado de Querol *et al.*, 1992)

Resultados palinológicos

Granos de polen:

Angiospermas: *Asteropollis asteroides*, *Brenneripollis peroreticulatus*, *Retimonocolpites dividius*, *Clavatipollenites hughesii*, *Monosulcites* sp., *Retitricolpites* sp., *Tricolpites virgeus*.

Gimnospermas: *Classopollis* spp., *Eucommiidites minor*, *E. troedssonii*, *Araucariacites australis*, *Inaperturopollenites dubius*, *Applanopsis* sp., *Cedripites* sp., *Corniculatisporites* sp., *Cycadopites* sp. y *Ephedripites* sp.

Esporas (Pteridophyta):

Cicatricosisporites sp., *Appendicisporites* sp., *Distaltriangulisporites* sp., *Patellasperites tavadensis*, *P. distaverrucosus* y abundantes esporas de matoniáceas y gleicheniáceas.

En menor proporción: *Concavissimisporites variverrucatus*, *C. verrucosus*, *Cyathidites australis*, *C. minor*, *Deltoidospora juncta*, *Lophotriletes babsae*, *Polycingulatisporites reduncus*, *Apiculatisporis* sp., *Balmeisporites* sp., *Densoisporites* sp., *Echinatisporis* sp., *Ischyosporites* sp., *Leptolepidites* sp., *Punctatisporites* sp., *Taurocusporites* sp. y algunas esporas de osmundáceas.

Palinomorfos de plantas de agua dulce:

Crybelosporites pannuceus (marsileacea), *Aequitriradites spinulosus* (briofita).

Esporas de Algas:

Ovoidites parvus.

Quistes de Dinoflagelados:

Florentinia sp., *Hystrichosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium* sp., *Subtilisphaera* sp. y *Odontochitina* sp.

Conclusiones

Esta asociación compuesta por *Corniculatisporites* sp., *Asteropollis asteroides*, *Brenneripollis peroreticulatus* y *Retimonocolpites dividius* confirma una edad albiense para el Miembro Medio de la Formación Escucha en el afloramiento de San Just, debido a que *Corniculatisporites* sp. y *Retimonocolpites dividius* se restringen a una edad Aptiense-Albiense, *Asteropollis asteroides* al Albiense-Turoniense y *Brenneripollis peroreticulatus* al Aptiense-Cenomaniense.

Aunque para el Albiense sería esperable una radiación y diversidad de las angiospermas mucho mayor, existe un escaso porcentaje en esta localidad. Este hecho podría deberse a procesos tafonómicos.

De la abundancia de *Clasopollis* spp. y de esporas de helecho (especialmente de la familia schizaeaceae) que en la actualidad habitan en climas tropicales o

subtropicales en zonas muy húmedas, se deduce un clima subtropical, cálido y húmedo para la subcuenca de Aliaga-Utrillas, con influencias marinas por la presencia de quistes de dinoflagelados marinos (*Florentinia* sp., *Hystriosphæridium* sp., *Oligosphæridium* sp., *Subtilisphaera* sp.) y aportes de agua dulce al encontrar *Ovoidites parvus*, *Crybelisporites* sp y *Odontochitina* sp.

Agradecimientos

Este estudio se enmarca dentro del proyecto CGL2005-00404 y ha sido subvencionado por el Gobierno de Navarra gracias a la concesión de una ayuda predoctoral a la primera autora.

Referencias

- Martínez, R., Grauges, A. & Salas, R. 1994. Distribución de los ammonites del Cretácico inferior de la Cordillera Costera Catalana e Ibérica Oriental. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **18**, 337-354.
- Menéndez Amor, J. & Esteras Martín, M. 1964. Observaciones palinológicas sobre la microflora de la cuenca lignitífera de Utrillas (Teruel). *Estudios Geológicos*, **20**, 171-174.
- Querol, X. & Solé de Porta, N. 1989. Precisiones cronoestratigráficas sobre la Fm. Escucha en el sector noroeste de la cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica oriental. *Acta Geológica Hispánica*, **24**(2), 73-82.
- Querol, X.; Salas, R., Pardo, G., & Ardevol, L. 1992. Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain. *Geological Society of America, Special Paper*, **297**, 193-208.
- Solé de Porta, N., Querol, X., Cabanes, R. & Salas, R. 1994a. Nuevas aportaciones a la palinología y paleoclimatología de la Formación Escucha (Albiense inferior-medio) en las Cubetas de Utrillas y Oliete. Cordillera Ibérica Oriental. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **18**, 203-215.
- Solé de Porta, N. & Salas, R. 1994b. Conjuntos microflorísticos del Cretácico inferior de la Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica Oriental (NE de España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **18**, 355-368.



Hallazgo de nuevos cincta (Carpoidea) del Cámbrico Medio de Los Barrios de Luna (León)

Zamora Iranzo S.A.¹, Liñán E.¹, Gámez Vintaned J.A.¹,
Domínguez Alonso P.² y Gozalo R.³

¹ Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. Spain. samuel@unizar.es

² Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense 28040. Madrid. Spain.

³ Departamento de Geología, Universitat de València. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia). Spain

Uno de los grupos fósiles del Cámbrico más extraño y enigmático son los carpoideos de la clase Cincta Jaekel (1918). Aunque ya conocidos desde hace más de un siglo (Barrande 1887), su anatomía no ha empezado a conocerse bien hasta tiempos relativamente recientes con trabajos como el de Ubaghs (1967) y, sobre todo, los de Friedrich (1993), Sdzuy (1993) y Domínguez (1999).

Los cincta son organismos con una organización corporal única entre todos los grupos de carpoideos. Presentan un cuerpo en forma de raqueta con un esqueleto de naturaleza calcítica, asimétrico y formado por una teca y un apéndice posterior. La teca está constituida por grandes placas que forman un anillo marginal denominado *cinctus*, en su extremo posterior se sitúa el apéndice caudal en forma de espadilla llamado estela. Cerrando el *cinctus* por arriba y por debajo aparecen dos tegumentos de placas centrales más pequeñas denominados supracentralia e infracentralia. En la parte anterior aparece una cavidad (cámara distal) cubierta por una gran placa (opérculo) que representa la principal autopomorfía de este grupo.

En este trabajo se presenta nuevo material de carpoideos cincta del Cámbrico Medio del norte de España. El material proviene de la localidad clásica de Los Barrios de Luna (León). Los fósiles fueron encontrados cerca de la base de la Formación Oville, de edad Caesaraugustiense superior.

La existencia de cincta en la Cordillera Cantábrica se conoce desde muy antiguo; de hecho, fue en esta región donde se describió el primero a nivel mundial (Prado *et al.*, 1860). A partir de este momento los cincta del norte de España se citan y describen en multitud de trabajos (Gislén, 1927; Schröder, 1972; Sdzuy, 1993; Gil Cid & Domínguez 1995). Sin embargo, en el área de Los Barrios de Luna tan sólo se ha descrito un taxón bajo el nombre "n. g. n. sp. A" (Friedrich 1993).

El material estudiado se compone de dos tecas casi completas de un único taxón de cincta. Éste se caracteriza por la presencia de 10 placas marginales en el *cinctus*, un dintel compuesto por tres placas postoperculares y dos tubérculos adoperculares extremadamente desarrollados y fuertemente ornamentados. El

análisis morfológico detallado revela que podría tratarse de una nueva especie de *Cincta*, perteneciente al género *Gyrocystis*.

La conservación excepcional del complejo portaopercular en uno de los ejemplares permite compararlo con el de otros *Cincta* descritos, y más concretamente con *Asturicystis* y *Sotocinctus*. Estos taxones fueron descritos por Sdzuy (1993) y probablemente sean los *Cincta* más antiguos descritos (de edad Cesaraugustiense inferior).

Comparando el complejo portaopercular del *Gyrocystis* estudiado aquí con *Asturicystis* y *Sotocinctus*, se puede observar que en la línea evolutiva de los *Cincta* ocurren una serie de transformaciones en esta estructura. Éstas serían: el desarrollo de un dintel cada vez más rígido, la presencia de una articulación postopercular restringida a la parte posterior del opérculo, la presencia de facetas adoperculares cada vez más desarrolladas y el descenso de número de placas postoperculares que conforman el dintel.

Algunos autores proponen que la función del opérculo pudiera ser la de expeler el agua sobrante del interior de la teca (Friedrich, 1993; Sdzuy, 1993; Domínguez, 1999; Smith, 2005). Al parecer, todas las características enumeradas anteriormente podrían estar relacionadas con una mayor eficacia en el proceso de apertura del opérculo, permitiendo expeler el agua del interior de la teca con mayor facilidad, y podrían ser consideradas como apomorfías en la historia evolutiva de los *Cincta*.

Agradecimientos

A D. Fernando Gracia Sevilla que donó amablemente los *Cincta* estudiados en este trabajo al Museo Paleontológico de Zaragoza (Universidad-Gobierno de Aragón). Este trabajo es una contribución al proyecto BTE2003-04997 del Ministerio de Ciencia y Tecnología de España, y al Grupo Consolidado E-17 ("Patrimonio y Museo Paleontológico") de la Consejería de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón. S. A. Zamora goza de una beca predoctoral financiada por el Departamento de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón.

Referencias

- Barrande, J. 1887. *Système Silurien du centre de la Bohême. Vol. VII. Classe des échinodermes, ordre des Cystidées*. Praga-Leipzig, 1-233.
- Domínguez, P. 1999. Early evolution of echinoderms: Class Ctenocystoidea revisited. In: *Echinoderm Research* (Eds. M.D. Candia Carnevali & B.F. Balkema). Rotterdam, 263-268.
- Friedrich, W.P. 1993. Systematik und Funktionsmorphologie mittelkambrischer *Cincta* (Carpoidea, Echinodermata). *Beringeria*, **7**, 3-190.
- Gil Cid, M.D. & Domínguez, P. 1995. *Gyrocystis cruzae*, una nueva especie de *Cincta* (Echinodermata Carpoidea) del Cámbrico Medio del Ferredal de Quintana (Asturias, España). *Boletín Geológico y Minero*, **106** (6), 517-531.

- Gislén, T. 1927. A new Spanish carpoid. *Arkiv zoologi*, **19B**(2), 1-3.
- Prado, C., de (Verneuil, E. de & Barrande, J.). 1860. Sur l'existence de la faune primordiale de la chaîne cantabrique. *Bull. Soc. géol. France*, (2^{ème} série), **XVII**, 516-554.
- Schröder, R. 1972. Nota preliminar sobre los Carpoideos del Cámbrico Medio de Asturias y León. *Breviora Geológica Astúrica*, **2**, 17-22.
- Sdzuy, K. 1993. Early Cincta (Carpoidea) from the Middle Cambrian of Spain. *Beringeria*, **8**, 189-207.
- Smith, A. B. 2005. The pre-radial history of echinoderms. *Geological Journal*, **40**, 255-280.
- Ubaghs, G. 1967. Homostelea. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology* (Ed. R.C. Moore) S. Echinodermata 1 (2). New York, Geological Society of America (and University of Kansas Press), S565-S581.



Un nuevo eocrinoideo de la biota cámbrica de Murero (Cadenas Ibéricas, Zaragoza)

Zamora Iranzo S.A.¹, Liñán E.¹, Gozalo R.²,
Domínguez Alonso P.³ y Gámez Vintaned J.A.¹

¹ Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. Spain. samuel@unizar.es

² Departamento de Geología, Universitat de València. 46100 Burjasot (Valencia). Spain

³ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid. Spain. patricio@geo.ucm.es

En el Cámbrico existe una gran diversidad morfológica de equinodermos de los que, hasta el momento, se han registrado once clases en todo el mundo (Sprinkle, 1976). Esta gran disparidad contrasta con la escasez de ejemplares completos y articulados en el registro fósil.

Una de las clases más representada en el Cámbrico es la clase Eocrinoidea Jaekel (1918). Los eocrinoideos son pelmatozoos muy primitivos que se restringen a las rocas del Paleozoico inferior. Se trata de un grupo parafilético cuyo criterio diagnóstico más adecuado es probablemente su primitivismo (Gil-Cid & Domínguez, 1999).

Hasta el momento se han descrito y figurado dos eocrinoideos completos en el Cámbrico de España. Se trata de *Ubaghsicystis segurae* Gil-Cid & Domínguez (2002) procedente del Cámbrico Medio de la Zona Cantábrica, y *Alanisicystis andalusiae*

(Ubaghs & Vizcaíno, 1991) del Cámbrico Inferior de la Zona de Ossa-Morena. Además se han descrito placas aisladas del Cámbrico Inferior de las Cadenas Ibéricas asignadas a *Rhopalocystis? mesonesensis* Clausen (2004) y del Cámbrico Medio de Ossa-Morena asignadas a *Eocystites* sp. Gil-Cid & Domínguez (1998).

En este trabajo se estudia un nuevo eocrinoideo del Cámbrico Medio de la biota de Murero (Fig. 1). El material se compone de cinco ejemplares completos o casi completos y articulados, además de 25 placas aisladas. Los eocrinoideos fueron recogidos en unas lutitas gris-verdosas localizadas a techo de la Formación Murero junto con el trilobites *Eccaparadoxides brachyrhachis* indicativo del Caesaraugustiense superior, y el carpoideo cincta del género *Gyrocystis*. Este taxón se caracteriza por poseer una teca grande y globosa. Las placas son lisas o están ligeramente ornamentadas con pequeñas pústulas. Presenta una gran cantidad (hasta 15) de epispiras por placa cubiertas en ocasiones por estructuras coberteras en forma de domos. Las placas de la teca están organizadas en seis o siete ciclos que no son muy claros en todos los ejemplares. Presenta al menos ocho braquiolas largas, estrechas, biseriadas y espiraladas, en ocasiones enrolladas en la parte terminal. El órgano de fijación está compuesto por placas muy pequeñas y globulares.

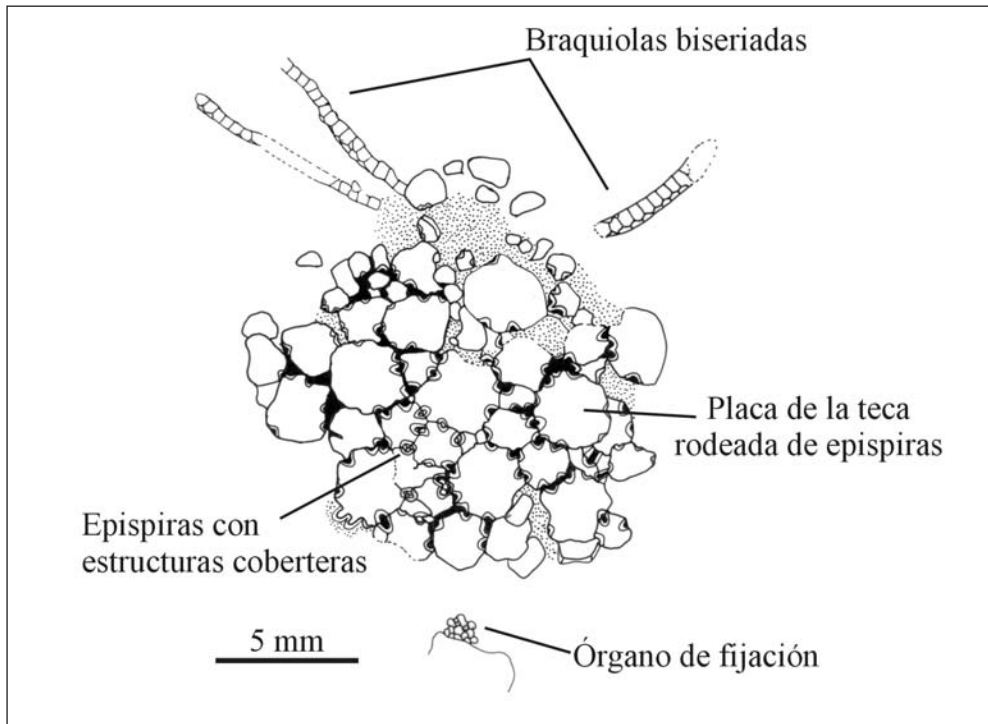


Figura 1: Dibujo a cámara clara del ejemplar MPZ2004/162a.

La comparación de este taxón con los géneros de gógiidos (como *Gogia*, *Alaniscystis*, *Sinoecrinus* y *Akadocrinus*), justifica la propuesta de un nuevo género y especie que se caracteriza principalmente por la presencia de epispiras simples cubiertas por estructuras coberteras, placas de la teca suborganizadas en ciclos y una estructura de fijación (*holdfast*) compuesto por un agregado de placas globulares.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto BTE2003-04997 del Ministerio de Ciencia y Tecnología de España, y al Grupo Consolidado E-17 ("Patrimonio y Museo Paleontológico") de la Consejería de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón. S. A. Zamora es becario predoctoral del Departamento de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón.

Referencias

- Clausen, S. 2004. New Early Cambrian eocrinoids from the Iberian Chains (NE Spain) and their role in nonreefal benthic communities. *Eclogae Géologica Helvetica*, **97**, 371-379.
- Gil Cid, M. D. & Domínguez, P. 1999. <<Carpoidea>> and Pelmatozoa from the Middle Cambrian of Zafra (SW Spain). In: *Echinoderms*. (Eds. R. Mooi & M. Telford). San Francisco, 93-98.
- Gil Cid, M. D. & Domínguez, P. 2002. *Ubaghsicystis segurae* nov. gen. y sp., nuevo Eocrinoide (Echinodermata) del Cámbrico Medio del Norte de España. *Coloquios de Paleontología*, **53**, 21-32.
- Sprinkle, J. 1976. Biostratigraphy and paleoecology of Cambrian echinoderms from the Rocky Mountains. *Brigham Young University Geology Studies*, **23**, 61-74.
- Ubaghs, G. & Vizcaíno, D. 1991. A new Eocrinoid from the Lower Cambrian of Spain. *Palaeontology*, **33**(1), 249-256.



Simposio PICG 493

Origen y declive de la biota del Véndico
The rise and fall of the Vendian biota



Icnofósiles por encima del tránsito Precámbrico/Cámbrico en Los Barrios de Luna (Zona Cantábrica, España)

Gámez Vintaned, J.A.¹, Liñán, E.¹, Mayoral, M.², Gozalo, R.³ y Zamora, S.¹

¹ Área y Museo de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. gamez@unizar.es; linan@unizar.es; samuel@unizar.es

² Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de El Carmen, Universidad de Huelva. Avda. de las Fuerzas Armadas, s/n. 21071 Huelva. mayoral@uhu.es

³ Departamento de Geología, Facultad de Biología, Universitat de València. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia). rodolfo.gozalo@uv.es

En el conjunto de la península Ibérica, la primera aparición de la asociación icnológica *Monomorphichnus lineatus-Phycodes pedum* marca el límite entre los eones Proterozoico y Fanerozoico (Gámez-Vintaned & Liñán, 1995). En la Zona Cantábrica, así como en la vecina Zona Asturoccidental-Leonesa, dicho límite está incluido en la laguna estratigráfica producto de la orogenia cadomiense, no habiéndose calibrado con precisión el correspondiente hiato.

El objeto del presente trabajo es investigar la paleoicnología de la sucesión cámbrica situada por encima del límite Precámbrico/Cámbrico en el área de Los Barrios de Luna (N de León, Cordillera Cantábrica, España). Aquí, los materiales cámbricos de la Formación La Herrería, en facies siliciclásticas heterolíticas, descansan en discordancia angular sobre los siliciclásticos finos del Grupo Narcea, de edad Neoproterozoico superior (Aramburu & García-Ramos, 1993). Un estudio paleoicnológico previo en la zona se debe a Crimes *et al.* (1977).

La sección de Los Barrios de Luna (Lotze & Sdzuy, 1961) fue elegida por Liñán *et al.* (1993) como el estratotipo del Piso Ovetiense en la Cordillera Cantábrica, cuestión contestada por Palacios & Vidal (1992) con datos de acritarcos (véase también Gozalo *et al.*, 2003).

Para nuestro estudio se han levantado dos perfiles estratigráficos a escala 1:200 a lo largo de dos secciones, donde los estratos afloran subverticales. La primera de ellas, denominada Los Barrios de Luna-1 (BL1), discurre paralela a la orilla izquierda (este) del río Luna, comenzando en la pista de tierra que da acceso al repetidor situado al SSE de la población y prolongándose hasta los alrededores septentrionales de ésta. La sección BL1 tiene 535 m de potencia y comprende, en su muro, 365 m de materiales siliciclásticos –con vulcanitas verdosas aparentemente interestratificadas– de la Formación La Herrería, que dan paso –mediante falla– a 150 m de dolomías, lutitas y calizas de la Formación Láncara y, finalmente, a 20 m de lutitas verdes de la base de la Formación Oville.

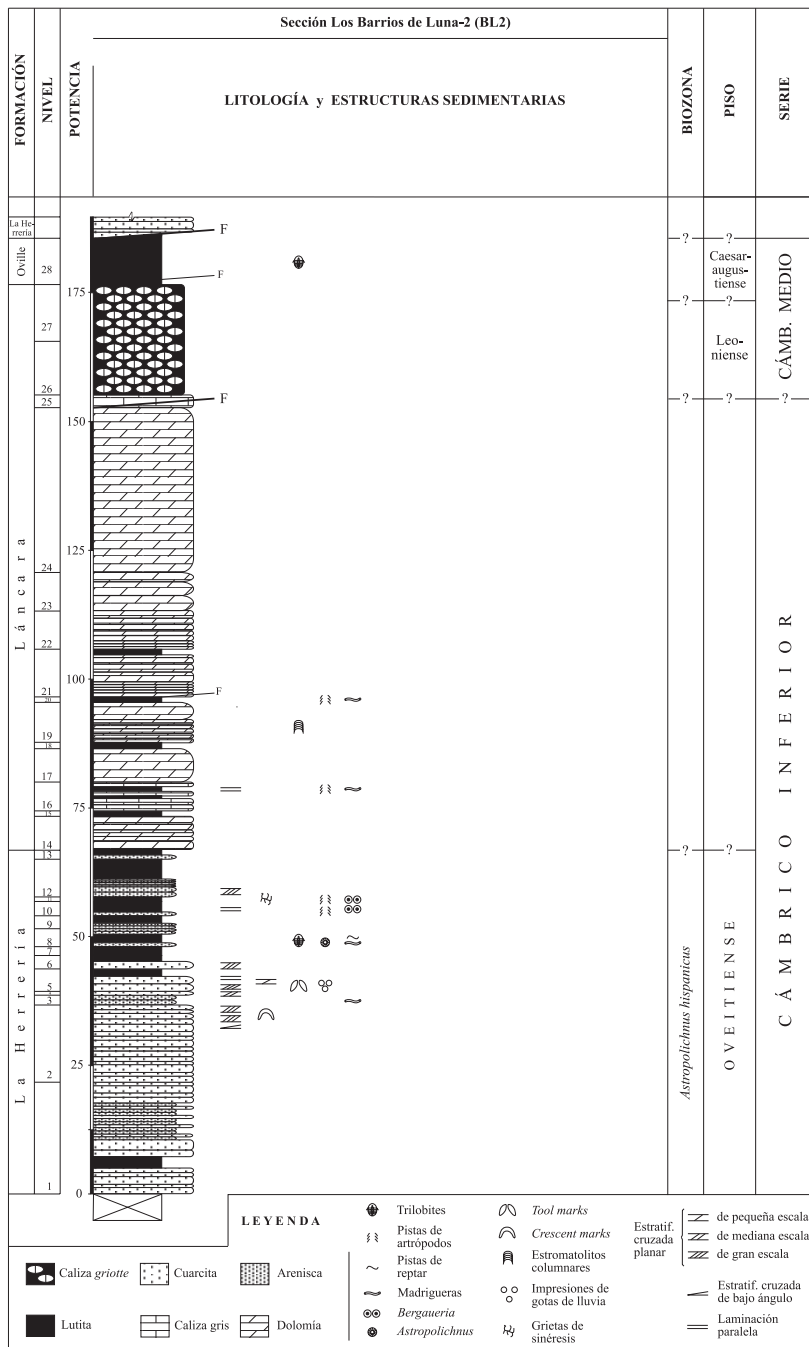


Figura 1. Columna estratigráfica del Cámbrico Inferior y Medio de la sección Los Barrios de Luna-2 (BL2) mostrando la distribución de los principales tipos de pistas fósiles y estructuras sedimentarias.

La segunda sección estratigráfica (Fig. 1), denominada Los Barrios de Luna-2 (BL2), constituye la sección clásica que estudió Charles Barrois en el área durante el siglo XIX. Discurre a pie de la carretera que corre paralela al río Luna por su margen derecha (oeste), al S de la población de Los Barrios de Luna y del embalse del mismo nombre. La sección tiene una potencia total de 186 m. En su muro comprende 67 m de materiales siliciclásticos del techo de la Formación La Herrería, a los que siguen 110 m de dolomías, lutitas y calizas –falladas– de la Formación Láncara, terminando con 9 m de lutitas verdosas de la Formación Oville, unidad que se ve interrumpida por una importante falla que sitúa encima, de nuevo, materiales del techo de la Formación La Herrería que, a su vez, dan paso a la Formación Láncara.

El estudio paleoicnológico se ha centrado especialmente (pero no únicamente) en los materiales siliciclásticos de la Formación La Herrería. Sus cuarzoarenitas de tonos claros, areniscas pardas y grisáceas y lutitas abigarradas muestran rasgos paleoecológicos y sedimentológicos que indican un depósito en condiciones marinas someras (ambientes litorales y sublitorales de escasa profundidad) bajo un régimen mareal.

El registro de icnofósiles marinos –representantes de la icnofacies de *Cruziana*– es abundante en la Formación La Herrería e incluye: *Astropolichnus hispanicus*, varias formas de *Bergaueria*, *Bilinichnus* ichnosp., *Cylindrichnus concentricus*, *Diplichnites* ichnosp., *Helminthopsis* ichnosp., *Monocraterion* ichnosp., *Monomorphichnus* ichnosp., *Phycodes* ichnosp., *Planolites beverleyensis*, *P. montanus*, *Psammichnites* ichnosp., *Rhizocorallium* ichnosp., *Rusophycus* ichnosp., *Sericichnus mureroensis*, *Teichichnus* ichnosp., *Treptichnus* ichnosp. y *Skolithos linearis*.

Entre esta relación, destaca la presencia de la icnoespecie *Astropolichnus hispanicus* (indicador bioestratigráfico del Ovetiense; Pillola *et al.*, 1994) en la parte basal de la sección BL1 (nivel BL1/2). El icnogénero aparece también más arriba estratigráficamente, en el nivel BL2/8, junto con trilobites dolerolénidos. Las pistas fósiles producidas por artrópodos trilobitoideos y/o por trilobitomorfos (*Monomorphichnus*, *Diplichnites* y *Rusophycus*) son frecuentes. Asimismo, existen niveles con colonias de *Bergaueria* (presumiblemente formadas por actinias sésiles) organizadas en parejas orientadas reotácticamente, en los que se han medido densidades de ocupación de hasta 6 ejemplares/dm².

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Educación y Cultura, proyectos BTE2003-04997 y PB93-0591, así como por el Gobierno de Aragón, Grupo Consolidado E-17 (“Patrimonio y Museo Paleontológico”). Es una contribución al proyecto nº 493 del PICG (IUGS-UNESCO) “Origen y declive de la biota del Véndico”.

Referencias

- Aramburu, C. y García-Ramos, J. C. 1993. La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, **19**, 45-73.
- Crimes, T.P., Legg, I., Marcos, A. & Arboleya, M. 1977. ?Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: *Trace Fossils 2*. (Eds. T.P. Crimes & J.C. Harper) Geological Journal Special Issue, 9, Seel House Press, Liverpool, 91-138.
- Gámez-Vintaned, J.A. & Liñán, E. 1995. Trace fossils biostratigraphy *IGCP Project-320 Meeting: Neoproterozoic Events and Resources. Comunicaciones. Salamanca- Coimbra, 19-30 de Septiembre de 1995*. Signo, S. L., Salamanca, 73.
- Gozalo, R., Liñán, E., Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A. & Mayoral, E. 2003. The Cambrian of the Iberian Peninsula: an overview. *Geologica Acta*, **1** (1), 103-112.
- Liñán, E., Perejón, A. & Sdzuy, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, **130** (6), 817-833.
- Lotze, F. & Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse*, **1961** (6), 1-216; Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse*, **1961** (7-8), 217-408 (499-690).
- Palacios, T. & Vidal, G. 1992. Lower Cambrian acritarchs from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geological Magazine*, **129** (4), 421-436.
- Pillola, G.L., Gámez-Vintaned, J.A., Dabard, M.P., Leone, F., Liñán, E. & Chauvel, J.-J. 1994. The Lower Cambrian ichnospecies *Astropolichnus hispanicus*: palaeoenvironmental and palaeogeographic significance. In: *Studies on Ecology and Palaeoecology of Benthic Communities*. (Eds. R. Matteucci, M.G. Carboni & J.S. Pignatti). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **Special Volume 2**, Mucchi Editore, Modena, 253-267.



Simposio PICG 503

***Paleogeografía y paleoclimatología del
Ordovícico***

**Ordovician Palaeogeography and
Palaeoclimate**



Nuevo Sphaeronitidae de afinidades bálticas en el Ordovícico Superior de Sierra Morena (Ciudad Real)

Esteve Serrano, J.V.¹, Zamora Iranzo, S.A.², Gil Cid, M.D.¹ y Domínguez Alonso, P.¹

¹ Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais, 2, Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. jorgev-esteve@geo.ucm.es; gilcid@geo.ucm.es; patricio@geo.ucm.es

² Área y Museo de Paleontología Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. samuel@unizar.es

Los Sphaeronitidae Neumayr, 1889 son una familia de cistoideos diplopóridos que habitaron las plataformas marinas desde Ordovícico al Devónico. Desarrollaron en su parte aboral un disco o base cementante por la que se fijaban con fuerza a un sustrato duro, aunque también se han propuesto para algunos individuos fijaciones a organismos blandos (Paul & Bockelie, 1983; Bockelie, 1984). Una vez fijado al sustrato, el individuo crece en volumen pero el disco de fijación apenas aumenta de tamaño, de manera que la forma de los individuos juveniles es de perfil más bajo, más lenticular, que la de los individuos más maduros, que suelen tener un perfil en forma de torre o maza. En ningún caso tienen pedúnculo *s. str.*, aunque en muchas formas la base de la teca se adelgaza tanto que llega a asemejarse a un pedúnculo.

El nuevo Sphaeronitidae procede de la localidad de La Palomera (Gil Cid *et al.*, 1996), tiene un perfil ligeramente hemisférico, mamilar, más ancho que alto, con un área de cementación muy ancha y un área perioral conspicua que resalta, a la manera de un pezón, sobre el perfil globoso de la teca. Las placas tecaes son muy gruesas. Desconocemos la existencia de una espina interior en la base de la teca proyectándose hacia la cavidad corporal como es característico de muchos Sphaeronitidae. La zona o banda de cementación del ciclo de placas basales tiene unos 3 mm de altura, con un característico aspecto de cera derretida, en el lugar de fijación a la concha de un gasterópodo. Esta banda de fijación carece de diploporos.

En el lateral de la teca, los diploporos son ovales o elípticos, sin que el periporo resalte sobre la superficie general de la placa como es característico en algunos Sphaeronitidae, en los que el periporo tiene un aspecto de cráter. Las separaciones entre poros son casi constantes en tamaño y menores que el diámetro menor del diploporo. Los diploporos no están confinados al interior de las placas, ya que algunos aparecen entre dos placas. Esto puede ser una consecuencia del gran espesor de las placas tecaes. Por otra parte, en la unión entre los ciclos de placas laterales y basales hay una fina banda con ausencia de poros.

El área perioral posee unos ambulacros característicos, dispuestos en abanico con tres o cuatro braquiolas biserials por ambulacro. El área ambulacral sobrecrece por encima del área tecal adyacente obliterando los diploporos cercanos.

En otros hallazgos de Sphaeronitidae, los individuos se encuentran fijados a conchas, enteras o fragmentadas, de cefalópodos o gasterópodos con señales de abrasión o a endoesqueletos de equinodermos (Gil & Domínguez, 2001), mientras que en otras ocasiones están sobre mudas de trilobites. Es decir, que los Sphaeronitidae se fijaron a los restos esqueléticos y exuvios que llegaban al área donde vivían. Estas evidencias no apuntan a que los Sphaeronitidae se fijaran a animales vivos, pero en este caso encontramos una falta de abrasión en la concha del gasterópodo, la cual nos indica que el Sphaeronitidae estaba anclado sobre ella, probablemente cuando el gasterópodo aun vivía. Por otro lado, la presencia de una colonia cementante de briozoos creciendo sobre ambos (Sphaeronitidae y gasterópodo), indica que el briozoo pudo crecer sobre ellos, pero ya que dicho briozoo está sobre ambos es de suponer que se cementó después de la muerte de los dos. Aunque hay que tener en cuenta que en ocasiones algunas colonias de briozoos pueden colonizar organismos vivos.

Las relaciones paleogeográficas entre Montes de Toledo, Sierra Morena, Montaña Negra y Bohemia son objeto de debate. Recientemente, mediante el estudio de crinoideos, Ausich *et al.* (2002) mostraban manifiestas disimilaridades entre Bohemia y el complejo Montes de Toledo-Sierra Morena-Montaña Negra. El nuevo Sphaeronitidae se encuentra estrechamente relacionado con formas procedentes de Báltica (Noruega, Suecia, Estonia e Inglaterra; Paul, 1973; Bockelie, 1984), y es muy diferente de formas descritas en otras áreas europeas incluyendo Bohemia.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Grupo de Trabajo Español del proyecto IGCP nº 503 "Paleogeografía y paleoclimatología del Ordovícico" y al proyecto FIS2004/03237.

Referencias

- Ausich, W.I., Gil Cid, M.D. & Domínguez, P. 2002. Ordovician [Dobrotivian (Llandeillian stage) to Ashgill] crinoids from the Montes de Toledo and Sierra Morena, Spain with implications for Paleogeography of Perigondwana. *Journal of Paleontology*, **76** (6), 975–992.
- Bockelie J. F. 1984. The diploporita of Oslo region, Norway. *Palaeontology*, **27** (1), 1-68.
- Gil, D. & Domínguez, P. 2001. Attachment strategies in Diploporita inhabiting soft-substratum communities. In: *Echinoderms 2000 - Proceedings of the 10th international conference* (Ed. M.F. Barker). Dunedin, New Zealand, 83-86.
- Gil Cid, M.D., Domínguez, P., Cruz M.C. & Escribano, M. 1996. Primera cita de un Blastoideo Coronado en el Ordovícico Superior de Sierra Morena Oriental. *Revista de la Sociedad geológica de España*, **9** (3-4), 253-267.

- Neumayr, M. 1889. *Die Stämme des Thierreiches*, Band 1, Wirbellose Thiere: Wien, Prag, Verlag von F. Tempsky & Tempsky, **6**, 1-603.
- Paul C.R.C. 1973. British Ordovician Cystoids. *The Palaeontographical Society*. Part 1, 1-64.
- Paul C.R.C. & Bockelie J.F. 1983. Evolution and functional morphology of Cystoid Sphaeronites in Britain and Scandinavia. *Palaeontology*, **26** (4), 687-734.



Paleobiogeografía perigondwánica y exploraciones en el Ordovícico del centro-norte de Sudamérica

Gutiérrez-Marco, J.C.

Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). C/ José Antonio Nováis 2. 28040 Madrid. jcgrapto@geo.ucm.es

En contraste con el conocimiento aceptable de la estratigrafía y paleontología del Ordovícico en los sectores meridionales de la Cadena Andina sudamericana o en la Precordillera argentina, los afloramientos de dicho periodo al norte de los Andes Centrales bolivianos adolecen de una escasez de datos bastante notoria, además de una profunda falta de actualización e incertidumbre taxonómica, con muy escasos progresos desde las síntesis de Suárez Soruco (1992) y Pimentel de Bellizzia (1992) en lo que concierne a Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú. No obstante, en los dos últimos decenios dichos países han avanzado mucho en el moderno desarrollo de sus cartografías geológicas nacionales, lo que les ha llevado a realizar importantes descubrimientos paleontológicos, poco aprovechados todavía por la Ciencia internacional. Así, el esquema de las relaciones paleobiogeográficas perigondwánicas entre Sudamérica y el norte de África, sigue utilizando los datos provenientes del noroeste argentino y el sur de Bolivia como tipificadores del margen occidental gondwánico durante el Ordovícico, sin tener prácticamente en cuenta datos poco divulgados procedentes de la mitad norte de Sudamérica. Éstos resultan clave para poder contrastar la biogeografía y la dinámica faunística perigondwánica, que hasta ahora son reconstruidas en forma rutinaria por simple extrapolación entre lo conocido en el área argentino-boliviana y los datos clásicos derivados de las áreas proto-avalónicas más el entorno gondwánico mediterráneo.

En este estado de cosas y con la experiencia personal de diversos trabajos realizados en el Ordovícico de Argentina y Bolivia en colaboración con el INSUGEO argentino, el presente autor inició una nueva línea de estudio y exploración de

aquellas zonas menos conocidas paleontológicamente o necesitadas de modernas revisiones en Venezuela, Colombia y Perú. Las investigaciones se hallan en curso pero ya han dado sus primeros frutos, entre ellos el descubrimiento de los primeros conodontos ordovícicos de Perú y Colombia (Sarmiento *et al.*, 2001; Gutiérrez-Marco *et al.*, en prensa), o el hallazgo de interesantes asociaciones de trilobites, braquiópodos, moluscos y graptolitos del Ordovícico Medio en el Subandino peruano, que aportan registros de la "fauna de *Neseuretus*" en su migración hacia el este, de insospechadas interacciones con elementos célticos previas a la deriva de Avalonia desde el margen de Gondwana (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2004; Villas *et al.*, 2004). Igualmente se han podido caracterizar los primeros fósiles vermiformes del Ordovícico de Sudamérica (Gutiérrez-Marco y Chacaltana, en prensa) y avanzar en la revisión de la localidad clásica del Paso Caparo en Venezuela, cuyo estudio preliminar fue anticipado por Gutiérrez-Marco *et al.* (1992).

Para el desarrollo de estos estudios hemos establecido la imprescindible cooperación con geólogos de Perú, Colombia y Venezuela con quienes compartimos campañas, en condiciones harto precarias, a zonas a menudo conflictivas. En este sentido, los únicos apoyos recibidos lo fueron de la AECI en 2004 y de la Universidad Complutense en 2006, para sendas acciones puntuales en Perú y Colombia, siendo sufragado el resto de los gastos con cargo a los menguados fondos generados por los contratos de asesoramiento del autor con entidades públicas y privadas, suscritos a través del CSIC. Los estudios paleontológicos de detalle se benefician, no obstante, de la apreciada colaboración de los especialistas españoles Graciela Sarmiento (Universidad Complutense de Madrid: conodontos), Enrique Villas (Universidad de Zaragoza: braquiópodos) e Isabel Rábano (Museo Geominero/IGME: trilobites); además del apoyo del Dr. Enrique Díaz Martínez (IGME, Madrid) en las investigaciones estratigráficas.

Aparte de estos primeros resultados consignados en las referencias citadas, las investigaciones paleontológicas han permitido caracterizar la presencia de numerosas formas nuevas de braquiópodos, trilobites y moluscos de gran interés para la paleobiogeografía perigondwánica ordovícica, algunas de las cuales se hallan ya en curso de publicación.

Referencias

- Gutiérrez-Marco, J.C. & Chacaltana, C.A. en prensa. Primer fósil de organismo de cuerpo blando en el Ordovícico de Perú. *XIII Congreso Peruano de Geología*. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Carlotto, V., Cárdenas, J., Finney, S.C., Rábano, I., Villas, E. & Herrera, Z. 2004. Paleontología y rasgos paleobiogeográficos del Ordovícico del sur de Perú. *XII Congreso Peruano de Geología*. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial **6**, 455-458.

- Gutiérrez-Marco, J.C., Gómez, C. & Sarmiento, G.N. en prensa. El Ordovícico de la Cordillera Central Colombiana y su correlación con Perú. *XIII Congreso Peruano de Geología*. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Odreman Rivas, O.E., Rábano, I. & Villas, E. 1992. Algunos fósiles ordovícicos de la Formación Caparo (Estado de Barinas, Andes de Venezuela). In: *Table Ronde Européenne "Paléontologie et Stratigraphie d'Amérique Latine"* (Eds. M. Gayet & P.R. Racheboeuf). CNRS, Lyon, 27.
- Pimentel de Bellizzia, N. 1992. Paleozoico Inferior: una síntesis del Noroeste de América del Sur (Venezuela, Colombia y Ecuador). Colaboradores: A. Bellizzia & C. Ulloa. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Eds. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano). Universidad de Extremadura, 203-224.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C., Carlotto, V., Cárdenas, J., Cerpa, L. & Acosta, H. 2001. Conodontos ordovícicos de Perú (nota preliminar). *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, **5** (2), 535-542.
- Suárez Soruco, R. 1992. El Paleozoico Inferior de Bolivia y Perú. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Eds. J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano). Universidad de Extremadura, 225-239.
- Villas, E., Gutiérrez-Marco, J.C., Carlotto, V. & Cárdenas, J. 2004. Braquiópodos de afinidad celta en la transición Ordovícico Inferior-Medio de Perú: significado paleogeográfico. In: *Libro de Resúmenes de las XX Jornadas de Paleontología* (Eds. A. Calonge, R. Gozalo, M.D. López Carrillo & M.V. Pardo Alonso). Alcalá de Henares, 195-196.



Braquiópodos del Oretaniense (Ordovícico Medio) de la Zona Centroibérica; implicaciones paleogeográficas

Reyes, J. A.¹, Villas, E.¹ y Gutiérrez-Marco, J.C.²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna s/n. 50009 Zaragoza. jreyes@ula.ve; villas@posta.unizar.es

² UEI de Paleontología, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). C/ José Antonio Nováis 2. 28040 Madrid. jcgrapto@geo.ucm.es

Las pizarras negras del Oretaniense, que se integran en las conocidas tradicionalmente como "Capas con Tristani" (Darriwiliense, Ordovícico Medio) en la Zona Centroibérica, tienen una riqueza fosilífera excepcional en comparación con regiones vecinas. En ellas se han citado más de 250 especies de trilobites, braquiópodos,

moluscos, ostrácodos, equinodermos y graptolitos (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1984). Los braquiópodos rinconeliformes abundan en las asociaciones fosilíferas y han sido utilizados para la definición de dos biozonas (de "*Orthis*" *noctilio* y de *Cacemia ribeiroi*), que coinciden aproximadamente con las dos subdivisiones del Oretaniense (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002). Aunque las primeras descripciones de esos braquiópodos son de mediados del siglo XIX (Sharpe, 1849; Sharpe, *in* Ribeiro *et al.*, 1853; Verneuil & Barrande, 1855), existen pocos estudios taxonómicos modernos sobre ellos. En Portugal, Thadeu (1956) describe *Orthis* (*O.*) cf. *calligramma*, *O.* (*Harknessella*) cf. *vespertilio* y *O.* (*Harknessella*) cf. *noctilio*, y Mitchell (1974) revisa una de las especies definidas en los trabajos pioneros, *Orthis ribeiroi*. En la parte española de la Zona Centroibérica otros autores que han abordado el estudio de los braquiópodos de los niveles inferiores de las "Capas con Tristani" son principalmente Born (1918) que describe *Orthis calligramma*, *O. calligramma* var. *alata* y *O. Ribeiroi*, y Havlíček (*in* Arbin *et al.*, 1978) que define *Drabovia praedux*, una especie asignada erróneamente a horizontes post-oretanienses y cuya afinidad genérica se halla en revisión.

Un estudio preliminar de las asociaciones de braquiópodos articulados del Oretaniense de la Zona Centroibérica en España, ha mostrado una diversidad superior a la reconocida en aquellos trabajos, algo ya anticipado en los listados faunísticos de Gutiérrez-Marco *et al.* (1984). El estudio sistemático realizado ha permitido la identificación de ocho especies pertenecientes a seis géneros del Orden Orthida. Dos de ellas son *Paralenorthis alata* y *Cacemia ribeiroi*, que ya habían sido identificadas en alguno de los trabajos pioneros; el abundante material estudiado ahora ha puesto de manifiesto una notable variabilidad morfológica en estas especies. El resto de las formas identificadas pertenecen a una nueva especie de *Paralenorthis*, dos nuevas especies de *Sivorthis*, una especie indeterminada de *Orthambonites*, un nuevo género y especie de la familia Orthidae y una nueva especie de *Salopia*.

La presencia en nuestra región de *Paralenorthis alata* y de especies de los géneros *Salopia* y *Sivorthis*, todos ellos conocidos en el Ordovícico Medio de Gales, confirma la ausencia en esos momentos de barreras oceánicas importantes entre Avalonia y la Plataforma Occidental Europea en el margen norte de Gondwana; algo que ya había sido puesto de manifiesto con el estudio de los trilobites (Hammann, 1976; Rábano, 1990). Pero el alto número de nuevos taxones identificado indica un cierto aislamiento entre ambas regiones, muy posiblemente debido a factores ambientales. Las diferentes latitudes postuladas para Avalonia y la Plataforma Occidental Europea durante el Ordovícico Medio, que podrían superar los 30° de latitud, serían un motivo suficiente para este importante endemismo a nivel de especie.

El hecho de que de las siete especies identificadas pocas de ellas hayan sido reconocidas en otras regiones del suroeste de Europa (principalmente *C. ribeiroi*)

debe ser consecuencia, fundamentalmente, del registro esporádico y no actualizado de los braquiópodos oretanienses en esta amplia región. Y esto, en gran medida, debido a la pobreza fosilífera de esos niveles en la mayoría de las regiones ligadas al margen norte de Gondwana, con excepción de la Zona Centroibérica.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos BTE2002-0118 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y 503 del PICG (IUGS-UNESCO). Jaime Reyes agradece a la Universidad de los Andes (Mérida, Venezuela) la beca otorgada para realizarlo, como parte de sus estudios de doctorado en la Universidad de Zaragoza.

Referencias

- Arbin, P., Havlíček, V. & Tamain, G. 1978. La "Formation d'Enevrio" de l'Ordovicien de la Sierra Morena (Espagne), et sa faune à *Drabovia praedux* nov.sp. (Brachiopoda). *Bulletin de la Société Géologique de France* [7], **20**, 29-37.
- Born, A. 1918. Die *Calymene tristani*-Stufe (mittleres Untersilur) bei Almaden, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung. *Abhandlungen der senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft*, **36**, 309-358.
- Gutiérrez Marco, J.C., Rábano, I., Prieto, M. & Martín, J. 1984. Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **9**, 289-321.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G. N., San José Lancha, M.A., Herranz Araújo, P. & Pieren Vidal, A. P. 2002. Ordovician. In: *The Geology of Spain*. (Eds. W. Gibbons & T. Moreno). Geological Society, London, 31-50.
- Hammann, W. 1976. The Ordovician of the Iberian Peninsula - A review. In: *The Ordovician System: proceedings of a Palaeontological Association symposium Birmingham, September 1974* (Ed. M.G. Basset), University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, 387-409.
- Mitchell, W.I. 1974. An outline of the stratigraphy and palaeontology of the Ordovician rocks of Central Portugal. *Geological Magazine*, **111**(5), 385-396.
- Rábano I. 1990. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*, 1-233.
- Ribeiro, C., Sharpe, D., Salter, J.W., Jones, T.R. & Bunbury, C.J.F. 1853. On the Carboniferous and Silurian formations of the neighbourhood of Bussaco in Portugal. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **9**, 135-161.
- Sharpe, D. 1849. On the Geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian coal and slates of Valongo. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **5**, 142-153.
- Thadeu, D. 1956. Note sur le Silurien Beiro-Durien. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **12** (1-2), 1-38.

Verneuil, E. de & Barrande, J. 1855. Description des fossiles trouvés dans les terrains Silurien et Dévonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *Bulletin de la Société Géologique de France* [2], **12**, 964-1025.



Control bioestratigráfico con braquiópodos de la discontinuidad glaciogénica del Ordovícico Superior en Alnif (Anti-Atlas Oriental, Marruecos)

Villas, E.¹, Vizcaíno, D.², Álvaro, J.J.¹, Destombes, J.³ y Vennin, E.⁴

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, s.n. 50009 Zaragoza. villas@posta.unizar.es; Jose-Javier.Alvaro@univ-lille1.fr

² 7, rue Jean –Baptiste Chardin, Maquens. 11090 Carcassonne, Francia. daniel.vizcaino@wanadoo.fr

³ 19, rue Fon de Madran. 33600-Pessac, Francia. j.destombes@libertysurf.fr

⁴ Sciences de la Terre, Sciences Gabriel, bureau 8, 3^eme. 21000 Dijon, Francia. Emmanuelle.Vennin@u-bourgogne.fr

En la región de Alnif, en el Anti-Atlas oriental de Marruecos se han estudiado los braquiópodos de las formaciones Ktaoua Inferior y Tiouririne Superior (Grupo Ktaoua), así como de las pizarras microconglomeráticas glaciomarinas de la Formación Superior (Grupo Segundo Bani), todas ellas del Ordovícico Superior. Varias de las especies reconocidas tienen rangos estratigráficos muy cortos, han sido descritas en el suroeste de Europa y permiten un control cronoestratigráfico preciso de la sucesión estudiada. Esto resulta especialmente interesante dados los importantes cambios laterales litológicos y faciales que muestra la sucesión, en comparación con las secciones tipo del Anti-Atlas central.

Las especies reconocidas en el Grupo Ktaoua incluyen *Svobodaina armoricana*, *Rafinesquina? pomoides* (= *Rafinesquina lignani* Villas) y *Tafilaltia brevimusculosa*, que además de facilitar una correlación estratigráfica precisa con el suroeste de Europa, han permitido un mejor consenso entre las dataciones basadas en microfósiles y las basadas en análisis micropaleontológicos en otros afloramientos marroquíes. También ha sido posible determinar que *Heterorthis alternata* y *Aegiromena aquila aquila*, que hasta el momento se conocían exclusivamente en niveles del Caradoc de Gales y del suroeste de Europa, respectivamente, sobrevivieron hasta el Pushgillense en el margen norteafricano de Gondwana.

Los niveles más altos de la Formación Ktaoua Inferior, así como la Formación Tiouririne Superior se han correlacionado con horizontes situados entre el Burrelliense superior-Cheneyense inferior y el Pusgilliense de la escala británica. Los niveles pizarrosos más altos del Grupo Ktaoua, infrayacentes a las diamictitas glaciogénicas del Conglomerado de Alnif, no han dado braquiópodos de interés bioestratigráfico, pero se asume que son coetáneos a los de otros afloramientos de la Formación Ktaoua Superior, datados micropaleontológicamente como Cautleyense-Rawtheyense, en las cercanía de Zagora.

Las pizarras microconglomeráticas (Miembro Tamekhtart de la Formación Superior del Grupo Segundo Bani), directamente suprayacentes a las diamictitas glaciogénicas del Conglomerado de Alnif, contienen *Arenorthis arenaria* y *Destombesium ellipsoides*. Ambas especies son distintivas de la llamada Fauna de *Hirnantia* atípica, que caracteriza el Hirnantiense inferior en el Norte de África. Hasta el momento sólo habían sido encontradas en la Formación Inferior del Grupo Segundo Bani, dentro de una asociación que se habría desarrollado durante los estadios iniciales de crecimiento del casquete polar hirnantiense. Su presencia en las facies glaciomarinas del Miembro Tamekhtart demuestra que sobrevivieron también durante el máximo glaciar.

Por consiguiente, ha sido posible restringir el depósito de las diamictitas masivas de origen glaciar que constituyen el Conglomerado de Alnif, como al menos post-pusgilliense y probablemente post-rawtheyense. Esto, unido a la presencia de una Fauna de *Hirnantia* en las facies glaciomarinas, inmediatamente suprayacentes a las diamictitas glaciogénicas, refuerza la idea de la glaciación estuvo restringida al Hirnantiense inferior.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos BTE2002-0118 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y 503 del PICG (IUGS-UNESCO).



Simposio PICG 499

**Interacción marino-continental en el
Devónico: evolución de los ecosistemas y
del clima**

***Devonian land-sea interaction: evolution
of ecosystems and climate (DEVEC)***



Datos preliminares sobre los Ostrácodos del Devónico Inferior de Gerri de la Sal (Pirineos centrales españoles)

Dojen, C.¹ y Valenzuela-Ríos, J. I.²

¹ Institut für Umweltgeologie, T.U. Braunschweig. Pockelstrasse 3. D-38106 Braunschweig, Alemania.
c.dojen@tu-bs.de

² Departamento de Geología, Universitat de València. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia).
Jose.I.Valenzuela@uv.es

Los Pirineos centrales españoles representan una de las regiones claves para el establecimiento de la subdivisión del Lochkoviense y su correlación mediante conodontos. De hecho, tres secciones (Gerri 1.1, Gerri 1.2 y Segre 1) junto con otras secciones en Nevada Central (EE.UU.) han servido de base para la elaboración de una propuesta alternativa a la clásica zonación cuatripartita de conodontos (*hesperius*, *eurekaensis*, *delta*, *pesavis*) que se estableció para el Oeste de Norteamérica y que se aplicó rápidamente (en muchos casos de forma errónea) al resto del mundo. Esta zonación se ha demostrado obsoleta y la nueva propuesta, que subdivide informalmente el Lochkoviense en tres partes (inferior, medio y superior; Valenzuela-Ríos & Murphy, 1997; Murphy & Valenzuela-Ríos, 1999) es especialmente muy detallada para el Lochkoviense medio. Las secuencias de conodontos de estas tres secciones (y de otras, que se han estudiado posteriormente o están en curso) contienen conodontos que se han venido considerando tradicionalmente como cosmopolitas (p. ej., especies de *Ancyrodelloides*, *Pedavis*, *Masaraella*, *Flajsella*) junto con conodontos que se han venido considerando tradicionalmente como endémicos (p. ej., especies de *Icriodus*, *Pelekysgnathus*). Este aspecto notable de las secciones pirenaicas permite correlaciones directas entre las dos facies dominantes en el Devónico Inferior, las así llamadas Facies Renanas y Hercínicas.

Además de los conodontos, otros microfósiles son también bastante comunes en algunas capas. En este trabajo se presenta de modo preliminar un estudio de la asociación de ostrácodos de 20 muestras del Devónico Inferior de las secciones de Gerri, que pueden compararse directamente con la actual zonación de conodontos. La naturaleza preliminar del estudio invita a tomar con precaución los rangos locales de ostrácodos que aquí se presentan hasta que se pueda llevar a cabo un muestreo más detallado.

La mayor parte de la fauna de ostrácodos que pertenece al Ecotipo Turíngico (*s. l.*) procede de las secciones Gerri 1.1 y Gerri 1.2. Dos muestras adicionales (Ge 14 y Ge 34) proceden de las colecciones iniciales de Gerri del Prof. Peter Carls (Braunschweig). Ge 14 es la muestra más baja considerada en este estudio y se

correlaciona con la parte más inferior de la sección Gerri 1.1, próxima al límite Silúrico/Devónico. Ge 34 procede de las partes bajas de la sección Gerri 1.5 (Valenzuela-Ríos, 1994) y es la única de edad Praguense.

Las capas del Lochkoviense inferior contienen Género 1, aff. *Acravícula* sp. 1, *Ulrichia* aff. *acricula*, *Aechmina* sp., *Praepilatina* ex gr. *sibirica*, y *Berounella* cf. *espínosa*. Según los registros actuales en Gerri, los tres primeros taxones se restringen al Lochkoviense inferior, *Berounella* cf. *spinosa* alcanza el Lochkoviense medio y *Praepilatina* ex gr. *sibirica* es uno de los dos taxones de toda la asociación que cruza el límite Lochkoviense/Praguense.

Los estratos del Lochkoviense medio libraron además *Healdia* sp. 1, *Tricornina* sp. A y sp. B, Género 1, aff. *Acravícula* sp. 2 y sp. 3, *Tricornina* sp. aff. *T. communis*, *Semibolbina* sp. C y sp. D, *Acanthoscapha* sp., *Ulrichia acricula*, *Marginohealdia iza-gorae?* y *Marginohealdia costata?*; este último taxón también cruza el límite Lochkoviense/Praguense. Del resto de la asociación solamente las especies 2 y 3 de Género 1, aff. *Acravícula* alcanzan el Lochkoviense superior.

Además de los taxones mencionados anteriormente que alcanzan el Lochkoviense superior, los cinco siguientes se restringen a él: *Semibolbina* sp. B, *Rectella?* sp. aff. *R. heteroclita* sensu Groos-Uffendorfer, *Bythocyproidea* sp. sp., *Praepilatina* sp. 1 y *Healdia diversa*.

Un cambio faunístico sucedió en el Praguense, que proporcionó *Semibolbina* sp. A, *Bairdiocypris* sp., *Berdanella* sp., *Jenningsina planocostata*, *Cytherellina inconstans*, *Eridoconcha* aff. *spinosa* y *Cryptophyllus* sp.

La asociación de ostrácodos de Gerri muestra una afinidad más fuerte con Turingia, y algo menor (en cuanto a número de taxones compartidos) con las Montañas Renanas, Alpes Cárnicos y Siberia. De todos modos, también se debe de tener en cuenta que los estudios de ostrácodos del Lochkoviense y Praguense basal son escasos, y este hecho podría influir en el establecimiento de relaciones con otras regiones.

Agradecimientos

Este trabajo representa una contribución al IGCP 499 "Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate." (DEVEC).

Referencias

- Murphy, M.A. & Valenzuela-Ríos, J.I. 1999. *Lanea* new genus, lineage of Early Devonian conodonts. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **37** (2/3), 321-334.
- Valenzuela-Ríos, J.I. 1994. Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) del Pirineo Central español. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **5**, 1-178.

Valenzuela-Ríos, J.I. & Murphy, M.A. 1997. A new zonation of middle Lochkovian (Lower Devonian) conodonts and evolution of *Flajsella* n. gen. (Conodonts). In: *Paleozoic Sequence Stratigraphy and Biogeography: Studies in Honor of J. Granville ("Jess") Johnson* G. Klapper, (Eds. M.A. Murphy & J.A. Talent), *Memoir of the Geological Society of America Special Paper*, **321**, 131-144.



Bioestratigrafía y susceptibilidad magnética del límite Lochkoviense-Praguense (Devónico Inferior) de la Cordillera Cantábrica (N España) y su relación con el evento Sulcatus (SE)

García-Alcalde, J. L.

Departamento de Geología. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. jalcalde@geol.uniovi.es

Entre los diferentes métodos físicos aplicables a la correlación estratigráfica de alta resolución, se viene aplicando, con notable éxito, el de los eventos de susceptibilidad magnética y cicloestratigrafía (MSEC) en sucesiones que cuentan con un riguroso control bioestratigráfico.

En el Departamento de Paleontología de Oviedo, se desarrolla una encuesta sobre la variación de la MSEC en torno a los principales bio-eventos del Devónico, en colaboración con B.B. Ellwood, de la Universidad de Luisiana (USA) y numerosos investigadores de Marruecos, República Checa, Alemania, Austria, Bélgica y Francia. El trabajo que se presenta a continuación es parte de dicho proyecto y recoge los resultados previos obtenidos en la Cordillera Cantábrica al nivel del evento Sulcatus (cerca del límite Lochkoviense/Praguense).

En 1989 se aprobó y ratificó el GSSP de la base del Praguense en la actual República Checa, fijándolo en la primera aparición del conodonto *Eognathodus sulcatus* (sinónimo más reciente de *E. irregularis*). El principal problema de esta decisión es que la especie-guía aún no fue descubierta en muchas partes del mundo, como la antigua Unión Soviética, el Este de los Estados Unidos y la Península Ibérica, entre otras.

En cualquier caso, la base del Praguense en su área tipo se encuentra cerca del nivel donde se registra un importante bio-evento de carácter global, el llamado Evento Sulcatus (SE), relacionado con una marcada fase regresiva que se evidencia en el cambio sedimentario relativamente brusco de carbonatos oscuros y

ricos en pizarras en el Lochkoviense, a carbonatos micríticos o biosparíticos más claros del Praguense, acompañado por una renovación bastante rápida de las faunas. Un rasgo bioestratigráfico notable sobre la base del Praguense, frecuente en el SO de la cuenca de Bohemia, es el desarrollo de una importante fase arrecifal (Koneprusy).

Los flancos de la Cordillera Cantábrica en el N de la provincia de Asturias (Fm. Nieva) y en la provincia de Palencia (Fm. Lebanza) desarrollan sucesiones muy fosilíferas donde la identificación del límite Lochkoviense/Praguense, se ha basado en evidencias indirectas deducidas del estudio de linajes de braquiópodos espiriféridos, en particular del de *Vandercammenina sollei* y en el notable cambio paleontológico entre los Intervalos Faunísticos 4 y 5 de García-Alcalde (1996).

En las sucesiones cantábricas más favorables la entrada de *V. sollei*, se asocia con un cambio de coloración de las rocas, mucho más oscuras en el intervalo Lochkoviense que en el Praguense. Este cambio se interpreta como la transición de condiciones marinas abiertas y agitadas a otras más tranquilas, de lagoon, lo que no coincidiría con el supuesto evento regresivo del área tipo. Es posible que los cambios eustáticos sean más intrincados y se reflejen mejor en las cuencas de plataforma somera de la Península Ibérica, con tasa sedimentaria alta, que en áreas de sedimentación condensada, como la República Checa.

Para aproximarse a la identificación precisa del límite L/P, se estudió la MSEC de las sucesiones cantábricas y se comparó con las de Bohemia, Marruecos y otras regiones. El nivel de entrada de *E. sulcatus* en las sucesiones extranjeras muestra una marcada anomalía positiva, similar a la registrada en España en el nivel de primera aparición de *Vandercammenina sollei*, inmediatamente sobre el cambio de coloración de las rocas, correlación que parece demostrar que la primera aparición del espiriférido podría coincidir exactamente con la base del Praguense.

La fase de desarrollo arrecifal de la caliza de Koneprusy, del Praguense Inferior de Bohemia, puede estar representada en la Cordillera Cantábrica por la aparición de pequeños mounds biohermales y biostromos de disfílicos (*Zelolasma* sp.), tabulados y estromatoporoides, desarrollados sobre un substrato de calizas encriníticas, 4-5 m sobre el nivel de primera aparición de *V. sollei*. Este suceso coincide en España con una nueva anomalía MSEC, esta vez de signo negativo. Dicha anomalía no es evidente en las otras regiones comparadas, porque los análisis MSEC no suelen alcanzar el nivel oportuno.

Agradecimientos

Agradezco al profesor Brooks Ellwood, que permitió la libre utilización de sus datos sobre la susceptibilidad magnética de las sucesiones de la Cordillera Cantábrica, así como a los profesores M. Truyols-Massoni y F. Soto que hicieron lo propio con sus datos bioestratigráficos.

Gracias a mi buen amigo José Ignacio Valenzuela-Ríos por las acertadas correcciones y sugerencias en la fase de revisión.

El presente trabajo se inscribe en los proyectos CGL 2005-03715/BTE “Fases de desarrollo de asociaciones de corales y estromatoporoideos en el Devónico Inferior de la Cordillera Cantábrica (NO de España) y relación de estos sucesos con eventos geo-biológicos” del Ministerio de Educación y Ciencia, IGCP 499, “Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate” y MC1-03-515-1 de la Universidad de Oviedo, “Origen de la Paleontología Asturiana. La Fauna del área de Ferroños”.

Referencias

García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico del dominio Astur-Leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extraordinario**, 58-71.



El Frasnense Inferior de Basibé (Pirineo Aragonés): una nueva especie del género *Ancyrodella*

Liao, J.-C.^{1,2} y Valenzuela-Ríos, J.I.²

¹ Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

² Departamento de Geología, Universitat de València. C/Dr. Moliner 50. 46100 Burjasot (Valencia).
Jau.Liao@uv.es, Jose.I.Valenzuela@uv.es

Según lo establecido en la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Devónico, el comienzo del Frasnense a nivel global está definido por la aparición del género *Ancyrodella* (Conodonts). La evolución de este género alcanza hasta el Frasnense Superior.

El Frasnense Inferior en el Pirineo Central Español está bien representado en varias secciones que registran el género *Ancyrodella* (p. ej., Compte, La Guardia de Ares, Ampriú, Basibé); éstas pertenecen a distintas unidades tectónicas. Así, las secciones Compte y La Guardia de Ares corresponden a la Unidad de Las Nogueras, mientras que las secciones Ampriú y Basibé corresponden a la Unidad Sierra Negra (Valenzuela-Ríos & Sanz-López, 2002). Con respecto a las unidades de facies de Mey (1967) (ver revisión Valenzuela-Ríos & Liao, 2006), las secciones estudiadas están englobadas dentro del Área de Subfacies Meridional, que se subdivide en cuatro unidades menores, de las cuales dos de ellas Subfacies Compte (secciones Compte y La Guardia de Ares) y Sierra Negra (secciones Ampriú y Basibé) comprenden este grupo de secciones importantes para el entendimiento de la evolución del género *Ancyrodella* en el Pirineo Central Español.

El propósito de este trabajo es presentar la variabilidad de estas primeras formas de *Ancyrodella* en la sección Basibé que incluye la presencia de dos nuevos taxones estrechamente relacionados.

La sección Basibé se localiza en las proximidades del Collado de Basibé, muy cerca de la estación de esquí de Cerler. Esta sección está formada principalmente por calizas tableadas, wackestones oscuras, muy puras, que han proporcionado conodontos junto a restos de ostrácodos silicificados.

La sucesión del género *Ancyrodella* en Basibé comienza en la capa 1 con *A. binodosa*, *A. pristina* (morfortipos M2, M3); esta asociación estaría muy próxima al límite Givetiense/Frasniense. La capa 2 contiene *Ancyrodella* n. sp., con dos morfortipos y *A. soluta* (morfortipos M1, M2, M3). En la capa 3 se registran *A. soluta* M3, *A. soluta-rotundiloba*, *A. rotundiloba* y *Klaperina ovalis* y en la capa 4, *A. rotundiloba*. Además, se registran, en las cuatro capas, *Polygnathus dubius*, *P. pennatus* y *P. dengleri*. La sección Basibé pertenecería posiblemente a las Zonas MN1 y MN2 de Klapper (1988).

Las características distintivas de las dos nuevas formas de *Ancyrodella* son la presencia de dos nodos, de igual tamaño, sobre cada uno de los lóbulos anteriores; el ángulo de los semiejes laterales (180°) y la posición de la cavidad basal en la mitad posterior. Las dos formas se distinguen entre sí por el ángulo que forman los semiejes laterales con respecto al semieje anterior y por el desarrollo de los nodos en el lóbulo posterior.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el DAAD y representa una contribución al IGCP 499 "Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate" (DEVEC).

Referencias

- Klapper, G. 1988. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) Conodont succession. In: *Devonian of the World, Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System* (Coords. N.J. Mcmillan, A.F. Embry & D.J. Glass). Canadian Society of Petroleum Geology, **14** (III), 449-468.
- Mey, P.H.W. 1967. Evolution of the Pyrenean Basins during the Late Palaeozoic. *International Symposium on the Devonian System*, **2**, 1157-1166.
- Valenzuela-Ríos, J. I. & Liao, J-C 2006. Annotations to Devonian Correlation Table, R 357-360 di-ds 06: Spanish Central Pyrenees, southern part. *Senckenbergiana lethaea*, **86**(1), 105-107.
- Valenzuela-Ríos, J.I. & Sanz-López, J. 2002. Pyrenees. In: *The Geology of Spain* (Eds. W. Gibbons & T. Moreno), *Geological Society of London, Special Publications*, 86-89.



Estratigrafía y estructura de las series devónicas de la zona del Zújar (provincias de Badajoz y Córdoba, Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina)

Pardo Alonso, M.V. y Valenzuela-Ríos, J.I.

Departamento de Geología, Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100 Burjassot (Valencia). Miguel.V.Pardo@uv.es; Jose.I.Valenzuela@uv.es

En el Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (DOVPR), como en zonas limítrofes, los afloramientos continuos y con buena exposición de las series rocosas son escasos; si a ello añadimos la complejidad estructural y la monotonía de las series, encontramos las razones de los escasos estudios que se han realizado sobre el Devónico de este Dominio, que aún permanece en gran parte desconocido.

En la región centro-oriental del DOVPR, a unos 13,5 km al NO de Valsequillo, a orillas del río Zújar, se encuentra un conjunto de afloramientos, tal vez los más continuos y mejor expuestos de las series devónicas de esta parte del Dominio. Su conjunto abarca prácticamente toda la serie devónica conocida en el área, lo que ha permitido reconstruirla en su casi totalidad, así como analizar su contenido fosilífero.

En el mapa geológico más reciente de la zona (Hoja del MAGNA 1:50.000 nº 857, Valsequillo) la estructura de este entorno del Zújar se interpreta como una serie monoclinial, con buzamiento normal hacia el NE, constituida por una gran unidad de pizarras, areniscas y cuarcitas, en la que se intercalan tres niveles con lentejones calizos. La edad de este conjunto sería Silúrico Superior-Devónico, sin más precisiones.

Del estudio detallado de las series, el contenido fosilífero y la estructura, se ha podido ver que ésta no es tan simple, sino que está constituida por un gran pliegue sinclinal (sinclinal del Torozo), de acusada vergencia hacia el SO, con el flanco norte invertido y núcleo afectado por fracturas subparalelas al eje del pliegue. El flanco septentrional está interrumpido por una fractura de gran entidad, la falla del Quejigo, que pone la serie devónica en contacto con una potente serie arenoso-cuarcítica, aún por estudiar, y que presenta grandes diferencias estratigráficas con las series devónicas del sinclinal del Torozo.

A partir de los afloramientos se han podido realizar dos columnas, una para cada flanco, que permiten reconstruir la serie devónica de esta zona con bastante precisión. En el flanco norte la serie aflora mucho mejor y es muy completa para la parte media y alta del conjunto devónico, pero falta la parte inferior por la falla del Quejigo; esta parte se completa con los datos del flanco sur donde, si

bien los afloramientos son más limitados, la serie continúa por debajo de los últimos niveles vistos en el otro flanco antes de la falla, incluyendo capas que podrían ser ya del Silúrico.

La serie se puede dividir en 5 unidades con entidad de Formación, que abarcarían desde el tránsito Silúrico-Devónico hasta el Fameniense o Carbonífero.

La unidad inferior está constituida por unos 70 m de lutitas grises y algunas areniscas, con intercalaciones métricas de calizas bioclásticas, más frecuentes hacia la parte media y alta, y aproximadamente los últimos 10 metros son pelitas verdosas con intercalaciones de limolitas; en las calizas de la parte media-alta se han encontrado trilobites homalonótidos y algunos rinconélidos de pequeña talla (*Ancillotoechia?*), que indicarían una edad Silúrico Superior-Lochkoviense; en la parte más alta del tramo de intercalaciones calcáreas se encuentran ya braquiópodos de los géneros *Paulinella* y *Howellella*, que indicarían edades Lochkoviense-Praguiense inferior, y en las pelitas del techo se encuentran braquiópodos del género *Hysterolites*, más propios del Praguiense.

La siguiente es una potente unidad calcárea, de unos 60-70 m de espesor, que ya aflora también en el flanco norte del sinclinal del Toro. El tramo basal son unos 10-15 m de calizas tableadas entre pelitas, con niveles algo ferruginosos y abundantes braquiópodos, habiéndose identificado los géneros *Paulinella*, *Hysterolites* y *Vandercammenina*. A continuación, un tramo muy característico de hasta 32 m de espesor, de calizas masivas, encriníticas, en bancos decimétricos a métricos; en el flanco norte la potencia es menor, no superando los 17 m. Termina esta unidad calcárea con un tramo de unos 36 m (20 m en el flanco sur) de calizas tableadas, muchas de ellas con tabulados y estromatopóridos.

Por encima de estas calizas, la serie se vuelve más detrítica cada vez, constituyendo una potente unidad de unos 106 m de espesor donde suelen predominar las lutitas y margas, sobre todo hacia techo. En la parte inferior de la unidad son calizas arenosas que alternan con lutitas y margas en paquetes centimétricos a decimétricos, y hacia techo pasan a ser lutitas decimétricas a métricas, alternando con areniscas y areniscas carbonatadas centimétricas, cada vez más escasas. Los últimos metros de la unidad contienen abundantes braquiópodos, entre los que se han identificado *Hysterolites* cf. *venus*, *Chonetes* (*Pleurochonetes*) cf. *aulnensis*, *Vandercammenina* sp. y terebratulidos de un nuevo género cercano a *Rhenorenselaeria*, y que en conjunto indican una edad Praguiense, probablemente superior para los últimos 20 m de esta unidad.

En continuidad aparente sobre las lutitas del techo de la unidad anterior se sitúa un nivel muy característico de calizas, de unos 12-15 metros de espesor, constituido por calizas en bancos decimétricos, aunque a veces pueden ser métricos por amalgamación de capas, bioclásticas encriníticas, nodulares con frecuencia, y con algunas costras ferruginosas. A 70 cm por encima de la base se registran

conodontos del Fameniense medio-superior (*Scaphignathus velifer*, entre otros).

Esto significa que muy próximo a este registro se localiza la laguna intradevónica que caracteriza las series de esta edad, tanto en la parte meridional de la Zona Centroibérica como en el DOVPR, si bien aquí muestra proporciones mucho mayores que en otras áreas, ya que parece incluir el Emsiense, todo el Devónico Medio, el Frasiense y parte del Fameniense.

Los niveles más altos de esta serie afloran en el mismo núcleo del sinclinal, y constituyen la última de las cinco unidades que se proponen. Se trata de varios metros de pelitas gris verdosas, muy finas, con nódulos silíceos esporádicos, así como alguna intercalación centimétrica lentejona de limos carbonatados. En las pelitas se han encontrado escasos ejemplares de bivalvos del género *Guerichia*. El espesor total de esta unidad es difícil de conocer, ya que está muy tectonizada al ocupar el núcleo del sinclinal. Su edad también es incierta, pudiendo ser todavía Fameniense o incluso llegar ya al Carbonífero.

Agradecimientos

Los trabajos que han dado lugar a esta comunicación han sido financiados por el proyecto BTE 2003-02065, de la Dirección General de Investigación (Secretaría de Estado de Política Científica y Tecnológica), y es una aportación al Proyecto PIGC 499 "Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate" (DEVEC).



Corales tabulados del Devónico Inferior y del Carbonífero Inferior de las Cordilleras Costeras Catalanas (NE de España)

Plusquellec, Y.¹, Sanz-López, J.², Fernández-Martínez, E.³, Soto, F.⁴,
Magrans, J.⁵ y Ferrer, E.⁶

¹ Laboratoire de Paléontologie. UMR 6538, 6, Av Le Gorgeu, 29238 Brest Cedex 3 (Francia).
Yves.Plusquellec@univ-brest.fr

² Facultade Ciencias da Educación, Campus de Elviña, s/n. 15071 A Coruña. jasan@udc.es

³ Departamento de Ingeniería Minera. C/ Jesús Rubio, 2. 24071 León. dimefm@unileon.es

⁴ Departamento de Geología. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. fsoto@geol.uniovi.es

⁵ C/ Aragón, 24. 08859 Begues (Barcelona).

⁶ C/ Lluís Solé Sabarís 31-B. 08850 Gavà (Barcelona).

En este trabajo se describe una fauna inédita de corales tabulados de pequeño tamaño, conservada en forma de moldes naturales, procedente de materiales del Devónico Inferior (Gavà, provincia de Barcelona) y del Carbonífero Inferior (El Papiol y Cánoves, provincia de Barcelona) de las Cordilleras Costeras Catalanas. Las rocas paleozoicas de las Cordilleras Costeras Catalanas contienen fósiles pobremente conservados debido a que están intensamente deformadas y, a menudo, contienen intrusiones ígneas. La sucesión estratigráfica es conocida con detalle a partir de las dos últimas décadas (Julivert *et al.*, 1986) y constituye una secuencia condensada, donde casi siempre faltan rocas del Devónico Medio y Superior.

La sucesión del Devónico Inferior de Gavà debe ser restaurada a partir de la expuesta en varios afloramientos, pero en general puede ser comparada con la típica de las canteras de Santa Creu d'Olorda, descrita por Julivert *et al.* (1986). En particular en Gavà, y sobre las calizas nodulares de la Formación Santa Creu, se disponen unos 37 m de pizarras y margas que se incluyen en el Miembro A de la Formación Olorda. En Gavà, la parte más baja de este miembro está constituida por pizarras ampelíticas y en ella se registra la transición Silúrico-Devónico (H. Jaeger com. pers. 1987 y 1989 a R. Mañé, J.M. y E.F.; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999). La fauna está dominada por graptolitos con escasos restos de euriptéridos y moluscos. La parte superior del Miembro A corresponde a pizarras y margas con fauna más diversa, que incluye trilobites, braquiópodos, graptolitos, filocáridos y euriptéridos, así como los primeros dacrioconáridos y corales mal preservados. El Miembro B de la Formación Olorda está compuesto por unos 5-8 m de margas, que intercalan algunas capas delgadas de carbonato, donde dominan los niveles con dacrioconáridos, braquiópodos, trilobites, bivalvos y corales tabulados. El

contenido de este tramo, especialmente los dacrioconáridos identificados por Alberti (1993) a partir de las muestras recogidas por dos de los autores (J.M. y E.F.) y por R. Mañé en esta localidad, indica una edad de Lochkoviense tardío o ya de Praguense basal. Por encima, aparecen calizas nodulares alternando con margas, que pueden ser correlacionadas con el Miembro C de la Formación Olorda y que corresponden al Praguense.

Los tabulados devónicos estudiados fueron recolectados en el Miembro B de la Formación Olorda. Se trata de pleurodictiformes que han sido asignados a dos especies nuevas: *Petridictyum* n. sp. y *Procteria (Granulidictyum)?* n. sp. *Petridictyum* n. sp. es un taxón de pequeño tamaño, que se caracteriza por la presencia de impresiones de arrugas septales menores que están en continuidad, a través de su extremo proximal, con las arrugas septales mayores; por la posesión de una ornamentación espinosa dispersa y por una neta diferenciación del poro basal, que se muestra mucho mayor que el resto de los poros. Esta especie es la más antigua conocida del género en el norte de Gondwana. Una forma probablemente coespecífica ha sido hallada en Ossa Morena, en capas de una edad similar (Robardet *et al.*, 1991: Fig. 3, nivel 83.VA.11).

Procteria (Granulidictyum)? n. sp. es un taxón también de pequeño tamaño, caracterizado principalmente por la presencia de una lámina basal taladrada por poros grandes, numerosos y alineados. La ausencia de datos sobre la cara proximal justifica las reservas mostradas en la asignación genérica y subgenérica. De comprobarse esta atribución, nuestra cita correspondería a la primera aparición conocida tanto del género como del subgénero, y apuntaría a su origen nord-gondwánico.

La sucesión carbonífera de las Cordilleras Costeras Catalanas, en particular de las secciones de El Papiol (EP) y Cànoves (CA), y su contenido en braquiópodos ha sido recientemente publicada por Martínez-Chacón *et al.* (2003). Los corales tabulados estudiados proceden de la Formación El Papiol y fueron recolectados en un conjunto de 5-10 m de pizarras con niveles carbonatados que se encuentran sobre cherts. En estos mismos niveles aparecen también braquiópodos, moluscos, crinoideos y trilobites. La edad de esta unidad es Viseense tardío con la excepción de su techo que alcanza el Serpukhoviense basal. En concreto, las muestras proceden de la parte alta del miembro inferior (EP1) y del miembro superior (EP3 y CA1) de esta formación. La fauna recolectada comprende, además, otras tres formas de corales tabulados que se citan ahora por primera vez en el Carbonífero de Cataluña: *Cladochonus* sp., *Sutherlandia?* sp. y *Smythina humilis* (Hinde 1896). La asociación *Smythina* (EP1, EP3), *Sutherlandia?* (CA1) y *Cladochonus* (EP3) es conocida en el Culm de Inglaterra, Alemania y Portugal durante el Viseense superior (Tourneur, 1998) y permite establecer afinidades faunísticas del Viseense de Cataluña con el sur de Laurusia.

Las faunas estudiadas, tanto en el Devónico como en el Carbonífero, están constituidas por formas móviles (*Procteria*, *Smythina*) o fijadas sobre tallos de crinoideos (*Sutherlandia* y, probablemente, *Cladochonus*). Estos hábitos sugieren una adaptación a fondos blandos no compactados, correspondientes a un medio protegido o a un ambiente relativamente profundo.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos BTE2003-01609 y CGL2005-03715/BTE. Es una contribución al PICG 499 (DEVEC).

Referencias

- Alberti, G.K.B. 1993. Dacryoconaride und homoctenide Tentaculiten des Unter- und Mittel-Devons I. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **158**, 1-129.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Ferrer, E., Robardet, M. & Roqué Bernal, J. 1999. Graptolitos multiramados del Devónico de las Cadenas Costeras Catalanas (noroeste de España). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, **26**, 610-617.
- Julivert, M., Durán, H., García-López, S., Truyols-Massoni, M. & Villas, E. 1986. *The Paleozoic pre-Carboniferous sequence in the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain) and its faunas*. IGCP Project n. 5, Final Meeting (Sardinia), Abstracts, 31-37.
- Martínez Chacón, M.L., Winkler Prins, C. F., Sanz López, J., Ferrer, E. & Magrans, J. 2003. Braquiópodos misisípicos de los alrededores de Barcelona (Cadenas Costeras Catalanas, NE de España). *Revista Española de Paleontología* **18 (2)**, 189-204.
- Robardet, M., Groos-Uffenorde, H., Gandl, J. & Racheboeuf, P.R. 1991. Trilobites et ostracodes du Dévonien inférieur de la zone d'Ossa-Morena (Espagne). *Geobios*, **24(3)**, 333-348.
- Tourneur, F. 1998. Tabulés dinantiens du Sud-Ouest du Portugal. *Geologica Belgica*, **1**, 33-40.



Bioestratigrafía y susceptibilidad magnética del límite Givetiense Medio-Givetiense Superior (Devónico Medio) de la Cordillera Cantábrica (N de España) y relación con el Evento Tagánico

Soto, F.M.

Departamento de Geología. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo, fsoto@geol.uniovi.es

Con vistas a la subdivisión del Piso Givetiense en regiones con sedimentación pelágica o hemi-pelágica, como Marruecos, el E de USA y otras, se ha propuesto como guía para la base del Givetiense Superior, el comienzo de la Biozona de conodontos *Hermanni* Inferior. Dicho nivel puede ser caracterizado por el desarrollo de diferentes linajes de conodontos (*Schmidognathus*, etc.) y por importantes variaciones de la fauna de ammonoideos, en particular el reemplazamiento de los últimos pinacítidos, maeniocerátidos, *Pharciceras* primitivos y muchos agoniatítidos por farcicerátidos multilobulados y eobelocerátidos modernos.

La discusión sobre el límite del Givetiense superior se encuentra estrechamente relacionada con el desarrollo de la llamada Biocrisis Tagánica, bien conocida en Norteamérica, que afectó a prácticamente todos los organismos marinos. El apogeo de la crisis se asocia en el Este de Norteamérica con la entrada en la cuenca de abundantes sedimentos siliciclásticos finos de colores muy oscuros (Pizarras de Geneseo).

En la Cordillera Cantábrica, los dominios Palentino y Astur-Leonés están bien diferenciados en el Devónico Medio. En el primero de ellos el Givetiense se desarrolla también en facies hemi-pelágica a pelágica pero todo el dominio está afectado por una intensa tectónica tangencial que ha impedido hasta ahora establecer una estratigrafía detallada apta para estudiar el desarrollo de la Biocrisis Tagánica. El dominio Astur-Leonés, en cambio, presenta sucesiones bien preservadas del Givetiense, en facies neríticas someras (en las formaciones más o menos equivalentes Candás, Portilla, Valcovero y Rivera). En dicho dominio, suele existir una marcada condensación que no permite discriminar con claridad los distintos niveles de la Biozona de *Hermanni*, a veces ni siquiera la propia biozona; por otro lado, los movimientos epirogenéticos locales invirtieron las tendencias eustáticas generales, de manera que tampoco es posible percibir las variaciones sedimentológicas que caracterizan las etapas transgresivas tagánicas, por lo que en la mayoría de cortes conocidos no hay prácticamente rocas siliciclásticas negras comparables a las Pizarras de Geneseo. Un importante rasgo de las sucesiones givetienenses del dominio Astur-Leonés es su carácter esencialmente carbonatado con fre-

cuentas episodios arrecifales biostromales desarrollados, sobre todo, en las partes media y superior de la sucesión.

En las sucesiones astur-leonesas donde puede detectarse el desarrollo incompleto de la Biozona de *Hermannia* y en otras correlativas, con control más pobre de conodontos, el intervalo de condensación precede a un marcado proceso de cambio faunístico correlacionable con la Biocrisis Tagánica. A grandes rasgos, el cambio determina la transición entre los intervalos faunísticos IF 22 y 23 de García-Alcalde (1996), con una fuerte caída en la diversidad de los braquiópodos (hasta el 70%), incluyendo la desaparición de los estringocefálicos y una fase de renovación caracterizada por la entrada de formas que se harán típicas más tarde, durante el Devónico Superior, como *Apousiella*, *Douvillina* y *Coeloterorhynchus* y abundantes cirtospiriféridos. Además, los biostromos y biohermos de corales y estromatoporoideos sufren severas pérdidas que preludian su casi total eliminación a fines del Frasnense más alto.

Entre las sucesiones astur-leonesas que reflejan las dos situaciones anteriores, las mejor expuestas son la de la Formación Portilla, al S de Hurgas de Gordón (León), y la de la Formación Candás, en la Punta de Boletos, al SE de Luanco (Asturias). La primera de ellas presenta asociaciones de conodontos expresivas, con desarrollo, entre otras, de las Biozonas de *Varcus* Inferior y Media a *Hermannia* Superior, con una condensación estratigráfica intermedia que no permite discriminar *Varcus* Superior y *Hermannia* Inferior (García-López & Sanz-López, 2002). El paquete de condensación, de menos de 3 m de potencia, encierra, justamente, la frontera entre los IF 22 y 23.

La sección de Punta de Boletos, es mucho más pobre en conodontos que la anterior, de manera que la transición faunística IF 22/23 se inscribe "grosso modo" entre las Biozonas de *Varcus* y *Falsiovalis* (*Mesotaxis falsiovalis*).

En estas condiciones, la correlación precisa entre ambas sucesiones se intentó mediante métodos MSEC. Las curvas correspondientes muestran un trazado muy característico en silla de montar, seguido por una rama ascendente (anomalía positiva), que permite paralelizar de forma muy precisa los niveles críticos. Y lo que es más importante, el trazado de la curva en sucesiones de Marruecos (Bou Tchrafine) y Francia (Pic de Bissous), con excelente control de conodontos, es muy similar, con la base de la silla de montar representando exactamente el comienzo de la Biozona de *Hermannia*. Esta correlación permite apreciar la situación del límite cronoestratigráfico Givetiense Medio/Givetiense Superior respecto al apogeo de la Biocrisis Tagánica, coincidente con la transición entre los IF 22 y 23, situado en ambos cortes un poco por encima, hacia el valle de la curva MSEC que limita por arriba la silla de montar.

Agradecimientos

Agradezco al profesor Brooks Ellwood, que permitió la libre utilización de sus datos sobre la susceptibilidad magnética de las sucesiones de la Cordillera Cantábrica, así como a los profesores M. Truyols-Massoni y J.L.García-Alcalde que hicieron lo propio con sus datos bioestratigráficos.

Gracias a mi buen amigo José Ignacio Valenzuela-Ríos por sus acertadas correcciones en la fase de revisión.

El presente trabajo se inscribe en los proyectos CGL 2005-03715/BTE "Fases de desarrollo de asociaciones de corales y estromatoporoideos en el Devónico Inferior de la Cordillera Cantábrica (NO de España) y relación de estos sucesos con eventos geo-biológicos" del Ministerio de Educación y Ciencia, IGCP 499, "Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate" y MC1-03-515-1 de la Universidad de Oviedo, "Origen de la Paleontología Asturiana. La Fauna del área de Ferroñes"

Referencias

García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico del dominio Astur-Leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extraordinario**, 58-71.

García-López, S. & Sáinz-López, J. 2002. Devonian to Lower Carboniferous conodont biostratigraphy of the Bernesga valley section (Cantabrian Zone, NW Spain). In: *Paleozoic Conodonts from Northern Spain* (Eds. S. García-López & F. Bastida). 8 Int Conodont Symp., ECOS VIII, *Cuadernos del Museo Geominero*, **1**, 163-205.



Bioestratigrafía y susceptibilidad magnética del límite Emsiense Inferior-Emsiense Superior (Devónico Inferior) de la Cordillera Cantábrica (N de España) y su relación con los eventos Zlichoviense Superior (UZE) y Daleje-*Cancellata* (DCE)

Truyols Massoni, M.

Departamento de Geología. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. mtruyols@geol.uniovi.es

En la Subcommission on Devonian Stratigraphy (SDS) hay amplio consenso sobre la pertinencia de subdividir formalmente el Piso Emsiense cerca de la base de la Biozona de conodontos *Inversus*. En el fondo del consenso está el hecho de que existe una amplia renovación faunística en medio del Emsiense, evidente en todos los dominios, que se suponía provocada por un único evento geo-biológico global, el Evento Daleje-*Cancellata* (DCE). Esta idea ha hecho suponer a muchos autores que la subdivisión tradicional del área Ardeno-renana, Emsiense inferior/Emsiense superior, y la de la Bohemo-hercínica, Zlichoviense/Dalejiense, eran exactamente coincidentes. Sin embargo, ambos límites parecen la expresión de eventos distintos, próximos en el tiempo, el llamado evento Zlichoviense Superior (UZE), correspondiente a la transición clásica Emsiense inferior/Emsiense superior, y el DCE, algo más moderno, correspondiente al Zlichoviense/Dalejiense (García-Alcalde, 1998).

El intervalo UZE-DCE se extiende básicamente en las Biozonas de dacrioconáridos *Elegans* a *Cancellata* y desde la Biozona de conodontos *Gronbergi* s.l. a la de *Inversus/Laticostatus*, es decir, encierra, de hecho, el intervalo favorecido por la SDS para la definición formal de la base del Emsiense Superior.

El UZE se identifica en el ámbito pelágico cantábrico (dominio Palentino) sobre el Miembro Requejada de la Formación Abadía, dentro de las llamadas "capas de Vañes", donde coincide con el primer pico evolutivo de la historia de los ammonoideos, representado por la aparición de ammonoideos de la "Fauna de *Anetoceras*" (*Erbenoceras*, *Celaeceras* y especies de *Mimagoniatites*), a partir del techo de la Biozona *Barrandei*. Por encima del UZE, aparecen más formas de la misma Fauna, en particular *Mimosphinctes* y otras especies de *Mimagoniatites*, que se extinguen inmediatamente antes del nivel DCE, dentro de la Biozona *Elegans*, de dacrioconáridos y *Nothoperbonus* a *Inversus/Laticostatus*, de conodontos.

En el corte del río Arauz, al N de Palencia, el UZE, el bioevento DCE y el litoevento DCE coinciden, igual que en otras regiones del mundo y en particular en

Marruecos, con importantes anomalías MSEC positivas. En el intervalo UZE-DCE hay además una característica asociación de corales rugosos solitarios de la llamada "Fauna de *Cyathaxonia*" y pequeños tabulados, también de amplia distribución geográfica.

La identificación de los eventos UZE y DCE en el dominio Astur-Leonés se basa sobre todo en la presencia de episodios pelágicos y hemi-pelágicos con dacriocónaridos, intercalados en las facies predominantemente neríticas de la Formación La Pedrosa, en los fenómenos más acusados de cambio faunístico general y en la presencia de anomalías MSEC comparables a las de Palencia. El control de conodontos, basado en icriódidos, es sin embargo mucho más pobre.

En el corte de La Vid, al N de la provincia de León, la primera aparición de *Nowakia* cf. *cancellata*, se interpreta como indicativa del bio-evento DCE y se asocia con una anomalía MSEC positiva comparable a la del río Arauz. El cambio faunístico general en el intervalo del evento es bastante gradual. A grandes rasgos representa la transición entre los intervalos faunísticos IF 9 y 10 de García-Alcalde (1996).

El UZE, coincide con el comienzo del episodio pelágico más importante de la Formación La Pedrosa, un paquete de pizarras oscuras gris-azuladas con dacriocónaridos propios de la Biozona *Elegans*. En el UZE hay un marcado cambio faunístico entre los IF 8 y 9 de braquiópodos de García-Alcalde (1996), muy similar al de la base del Emsiense superior clásico de Alemania. Además en el paquete pizarroso abundan los elementos de la "Fauna coralina *Cyathaxonia*" y se registra una notable anomalía MSEC positiva, comparable a la del río Arauz.

El lito-evento DC se sitúa en todo el dominio astur-leonés, igual que en Palencia y otras partes del mundo, en un nivel superior al del bio-evento DCE, en la transición entre las Formaciones La Pedrosa y Valporquero, dentro aún de la Biozona *Cancellata*. Dicho nivel no fue muestreado todavía para MSEC.

Otros cortes estudiados, como el de Adrados, al N de León, tienen menor control paleontológico, pero el evento UZE tiene una expresión bioestratigráfica y magnetoestratigráfica similar a la de los cortes anteriores.

Agradecimientos

Agradezco al Profesor Brooks Ellwood, que permitió la libre utilización de sus datos sobre la susceptibilidad magnética de las sucesiones de la Cordillera Cantábrica, así como a los profesores J.L. García-Alcalde y F. Soto que hicieron lo propio con sus datos bioestratigráficos.

Gracias a mi buen amigo José Ignacio Valenzuela-Ríos por sus comentarios en la fase de revisión.

El presente trabajo se inscribe en los proyectos CGL 2005-03715/BTE "Fases de desarrollo de asociaciones de corales y estromatoporoides en el Devónico Inferior de la Cordillera Cantábrica (NO de España) y relación de estos sucesos con eventos geo-biológicos" del

Ministerio de Educación y Ciencia, IGCP 499, "Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate" y MC1-03-515-1 de la Universidad de Oviedo, "Origen de la Paleontología Asturiana. La Fauna del área de Ferroñes".

Referencias

- García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico del dominio Astur-Leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología*, **Nº Extraordinario**, 58-71.
- García-Alcalde, J.L. 1998. Devonian events in northern Spain. *Newsletters on Stratigraphy*, **36** (2/3), 157-175.



El Devónico Inferior del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Zona de Ossa-Morena): conodontos, braquiópodos, corales, ostrácodos y peces

Valenzuela-Ríos, J.I.¹, Liao, J.-C.^{1,2}, Pardo Alonso, M.V.¹,
Fernández-Martínez, E.³, Dojen, C.⁴, Botella, H.¹, Rodríguez, S.² y Cózar, P.²

¹ Departamento de Geología, Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100 Burjasot (Valencia).
Jose.I.Valenzuela@uv.es; Jau.Liao@uv.es; Miguel.V.Pardo@uv.es; hecbose@posta.uv.es

² Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. sergrad@geo.ucm.es;
pcozar@geo.ucm.es

³ Departamento de Ingeniería Minera, Universidad de León. C/Jesús Rubio 2. 24071 León. dimefm@unileon.es

⁴ Institut für Umweltgeologie, T.U. Braunschweig. Pockelstrasse 3 D-38106, Braunschweig. Alemania.
c.dojen@tu-bs.de

La escasez de estudios paleontológicos adecuados, la complejidad tectónica y la discontinuidad de los afloramientos dificulta el conocimiento de la secuencia lito y bioestratigráfica del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. Este hecho, nos ha animado a comenzar un estudio multidisciplinar (fundamentalmente conodontos, braquiópodos, corales, estromatoporoideos, ostrácodos, restos de peces y biofacies) del Devónico Inferior de la parte oriental de este Dominio. En este trabajo se presentan datos paleontológicos de cuatro secciones que permiten el establecimiento de un marco temporal preliminar que servirá para futuros estudios de detalle. Estas secciones son, de oeste a este, Guadámez 2 (GUA 2), Zújar (ZUJ), Peñón Cortado (PCR) y Pozo del Rincón (PZR).

Todas las secciones comprenden el tránsito Lochkoviense/Praguiense, aunque la posición de este límite no puede trazarse con precisión en ninguna de ellas por

el momento. La sección GUA2 es la más completa y alcanzaría el Emsiense superior. La sección PCR también contendría materiales del Emsiense.

El registro más antiguo se sitúa en la capa 4 del corte GUA2 con *Icriodus lotzei*, que indicaría el Lochkoviense. Un poco más arriba se registran juntos *Icr. fallax*, *Icr. angustoides alcoleae*, *Ulrichia bugnuelli* y *Eridoconcha* cf. *argensolai*. Esta asociación correspondería al Lochkoviense alto, aunque el rango conocido de *Eridoconcha argensolai* en la Cordillera Ibérica comienza en el Praguense bajo (unidad d2b2).

El Lochkoviense también se reconoce en las secciones PZR y PCR. Las capas inferiores en PZR han librado *Icr. lotzei*, *Icr. ang. alcoleae* y *Pelekysgnathus serratus* ssp. cf. *Pel. serr. elongatus*; mientras que en PCR el Lochkoviense alto lo indicaría *Icr. fallax* en las capas inferiores del corte. Los registros más bajos del coral tabulado *Parastriatopora* ex. gr. *annulata* también apoyan una edad Lochkoviense para las capas inferiores.

El Lochkoviense en ZUJ se infiere por posición estratigráfica debajo del Praguense (ver más abajo y Pardo Alonso y Valenzuela-Ríos, en este volumen).

El Praguense está representado en las cuatro secciones. Destaca la presencia de *Icr. ang. castilianus*, en ZUJ, PCR y PZR, y de *Icr. ang. angustoides* junto con índices praguenses en GUA2. Así, en PCR y GUA2 el Praguense se demuestra también por la presencia de *Bollia bezagora* y *Polyzigia grekoffi* (ostrácodos de amplio rango que comienzan en el Praguense inferior) y un ejemplar juvenil de *Pol. normannica?* con una distribución restringida entre el Praguense inferior y el Emsiense inferior. Junto con los ostrácodos se han registrado escamas de *Nostolepis* aff. *striata* y *Nostolepis maderei*, este último no sobrepasa el Praguense. En estas capas y en capas próximas también se registran diversas especies de *Thamnopora*, *Favosites*, *Hysterolites*, *Paulinella* y *Vandercammenina* que justificarían su inclusión en el Praguense. En el ZUJ, además de *Icr. ang. castilianus*, *Hyst.* cf. *venus*, *Chonetes* (*Pleurochonetes*) cf. *aulnensis*, *Vandercammenina* sp. y una asociación de microiclitos constituida por *Cheiranthoides comptus*, *Nostolepis maderei*, *Nostolepis?* sp. A, *Lunalepis leonensis*, *Pruemolepis* sp., *Nogueralepis teruelensis* y *Ohioaspis tumulosa* indican claramente el Praguense.

El límite Praguense/Emsiense estaría muy próximo al registro de un ejemplar de *Icr. celtibericus* en GUA2; en esta sección y un poco por encima de este registro hay otros indicadores emsienses como, p. ej., *Brachyspirifer*, y especies de *Thamnopora*, *Squameofavosites* y *Favosites*. En la parte alta del corte *I. corniger ancestralis* y *Uncinulus* cf. *pila* documentarían el Emsiense superior.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE 2003-02065 de la Dirección General de Investigación (Secretaría de estado de Política Científica y Tecnológica) y constituye una contribución al Proyecto IGCP 499 Devonian land-sea interaction: evolution.

Simposio PICG 467
Tiempo triásico y correlaciones
trans-pantalásicas
Triassic Time and Trans-Panthalassan
Correlations



Análisis tafonómico de cefalópodos del Triásico Medio colonizados por organismos cementantes en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España)

Pérez-Valera, J.A.¹ y Barroso-Barcenilla, F.¹

¹ Departamento y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. C/ José Antonio Novais, 2, Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. jalbertoperez@geo.ucm.es; fbarroso@geo.ucm.es

Los análisis y las interpretaciones de los procesos tafonómicos sufridos por los cefalópodos fósiles son relativamente habituales desde la segunda mitad del siglo XX en otros países, y a partir de las obras de Fernández-López (1982, 2000) también en España. Sin embargo, son escasos los estudios referidos a la colonización de conchas y moldes de cefalópodos por organismos cementantes (bivalvos, serpúlidos y briozoos) o erosivos (patélidos), aunque entre ellos destacan los de Seilacher (1960, 1982). Esta escasez de bibliografía es aún más manifiesta cuando se trata de trabajos realizados sobre cefalópodos del Triásico en España. En este sentido es importante el estudio desarrollado por Márquez-Aliaga & Martínez (1994), donde se describe y analiza por primera vez el hallazgo de algunos cefalópodos colonizados por bivalvos cementantes (*“Placunopsis” ostracina* Schlotheim, 1822). Por el contrario, en el Muschelkalk alemán son más numerosas las obras que estudian este fenómeno, como las de Zeeh & Hagdorn (2002), Klug & Lehmkuhl (2004) y Klug *et al.* (2005).

Los cefalópodos estudiados en este trabajo provienen de la sección de Calasparra (Murcia). Aquí, los materiales del Triásico Medio afloran en el sector comprendido entre Calasparra y el Embalse de Alfonso XIII (Pérez-Valera, J.A., 2005). Esta sección ha sido motivo de diversos trabajos de índole estratigráfico, sedimentológico y paleontológico desde los últimos años, siendo los más recientes los desarrollados por Pérez-Valera, F. (2005) y Pérez-Valera, J.A. (2005). En ellos se hace un estudio detallado de la estratigrafía y la tectónica, y de la bioestratigrafía, respectivamente. Los materiales estudiados están representados por dolomías, calizas y margocalizas fosilíferas (Fig. 1) que han sido correlacionados con la Formación Majanillos (Pérez-López, 1991) definida para el sector central de la Cordillera Bética. Actualmente, la Formación Majanillos se considera equivalente a la Formación Cehegín (Pérez-Valera, F., 2005) definida en el sector oriental de la Cordillera Bética. Un estudio paleontológico detallado ha permitido la identificación de al menos 10 niveles con cefalópodos del Anisiense Superior y Ladiniense (Pérez-Valera, J.A., 2005).

El estudio tafonómico preliminar realizado ha permitido observar que los cefalópodos están colonizados en un 73% por bivalvos cementantes (*Placunopsis teruelensis* Wurm, 1911, y *P. ostracina*), en un 18% por serpúlidos pequeños (*Spirorbis* Daudín, 1800) y en un 9% por patélidos. Analizando la posición y orientación del organismo colonizador respecto a la concha colonizada, en algunas ocasiones se ha podido inferir si la colonización afectó a la concha del cefalópodo o al molde interno. También se ha observado una mayor frecuencia de colonizadores entre las conchas de cefalópodos de mayor tamaño.

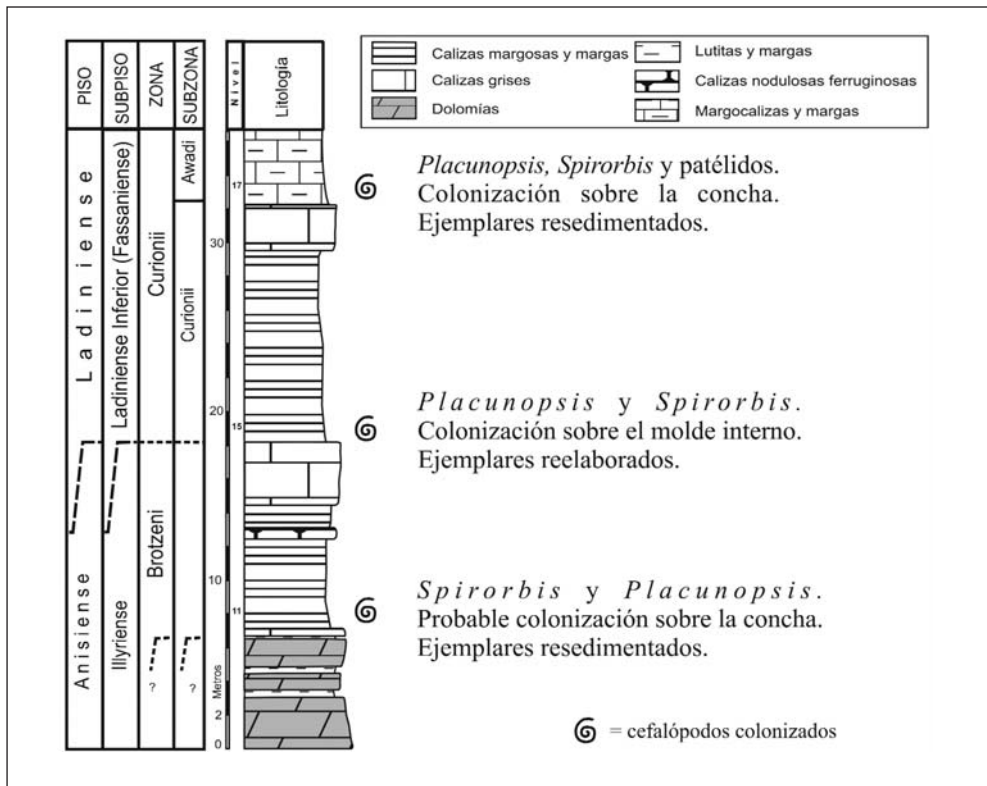


Figura 1. Intervalo estudiado de la sección de Calasparra (modificado de Pérez-Valera, J.A., 2005).

La mayoría de los ammonoideos y nautiloideos colonizados provienen principalmente de 3 niveles (denominados 11, 15 y 17, Fig. 1). Los ejemplares del nivel 11 son moldes internos de cámaras de habitación de ammonoideos colonizados por un número variable de *Spirorbis*. Estos se presentan sobre el molde interno y en un porcentaje similar en ambos flancos. Es posible que estos serpúlidos colonizaran la cámara de habitación una vez que estaba deshabitada durante la deriva *post-mortem* o bien justo después de caer al fondo. Los especímenes del nivel

15 son moldes internos de ammonoideos, colonizados por "*Placunopsis*" y patéliidos casi en su totalidad sobre uno de los flancos, tanto en la cámara de habitación como en el fragmocono. Los colonizadores están directamente fijados al molde interno, ya que sus valvas inferiores se ajustan a las irregularidades del mismo (que a veces está corroído). Esta observación implica que los ejemplares fueron desenterrados, reelaborados y proporcionaron superficies duras en las que se fijaron las larvas de "*Placunopsis*". Por último, los ejemplares del nivel 17 presentan en muchos casos la concha recristalizada (sobre todo los nautiloideos). Los colonizadores son en su mayoría "*Placunopsis*" y en menor medida *Spirorbis*. Casi todos están fijados sobre la concha tanto en ambos flancos como en la región ventral. En este caso, parece probable que los "*Placunopsis*" se fijaran a los cefalópodos en vida y/o después de la muerte (durante la deriva o ya depositados sobre el fondo), siendo difícil de precisar cada caso.

En conclusión, el análisis realizado pone de manifiesto el claro dominio del bivalvo "*Placunopsis*" como colonizador, y que este fenómeno ha de tenerse en cuenta para diferenciar fósiles resedimentados (conchas colonizadas en vida o justo después de la muerte), de reelaborados (moldes colonizados como parte del sustrato duro).

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto CGL 2005-01765/BTE y una beca FPU del MEC. Los autores agradecen a los Profesores Dr. Sixto Fernández-López y Dr. Antonio Goy, de la UCM, sus interesantes aportaciones y sugerencias, así como a la Dra. Ana Márquez-Aliaga de la Universidad de Valencia la revisión crítica del texto. Este trabajo es una contribución al PICG 467.

Referencias

- Fernández-López, S. 1982. La evolución tafonómica (un planteamiento neodarwinista). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **79**, 243-254.
- Fernández-López, S. 2000. *Temas de Tafonomía*. Universidad Complutense de Madrid, 1-167.
- Klug, C. & Lehmkuhl, A. 2004. Soft-tissue attachment structures and taphonomy of the Middle Triassic nautiloid *Germanonutilus*. *Acta Palaentologica Polonica*, **49**, 243-258.
- Klug, C., Schatz, W., Korn, D. & Reisdorf, A.G. 2005. Morphological fluctuations of ammonoid assemblages from the Muschelkalk of the Germanic Basin-indicators of their ecology, extinctions, and immigrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **221**, 7-34.
- Márquez-Aliaga, A. & Martínez, V. 1994. Procesos de colonización y su problemática, ejemplificada por bivalvos del Triásico español. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **89**, 121-130.

- Pérez-López, A. 1991. *El Triás de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral , Universidad de Granada, 1-400.
- Pérez-Valera, F. 2005. *Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1-303.
- Pérez-Valera, J.A. 2005. Ammonoideos y bioestratigrafía del Triásico Medio (Anisiense superior-Ladiniense) en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España). *Coloquios de Paleontología*, **55**, 125-161.
- Seilacher, A. 1960. Epizoans as a key to ammonoid ecology. *Journal of Paleontology*, **34**, 189-193.
- Seilacher, A. 1982. Ammonite shells as habitats in the Posidonia Shales of Holzmaden-floats or benthic islands? *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **2**, 98-114.
- Zeeh, S. & Hagdorn, H. 2002. Aspekte der Taphonomie von Muschelkalk-Cephalopoden. Teil 2: Diagenese (Zementation und Kompaktion). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **223**, 351-376.



Índice de autores

Aguirre, J.	91	Carlos-Calero, J.A.	97
Agustí, J.	112	Carretero, J.	80
Alberdi, M.T.	13	Cearreta, A.	100
Alberola, C.	190,193	Chirivella Martorell, J.B.	125
Alcalá, L.	18	Cobos, A.	18
Alcalde, G.M.	13	Contreras Sánchez, M.M.	101
Álvarez-Pérez, G.	92	Contreras, R.	183, 185, 187
Álvaro, J.J.	218	Corchón Rodríguez, M.S.	137
Antón, M.	82	Corral, J.C.	161
Apalategui, O.	156	Cortijo, I.	103
Arillo, A.	127	Cózar, P.	240
Arzuaga, J.L.	78, 80	Cruz, L.E.	106
Astibia, H.	161	Cruzado-Caballero, P.	108
Azanza, B.	13	Cuenca Bescós, G.	21, 53, 112, 168
Badiola, A.	161	Cuevas-González, J.	94, 110
Baquedano, E.	78	Dantas, P.	117, 152
Bardet, N.	161, 171	De Marfà Taillefer, R.J.	112
Barroso-Barcenilla, F.	245	De Renzi, M.	23, 27, 33
Bermúdez-Rochas, D.D.	171	Destombes, J.	218
Berreteaga, A.	161	Dies Álvarez, M.E.	115, 125
Blain, H.-A.	15	Díez, C.	21
Blanco-Ferrera, S.	121	Díez, J.B.	195
Botella, H.	240	Dojen, C.	223, 240
Bover, T.	150	Domènech, R.	43
Braga, J.C.	91	Domínguez Alonso, P.	130, 211
Brito, J.M.	193	Dorado, M.	80
Busquets, P.	92	Élez, J.	94, 110
Cachão, M.	178	Escaso, F.	117, 124, 152, 154
Calonge, A.	140	Esteve Serrano, J.V.	211
Canudo, J.I.	108, 171, 183	Fenero, R.	106
Cárdaba Barradas, J.A.	94	Fernández Marrón, M.T.	57

Fdez.-Martínez, E.	30, 118, 232, 240	Jiménez-Arenas, J.M.	50, 65, 69
Ferrer, E.	232	Laplana, C.	135, 137
Fesharaki, O.	94	Lathuilière, B.	75
Figueirido, B.	33, 59	Leorri, L.	100
Fombella Blanco, M.A.	37, 39	Liao, J.-C.	227, 240
Fonollá, F.	57	Liñán, E.	115, 125, 205
Gaillard, C.	75	López Carrillo, M.D.	140
Galindo-Pellicena, M.A.	21, 53	López Martínez, N.	57, 94, 137
Gámez Vintaned, J.A.	125, 205	López Sáez, J.A.	79
García Yelo, B.A.	41	López-Alcántara, A.	30, 118
García-Alcalde, J.L.	225	López-García, J.M.	21, 53
García-López, S.	121	López Guerrero, P.	56
García-Oliva, M.	154	Magrans, J.	232
García-Ramos, J.C.	171	Malafaia, E.	117, 152
García-Rovés Fernández, E.	37, 39	Mancheño, M.A.	97
Gasulla, J.M.	124, 152, 154	Marques da Silva, C.	178
Gibert, J.M. de	43	Martí Mus, M.	103, 143
Gil Cid, M.D.	211	Martín Serra, A.	59
Gil García, M.J.	78, 79, 80	Martín, J.M.	91
Gili, E.	45	Martinell, J.	43
Gil-Pita, R.	174	Martínez, R.	150
Gómez González, C.	78, 79	Martínez-Chacón, M.L.	145
Gómez-Cano, A.R.	41	Mayoral, E.	125, 178, 205
Gómez-Herguedas, A.	48	Meléndez, G.	147
Gozalo, R.	115, 125, 205	Mendoza García, M.	62
Grauges, A.	150	Molina, E.	106
Gutiérrez-Álvarez, J.	118	Montero Huerta, D.	183, 185, 187
Gutiérrez-Marco, J.C.	127, 213, 215	Morales, J.	82, 94
Hernández Fdez., M.	6, 13, 41, 94	Moreno, J.A.	150
Herrero-Gascón, J.	164	Murelaga, X.	154
Huerta, P.	183, 185	Ortega, A.I.	80
Janis, C.M.	33	Ortega, F.	117, 124, 152, 154
Jefferies, R.	130	Ortiz, S.	106
Jensen, S.	101, 103, 132, 143, 156	Ortiz-Jaureguizar, E.	155

Palacios, T.	101, 103, 132, 143, 156	Soto, F.M.	232, 235
Palmqvist, P.	33, 50, 59, 62, 65, 69, 85	Tetlie, O.E.	127
Pardo Alonso, M.V.	229, 240	Torcida, F.	183, 185, 187
Peigné, S.	82	Torices, A.	57
Pereda Suberbiola, X.	161, 171	Torregrosa, V.	59, 85
Pérez González, A.	78, 80	Truyóls Massoni, M.	238
Pérez Martínez, G.	183, 185, 187	Urién Montero, V.	183, 185, 187
Pérez-Claros, J.A.	33, 50, 59, 65, 69	Usera, J.	190, 193
Pérez-Lorente, F.	164	Valdeolmillos, A.	80
Pérez-Valera, J.A.	245	Valenzuela-Ríos, J.I. ...	223, 227, 229, 240
Petrucci, M.	85	Van der Made, J.	97
Piñuela, L.	171	Vennin, E.	218
Plusquellec, Y.	232	Vera, M.S.	79
Rábano, I.	127, 165	Villalba, S.	150
Ramón del Río, D.	168	Villanueva-Amadoz, U.	195
Reolid, M.	72, 75	Villas, E.	215, 218
Rey Fraile, I.	177	Vizcaíno, D.	218
Reyes, J.A.	215	Winkler Prins, C.F.	145
Ribeiro, B.	152	Yagüe, P.	154
Rodríguez, S.	48, 240	Zamora, S.A.	125, 198, 200, 205, 211
Ros, S.	27		
Ruiz Zapata, M.B.	78, 79, 80		
Ruiz-Omeñaca, J.I.	171		
Sala Burgos, N.	94, 174		
Salesa, M.J.	82, 94		
Sánchez-Chillón, B.	177		
Santos, A.	178		
Santos, L.	100		
Sanz, J.L.	117, 124		
Sanz-López, J.	121, 232		
Sénder, L.M.	195		
Sendino, M.C.	180		
Sevilla García, P.	135, 137		
Skelton, P.W.	45		

