XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Museo del Jurásico de Asturias (MUJA),
Colunga, 15-18 de octubre de 2008



Libro de resúmenes

Libro de resúmenes.

XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología.

Museo del Jurásico de Asturias (MUJA),

Colunga, 15-18 de octubre de 2008.

Ficha catalográfica

Libro de resúmenes. XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008.
José Ignacio RUIZ-OMEÑACA, Laura PIÑUELA y José Carlos GARCÍA-RAMOS, Editores
Colunga: Museo del Jurásico de Asturias

xvii + 280 pp.; 41 il. ; 29,7 x 21 cm

ISBN-13: 978-84-691-6581-2

CDU: 56(063) Paleontología. Fósiles. (Congresos).

Maquetación:	José Ignacio Ruiz-Omeñaca y Laura Piñuela
Imprime:	Postmark
Textos e ilustraciones:	copyright© 2008, de los respectivos autores
Fotografía de cubierta:	copyright© 2008, Álvaro García-Ramos
Diseño de logotipo:	copyright© 2008, José Ignacio Ruiz-Omeñaca
ISBN-13:	978-84-691-6581-2
Depósito legal:	AS-05692-2008

Ejemplo de cita:

Baeza Chico, E., De Frutos Sanz, C., Gutiérrez-Marco, J.C. & Rábano, I. 2008. Realización de una gran réplica icnológica en las cuarcitas del Ordovícico Inferior del Parque Nacional de Cabañeros (Castilla-La Mancha): aspectos técnicos y aplicaciones. In: *Libro de resúmenes. XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008* (Eds. J.I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela & J.C. García-Ramos). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 19-20

Libro de resúmenes.

XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología.

Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008



Editores: José Ignacio RUIZ-OMEÑACA, Laura PIÑUELA & José Carlos GARCÍA-RAMOS

XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Organizan

Museo del Jurásico de Asturias

Departamento y Facultad de Geología

Sociedad Española de Paleontología

Patrocinan

Consejería de Cultura y Turismo del Principado de Asturias

Fundación para el Fomento en Asturias de la Investigación Científica Aplicada y la Tecnología. Plan de Ciencia Tecnología e Innovación del Principado de Asturias 2006 - 2009

Universidad de Oviedo

Colaboran

Ayuntamiento de Colunga

Recrea Asturias

Zinco Comunicación

Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Educación y Ciencia

Cajastur

Caja Rural

Sociedad Regional de Turismo

Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis

Paleoymás

Dinokinétics

Muebles Malga

Inmobiliaria Malga

Asociación Colunguesa de Turismo

"Proyecto Murero" (CGL2006-12.975), Área y Museo de Paleontología. Universidad de Zaragoza

Grupo Aragosaurus. Universidad de Zaragoza

Entidades organizadoras

MUJA
MUSEO DEL JURÁSICO DE ASTURIAS

Departamento de Geología
Universidad de Oviedo

SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGIA

Entidades patrocinadoras

GOBIERNO DEL PRINCIPADO DE ASTURIAS
CONSEJERÍA DE CULTURA Y TURISMO

Universidad de Oviedo

FICYT
PCTI ASTURIAS

Entidades colaboradoras

Ayuntamiento de Colunga

colunga

RECREA

Zinco
COMUNICACION

planetatierra
Ciencias de la Tierra para la Sociedad

MINISTERIO DE EDUCACIÓN Y CIENCIA
Instituto Geológico y Minero de España

cajAstur
CAJA RURAL

Asturias
paraíso natural

DINÓPOLIS TERUEL
FUNDACIÓN

PALEO y más
www.paleoymas.com

DINOKINÉTICS
Montajes Paleontológicos

ACOTUR
"Entre el mar y la montaña"

MALGA MUEBLES
La mayor mueblería del oriente en Colunga

MALGA
AGENCIA INMOBILIARIA

"Proyecto Murero"
Área y Museo de Paleontología.
Universidad de Zaragoza

aragosaurus.com

Comité organizador

Presidente:
Dr. José Carlos García-Ramos

Tesorera:
Dña. Laura Piñuela Suárez

Secretario:
Dr. José Ignacio Ruiz-Omeñaca

Vocales (Área de Paleontología de la Universidad de Oviedo):
Dr. Diego Álvarez-Laó
Dr. Fernando Álvarez Martínez
Dr. Miguel Arbizu Senosiaín
Dña. Silvia Blanco Ferrera
Dr. Jenaro García-Alcalde
Dra. Susana García López
Dra. María Luisa Martínez Chacón
Dra. Isabel Méndez-Bedia
Dr. Carlos Méndez Fernández
Dr. Luis Carlos Sánchez de Posada
Dr. Francisco Soto Fernández
Dra. Montserrat Truyols Massoni
Dr. Jaime Truyols Santonja
D. Pablo Turrero García
Dra. Elisa Villa Otero

Coordinación de excursiones

Excursión A:
Dr. Carlos Aramburu (Universidad de Oviedo)
Dr. José Carlos García-Ramos (Museo del Jurásico de Asturias y Universidad de Oviedo)
Dña. Laura Piñuela (Museo del Jurásico de Asturias y Universidad de Oviedo)
Dr. José Ignacio Ruiz-Omeñaca (Museo del Jurásico de Asturias y Universidad de Oviedo)

Excursión B:
Dra. Esperanza Fernández-Martínez (Universidad de León)
Dr. Luis Pedro Fernández (Universidad de Oviedo)
Dr. Isabel Méndez-Bedia (Universidad de Oviedo)
Dr. Francisco Soto (Universidad de Oviedo)

Excursión C:
Dra. Gema Adán (Universidad de Oviedo)
Dr. Diego Álvarez-Laó (Universidad de Oviedo)
Dra. Arantza Aranburu (Universidad del País Vasco)
Dr. Miguel Arbizu (Universidad de Oviedo)
Dr. Juan Luis Arsuaga (Universidad Complutense de Madrid e Instituto de Salud Carlos III)
Dra. Eva García Vázquez (Universidad de Oviedo)
Dña. María García (Universidad de Oviedo)
Dr. Eneko Iriarte (Universidad de Cantabria)
Dra. Montserrat Jiménez (Universidad de Oviedo)
D. Pablo Turrero (Universidad de Oviedo)

Coordinación de Proyectos PICG

PICG 493: Dr. José Antonio Gámez Vintaned (Universidad de Zaragoza)
PICG 499: Dr. José Ignacio Valenzuela-Ríos (Universitat de València)
PICG 503: Dr. Patricio Domínguez (Universidad Complutense de Madrid)
PICG 506: Dra. Ana Márquez-Aliaga (Universitat de València)

Comité científico (revisores del volumen)

Dra. Gema Adán (Universidad de Oviedo)
Dr. Diego Álvarez-Laó (Universidad de Oviedo)
Dr. Roberto Bao (Universidade da Coruña)
Dr. Eduardo Barrón (Instituto Geológico y Minero de España, IGME)
Dr. Mario Cachão (Universidade de Lisboa)
Dra. Maria Luisa Canales (Universidad Complutense de Madrid)
Dr. José Ignacio Canudo (Universidad de Zaragoza)
Dra. Gloria Cuenca-Bescós (Universidad de Zaragoza)
Dr. Miquel De Renzi (Universitat de València)
Dr. José Carlos García-Ramos (Museo del Jurásico de Asturias y Universidad de Oviedo)
Dr. Juan Carlos Gutiérrez-Marco (Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM).
Dra. Zarela Herrera (Universidad de Zaragoza)
Dra. Ana Márquez-Aliaga (Universitat de València)
Dr. José Ignacio Martínez (Universidad de Alcalá)
Dr. Guillermo Meléndez (Universidad de Zaragoza)
Dr. Xabier Murelaga (Universidad del País Vasco)
Dr. Xabier Pereda Suberbiola (Universidad del País Vasco)
Dra. Isabel Rábano (Instituto Geológico y Minero de España, IGME)
Dr. José Ignacio Ruiz-Omeñaca (Museo del Jurásico de Asturias y Universidad de Oviedo)
Dr. Luis Carlos Sánchez de Posada (Universidad de Oviedo)
Dra. Graciela N. Sarmiento (Universidad Complutense de Madrid)
Dr. Francisco Soto (Universidad de Oviedo)
Dr. José Ignacio Valenzuela-Ríos (Universitat de València)

Índice

Conferencias invitadas

Avanzini, M., De Angelis, M., Mietto, P., Panarello, A., Santello, L. & Rolandi, G.
Walking on a volcano: Middle Pleistocene human footprints preserved in a volcanoclastic deposit of Southern Italy 3

Gámez Vintaned, J.A.
Principales hitos en la historia de la Icnología 9

Comunicaciones. Tema Monográfico: Icnología

Baeza Chico, E., De Frutos Sanz, C., Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I.
Realización de una gran réplica icnológica en las cuarcitas del Ordovícico Inferior del Parque Nacional de Cabañeros (Castilla-La Mancha): aspectos técnicos y aplicaciones 19

Boutakiout, M., Hadri, M., Nouri, J., Díaz-Martínez, I. y Pérez-Lorente, F.
Icnitas terópodas gigantes. Sinclinal de Iouaridène, Jurásico Superior. Marruecos 21

Canudo, J.I., Pérez-Lorente, F., Badiola, A., Barco, J.L., Cruzado-Caballero, P., Díaz-Martínez, I., Gasca, J.M., Gómez-Fernández, D., Moreno-Azanza, M. y Herrero Gascón, J.
Evidencia de gregarismo en pequeños dinosaurios saurópodos del Titónico-Berriasiense (Formación Villar del Arzobispo, Galve, Teruel) 23

Cobos, A., Royo-Torres, R., Alcalá, L., Luque, L. y Aberasturi, A
Nuevos datos de las icnitas de dinosaurios en la Formación Villar del Arzobispo (Teruel) 25

Demathieu, G., Torcida Fernández-Baldor, F., Demathieu, P., Urién Montero, V. y Pérez-Lorente, F.
Icnitas de grandes vertebrados terrestres en el Pérmico de Peña Sagra (Cantabria, España) 27

Fuentes Vidarte, C., Meijide Calvo, M., Meijide Fuentes, F. y Meijide Fuentes, M.
Coprolitos de cocodrilo del yacimiento de "Zorralbo I" (Cretácico Inferior) de Golmayo (Soria, España) 29

Fuentes Vidarte, C., Meijide Calvo, M., Meijide Fuentes, F. y Meijide Fuentes, M.
Huellas de una gran tortuga terrestre en el Cretácico Inferior (Berriasiense) de la Sierra de Oncala (Soria, España) 30

Gámez Vintaned, J.A., Valenzuela-Ríos, J.I., Diez, J.B.y Mayoral, E.
Bioerosión (minas de hoja) en macroflora del Jurásico de la sierra de Javalambre (Teruel, NE España) 31

García-Ramos, J.C., Piñuela L., Ruiz-Omeñaca, J.I. y Pereda Suberbiola, X.
Costas jurásicas frecuentadas por estegosaurios 33

Gibert, J.M. de y Ekdale, A.A.
Spongeliomorpha iberica*: productor, construcción y función* 35

Gutiérrez-Marco, J.C. y Sá, A.A.
Nota preliminar sobre los icnofósiles de la Formación Valongo (Ordovícico Medio) en la sección de Canelas (Geoparque Arouca, norte de Portugal) 37

Lorenzo, S. y Gutiérrez-Marco, J.C.
Cruziana? almadenensis *SEILACHER: problemática icnotaxonómica y revisión de su localidad tipo* 39

Moratalla, J.J. y Hernán, J.
Implicaciones paleogeográficas de los patrones direccionales de los rastros de dinosaurios de la Cuenca de Cameros (Cretácico Inferior, España) 41

Moreno-Azanza, M., Gasca, J.M. y Canudo, J.I.
Macroolithus turolensis *como fósil guía para el Hauteriviense superior-Barremiense basal de Teruel* 43

Muñiz, F., Mángano, G., Gámez Vintaned, J.A. y Buatois, L.
Nueva estructura de bioturbación del Mioceno Superior de Lepe (Huelva, SO España) 45

Muñiz, F., Toscano, A., Sánchez, A., Esperante, R. y Korestky, I.
Bioerosión producida por necrófagos marinos en restos óseos del Plioceno Inferior de Huelva (SO España) 47

Ruiz, J. y Torices, A.
Humanos en la pista y en la playa: implicaciones sobre la velocidad de los dinosaurios 49

Santos, A., Silva, C.M. da, Mayoral, E. y Cachão, M.
Bioerosión en corales del Mioceno medio de los islotes de Porto Santo (Madeira, Portugal) 51

Santos, A., Silva, C.M. da, Mayoral, E. y Cachão, M.
Bioerosión en costas rocosas pliocenas (Senhora da Vitória, Portugal Centro Occidental) y sus implicaciones paleoecológicas 53

Silva, R. & Duarte, L.V.
Ichnology in lithostratigraphic and sequence stratigraphic studies: Examples from the Toarcian-Lower Aalenian series of the Lusitanian Basin, Portugal 55

Comunicaciones. Tema libre

Aguado, R., Company, M., O'Dogherty, L., Palomo, I., Sandoval, J. y Tavera, J.M.
Análisis estratigráfico integrado del Hauteriviense terminal-Barremiense inferior de la sección de Arroyo Gilico (Murcia) 59

Álvarez-Laó, D.J., Arbizu, M., García, A., Muñiz, I., Turrero, P. y Adán, G.
El conjunto paleontológico del Pleistoceno Superior de la Cueva del Hueso (Castrillón, Asturias) 61

Álvarez-Pérez, G. y Busquets, P.
Variabilidad específica y adaptación al medio de los corales del Bartoniense (Eoceno Medio) de la cuenca de Igualada (Noreste de España) 63

Arbizu, M., Arsuaga, J.L., Adán, G., Algaba, M., Álvarez-Laó, D., Aranburu, A., Carretero, J.M., Cuenca-Bescós, G., Fombella, M.A., García, R., García, M., Rey, A. y Rodríguez, L.
La Cueva del Conde 2003-2008. Nuevas Aportaciones del Proyecto CN 04-218 65

Arceredillo, D.
Los ungulados del Pleistoceno Superior de Valdegoba (Huérmeces, Burgos) 67

Arenillas, I., Arz, J.A., Liesa C.L. y Soria, A.R.
Análisis biocronológico a través del límite Cretácico/Paleógeno en el Noreste de México (Estados de Nuevo León y Tamaulipas) 69

Arz, J.A., Arenillas, I., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G. y Rosales-Domínguez, C.
Análisis bioestratigráfico a través del límite Cretácico/Paleógeno en el Sureste de México (Estados de Chiapas y Tabasco) 71

Badiola, A., Canudo, J.I. y Cuenca-Bescós, G.
Revisión sistemática y bioestratigráfica de los multituberculados del Cretácico Inferior de Galve (Teruel, Aragón) 73

Barroso-Barcenilla, F. y Pérez-Valera, J.A.
Introducción al análisis distributivo y morfológico de los ammonoideos del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España 75

Blanco-Ferrera, S. y Sanz-López, J.
Conodontos declinognátidos en el estratotipo de la Formación Barcaliente (Carbonífero, Zona Cantábrica) 77

Blanco-Ferrera, S., Gibshman, N.B., Sánchez de Posada, L.C., Sanz-López, J. y Villa, E.
Bioestratigrafía de la Formación Alba en la sección de las Vegas de Sotres (Misisipiense, Zona Cantábrica) 79

Blázquez, A., Guillem, J., Montoya, P. y Usera, J.
Presencia de foraminíferos bentónicos y planctónicos en el yacimiento de mamíferos del Mioceno terminal de Venta del Moro (Valencia) 81

Cascales, B. y Ruiz-Sánchez, F.J.
Patrones paleobiológicos y éxito evolutivo de las floras del Paleozoico 83

Castaños, P., Castaños, J., Murelaga, X., Ortega, L.A., Zuluaga, M.C. y Alonso-Olazabal, A.
*Discriminación métrica dentaria entre recental de uro (*Bos primigenius*) y ternero domestico (*Bos taurus*)* 85

Chirivella Martorell, J.B., Gozalo, R. y Liñán, E.
El subgénero Conocoryphe (Parabailiella) *(Trilobita) en el Cámbrico medio de Murero (Cadenas Ibéricas, Prov. Zaragoza)* 87

Cobos, A., Royo-Torres, R. y Alcalá, L.
Presencia del estegosaurio Dacentrurus *en Riodeva (Teruel)* 89

Company, M., O'Dogherty, L., Sandoval, J., Tavera, J.M. y Aguado, R.
Registro estratigráfico de isótopos estables en el Barremiense (Cretácico inferior) de la Cordillera Bética 91

Corbí, H., Caracuel, J.E., Pina, J.A., Soria, J.M. y Yébenes, A.
Asociaciones de foraminíferos en San Miguel de Salinas (Cuenca del Bajo Segura): Expresión de la Crisis de Salinidad del Messiniense y la reinundación del Plioceno .. 93

Coronado, I. y Suárez, P.
Geoturismo paleontológico en el Concejo de Laviana (Asturias) 95

Cruzado-Caballero, P., Gasca, J.M., Moreno-Azanza, M. y Canudo, J.I.
Aplicación de análisis multivariantes a los modelos de dispersión de hadrosáuridos 97

De la Fuente, M., Rodrigo, A. Menéndez, S. y Lozano, R.P.
Colecciones históricas en el Museo Geominero (IGME): la Colección Donayre de fósiles de la provincia de Zaragoza 99

De la Fuente, M., Philippe, M. y Lozano, R.P.
La colección de troncos fósiles mesozoicos españoles del Museo Geominero (IGME, Madrid) 101

Delvene, G. y Araujo, R.
Bivalvos no marinos del Cretácico Inferior del Norte de España 103

Dies Álvarez, M.E., Gozalo, R. y Liñán, E.
Primer hallazgo en el Cámbrico inferior de Murero (provincia de Zaragoza) del género Parasolenopleura *WESTERGÅRD 1953 (Ptychopariida, Trilobita)* 105

Escaso, F., Ortega, F., Dantas, P., Malafaia, E., Silva, B. y Sanz, J.L.
Estudio preliminar del material de estegosaurio de Vale Pombas (Portugal): nueva evidencia de Stegosaurus *en el Jurásico Superior del suroeste europeo* 107

Esteve, J., Zamora, S., Gozalo, R. y Liñán, E.
Enrollamiento en Solenopleuropsinae (Trilobita) del Cámbrico medio 109

Fernández-Mosquera, D., Pérez-Rama, M. y Grandal d'Anglade, A.
El oso de las cavernas, un carnívoro que no era tal: biogeoquímica isotópica 111

Fierro, I., Sánchez-Ferris, E.J., Caracuel, J.E. y Marín-Ferrer, J.M.
El inventario del patrimonio geológico y paleontológico en la provincia de Alicante .. 113

Figueirido, B., Bover, P., Pérez-Claros, J.A. y Palmqvist, P.
Paleobiología de la familia Canidae: Alometría, disparidad y evolución 114

Figueirido, B., Palmqvist, P. y Pérez-Claros, J.A.
Tendencias ecomorfológicas en la anatomía craneodental de Ursidae (Mammalia, Carnivora) reveladas por morfometría geométrica: implicaciones paleobiológicas en taxa extintos 116

Figueirido, B., Palmqvist, P., Pérez-Claros, J.A. y De Renzi, M.
Limitación y adaptación en grandes carnívoros fisípedos 118

Gaona-Narvaez, T., Maurrasse, F.J-M.R. & Lamolda, M.A.
Temporal facies variations in the lower Aptian sequence at Madoz (NE Spain): implications concerning Cretaceous Anoxic Event 1a (OAE-1a) 120

García, R., Rodríguez, L., Ibáñez, C., Álvarez-Laó, D., Carretero, J.M., Arbizu, M., Arsuaga, J.L. y Adán, G.
Los restos antropológicos del Camarín de Las Ciervas (Santo Adriano, Asturias) 122

García-Oliva, M., Escaso, F., Dantas, P. & Malafaia, E.
Análisis histológico comparado de las placas dérmicas de Stegosaurus *y* Dacentrurus 124

García-Ortiz de Landaluce, E., López-Alcántara, A., Castaño-De Luis, R. y Fernández-Martínez, E.
Proyecto de recuperación, tratamiento y catalogación de material fósil procedente de minas de carbón de la provincia de León 125

Gasca, J.M., Canudo, J.I. y Moreno-Azanza, M.
Revisión de morfotipos dentales de los iguanodontoideos del Cretácico Inferior de Teruel 127

Gasulla, J.M., Sanz, J.L., Escaso, F. y Yagüe, P.
Elementos de la cintura pélvica de dinosaurios saurópodos titanosauriformes del Cretácico Inferior (Aptiense inferior) de Morella (Castellón) 129

Gil García, M.J., Chávez, G., Ebrón, J.A., Gómez, C. y Ruiz Zapata, M.B.
Impacto de la actividad antrópica sobre el paisaje vegetal del Castro del Chao Samartin (SO de Asturias) 131

Grandal-d'Anglade, A., Fernández-Mosquera, D. y Pérez Rama M.
El oso de las cavernas, un carnívoro que no era tal: ecomorfología 132

Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Sá, A.A., San José, M.A., Pieren Pidal, A.P., Sarmiento, G.N., Piçarra, J.M., Durán, J.J., Baeza, E. y Lorenzo, S.
Fósiles y Patrimonio Geológico del Ordovícico y Silúrico en espacios naturales singulares de la Península Ibérica 134

Herrero, C.
Cambios en la diversidad de los foraminíferos del tránsito Pliensbachiense-Toarciense en la sección de Almonacid de la Cuba (Zaragoza) 136

Jiménez Arenas, J.M. y Pérez-Claros, J.A.
Un estudio de la variabilidad craneométrica en el género Homo: combinando la estadística multivariante y el muestreo aleatorio 138

Jiménez Arenas, J.M., Pérez-Claros, J.A., Palmqvist, P.
Análisis de la variabilidad craneométrica en Hominidae, con especial énfasis en los homininos extintos: tendencias generales 140

López-García, J.M., Blain, H.-A., Cuenca-Bescós, G., Vaquero, M., Alonso, S. y Alonso, C.
Primeros datos sobre los microvertebrados (Amphibia, Squamata y Mammalia) del Pleistoceno Superior final-Holoceno de la Cueva de Valdavara-1 (Becerreá, Lugo) ... 142

López-Otálvaro, G.-E., Flores, J.A. y Sierro, F.J.
Respuesta del nanoplancton calcáreo a las variaciones de la nutri-termoclina en el océano Atlántico occidental durante el último ciclo climático 144

López-Otálvaro, G.-E., Flores, J.A., Sierro, F.J. y Mix, A.
Relación del carbonato aportado por el nanoplancton calcáreo y la productividad en el océano Pacífico oriental tropical durante los últimos 925 Ka 146

Malafaia, E., Ortega, F., Silva, B., Escaso, F. y Dantas, P.
Un nuevo ejemplar de Allosauroidea (Dinosauria: Tetanurae) del Jurásico Superior de Valmitão (Lourinhã, Portugal) 148

Martín-Rubio, M., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Larrasoaña, J.C., Garcés, M. y Murelaga, X.
Ostrácodos del Mioceno inferior-medio de las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la Cuenca del Ebro) 150

Meléndez, G., Calonge, A., Dermitzakis, M., Fermeli, G., López-Carrillo, M.D. y Rodrigues, J.
El papel de los museos geológicos y paleontológicos locales como recurso geoturístico y didáctico: La red europea de Exomuseos 152

Molleda Muñoz, M.
Didáctica de la paleontología. Talleres didácticos del MUJA como ejemplo 154

Moreno-Bedmar, J.A., Bulot, L-G., Company, M., Sandoval, J. y Tavera, J.M.
Estudio bioestratigráfico de los ammonites del Aptiense medio de la sección de Aigües (Prebético alicantino, SE de España). Datos preliminares 156

Moreno-Bedmar, J.A., Ferrer, O., Artal, P., Bover-Arnal, T., Company, M., Gallemí, J., Martín-Closas, C., Martínez, R., Ossó, A., Salas, R. y Villalba-Breva, S.
Bioestratigrafía integrada del Aptiense del Macizo del Garraf (Cadenas Costero-Catalanas, NE de España). Datos preliminares 158

Moreno-Bedmar, J.A., Martínez, R. y Abdallah, H.
Consideraciones bioestratigráficas sobre los ammonites albienses de la sección del Jebel Naïmia, Cadena norte de los Chotts (Túnez) 160

Murelaga, X., Castaños, P., Saez de Lafuente, X., Castaños, J., Ortega, L.A., Zuluaga, M.C., Alonso-Olazabal, A. y Moreno, A.
Restos de mamíferos del Pleistoceno superior del yacimiento de Kiputz IX (Mutriku, Gipuzkoa) 162

O'Dogherty, L., Guex, J., Carter, E.S., Goričan, Š., Dumitrica, P. y De Wever, P.
Tendencias evolutivas en radiolarios mesozoicos 163

Ortega, F., Sanz, J.L., Barroso-Barcenilla, F., Cambra-Moo, O., Escaso, F., García-Oliva, M., Marcos Fernández, F., Pérez García, A., Segura, M. y Torices, A.
Macrovertebrados del Cretácico Superior de "Lo Hueco" (Fuentes, Cuenca) 165

Pascual, A., Martín-Rubio, M., Rodríguez-Lázaro, J. y Martínez García, B.
Foraminíferos y ostrácodos de medios transicionales: estuario, marismas y dunas costeras de Noja (Cantabria) 167

Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Martín-Rubio, M., Martínez García, B., Jouanneau, J.M. y Weber, O.
Contribución al conocimiento de la dinámica sedimentaria en la plataforma vasca: datos aportados por los foraminíferos y ostrácodos 169

Peñalver, E., Rodrigo, A. y Barrón, E.
La exposición Insectos en ámbar: atrapados en el tiempo *(Museo Geominero, IGME): importancia de las exposiciones temporales en la divulgación de investigaciones paleontológicas* 171

Pérez García, A. y Sánchez Chillón, B.
Los grandes reptiles antediluvianos de las colecciones del MNCN 173

Pérez García, A., Murelaga, X. y Gasulla, J.M.
Una nueva tortuga (Chelonii, Eucryptodira) del Cretácico Inferior (Aptiense) de Morella (Castellón) 175

Pérez García, A., Ortega, F. y Murelaga, X.
Sobre la presencia del género Elochelys (Chelonii, Bothremydidae) en la Península Ibérica 177

Pérez-Rama, M., Fernández-Mosquera, D. y Grandal-d'Anglade, A.
Desarrollo ontogenético en el oso de las cavernas mediante el estudio de isótopos estables 179

Pérez-Valera, J.A. y Barroso-Barcenilla, F.
Introducción al análisis morfológico de los ammonites del Ladiniense (Triásico Medio) en el sector oriental de la Cordillera Bética, España 180

Pesquero, M.D., Siliceo, G., Bárez, S., Salesa, M.J. y Morales, J.
"El Cañaveral": un nuevo yacimiento del Aragoniense medio de Madrid 182

Rabal-Garcés, R. y Cuenca-Bescós, G.
Marcas de carnívoros en Ursus spelaeus *(Mammalia) del Pleistoceno Superior de Coro Tracito (Tella, Huesca)* 184

Rofes, J. y Cuenca-Bescós, G.
Nuevo género de sorícido fósil en la Gran Dolina (Atapuerca, Burgos, España) 186

Royo-Torres, R. y Cobos, A.
Vértebra cervical de Pliosauridae indet. (Albiense-Cenomaniense) de Jabaloyas (Teruel) 187

Royo-Torres, R., Cobos, A. y Alcalá, L.
Primeros restos directos de dinosaurios en la Sierra de Albarracín (Teruel) 189

Ruiz-Omeñaca, J.I., Piñuela, L. y García-Ramos, J.C.
Primera evidencia de dinosaurios diplodocinos (Sauropoda: Diplodocidae) en el Jurásico Superior de Asturias (Noreña)..... 191

Ruiz Zapata, M.B., Ortega, A.I., Dorado, M., Valdeolmillos, A., Gil García, M.J., Carretero, J., Pérez-González, A. y Arsuaga, J.L.
Clima y vegetación durante el Pleistoceno Superior y Holoceno en el yacimiento del Portalón de Cueva Mayor (sierra de Atapuerca, Burgos) 193

Salesa, M.J., Peigné, S., Antón, M. y Morales, J.
Un nuevo Amphicyonidae (Mammalia: Carnivora) del Vallesiense de España 194

Sánchez-Ferris, E.J., Fierro, I., Caracuel, J.E. y Marín-Ferrer, J.M.
El modelo de valoración patrimonial del Proyecto FOPALI (Fósiles y Patrimonio de Alicante) 196

Sanz, J.L., Ortega, F., Chiappe, L.M., Meseguer, J., Sanz-Andrés, F.A., Pérez-Grande, I. y Franchini, S.
Estructuras de sustentación en el vuelo del ave jurásica Archaeopteryx 197

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. & Perret-Mirouse, M.-F.
Conodonts close to Gnathodus delicatus *from the upper Tournaisian of the Iberian Peninsula and British Isles* 199

Sender, L.M., Diez, J.B., Pons, D., Villanueva-Amadoz, U. y Ferrer, J.
Las floras fósiles del Cretácico Inferior (Albiense) de la provincia de Teruel: implicaciones paleoclimáticas y paleogeográficas 201

Sevilla, P., Fernández-Jalvo, Y., King, T. & Yepiskoposyan, L.
New Excavations at Azokh Cave (Ngorno Karabagh, Caucasus). First results on the study of the fossil bats 203

Torcida Fernández-Baldor, F., Ruiz-Omeñaca, J.I., Pereda Suberbiola, X., Maisch, M.W., Izquierdo, L.A., Huerta, P., Contreras, R., Montero Huerta, D., Pérez Martínez, G., Urién Montero, V. y Welle, J.
La colección de restos de dinosaurios del Cretácico Inferior de Salas de los Infantes (Burgos, España) depositada en el Institut und Museum für Geologie und Paläontologie *de Tübingen (Alemania)* 205

Torices, A. y López-Martínez, N.
Variabilidad ontogenética en dientes aislados de dinosaurios terópodos 207

Torices, A., Barroso-Barcenilla, F., Cambra-Moo, O., García-Oliva, M., Marcos Fernández, F., Sanz, J.L. y Segura, M.
Estudio preliminar de los dientes de terópodo del Cretácico Superior de "Lo Hueco" (Fuentes, Cuenca) 209

Torregrosa, V., Martín Serra, A. y Palmqvist, P.
Análisis de la morfología y resistencia de los caninos de los grandes félidos 211

Turrero, P., García-Vázquez, E., Álvarez-Laó, D., Arbizu, M. y Adán, G.
Los peces como recurso en el norte de la Península Ibérica durante el Paleolítico superior 213

Turrero, P., Menéndez, M., Arbizu, M. y Adán, G
Grandes mamíferos cuaternarios de la Cueva de La Güelga 215

Usera, J. y Alberola, C.
Una revisión de los taxones de foraminíferos del Paleógeno descritos por Guillermo Colom (1900-1993) 217

Villanueva-Amadoz, U., Pons, D., Diez, J.B., Sender, L.M. y Ferrer, J.
Registro de granos de polen de angiospermas durante el Albiense-Cenomaniense en el NE de España 219

Zamora, S. & Rahman, I.
A new cinctan from the Middle Cambrian of Spain and the evolution of torsion in stem group Echinodermata 221

Comunicaciones. Simposio PICG 493

Gámez Vintaned, J.A. & Pillola, J.G.
Astropolichnus hispanicus*: a death or life trace?* 225

Zhuravlev, A.Yu., Gámez Vintaned, J.A. & Liñán, E.
The problem of early bilaterian evolution 227

Zhuravlev, A.Yu., Bauluz, B., Gámez Vintaned, J.A., Liñán, E., Gozalo, R., Zamora, S. & Esteve, J.
A new pane for the Cambrian taphonomic window: Preservation of fossils in the Mesones Group, Cadenas Ibéricas, Spain 229

Comunicaciones. Simposio PICG 499

Fernández-Martínez, E., Fernández, L.P., García-Alcalde, J.L., López-Alcántara, A. Méndez-Bedia, I., Soto, F., Truyols-Massoni, M. y Vera de la Puente, C.
Impacto sobre las faunas de corales y braquiópodos ligado al Evento Zlichoviense superior en la sección de La Vid de Gordón (Zona Cantábrica) 233

Fernández-Martínez, E., Méndez-Bedia, I., Soto, F. & Fernández, L.P.
Palaeobiogeographic affinities of the reef faunas from the earliest Pragian in the Cantabrian Zone (NW Spain) 235

García-Alcalde, J.L.
Terebratúlidos (braquiópodos) del Devónico de la Cordillera Cantábrica (N de España) 237

Gouwy, S., Liao, J.-C. & Valenzuela-Ríos, J.I.
Conodonts of the Middle Devonian and Frasnian deposits of the Villech section (Spanish Central Pyrenees), preliminary results 239

Liao, J.-C. y Valenzuela-Ríos, J.I.
El registro de conodontos del Givetiense en el Pirineo Central Español: correlación con la biozonación estándar 240

Martínez-García, E. & García-Alcalde, J.L.
La estratigrafía del Carbonífero basal de la Unidad de Ponga (Asturias, Macizo Ibérico) 242

Pardo Alonso, M.V.
El "nivel de monstruos" de Guadalperal, una fauna de braquiópodos singular en el Emsiense del sinclinal de Almadén (Devónico, Zona Centroibérica, España) 244

Comunicaciones. Simposio PICG 503

Jiménez-Sánchez, A.
Sobre los briozoos del Katiense (Ordovícico Superior) de las Cadenas Ibéricas 249

Reyes-Abril J.A., Villas, E. y Gutiérrez-Marco, J.C.
Braquiópodos de la familia Orthidae de la Zona Centroibérica (Oretaniense, Ordovícico Medio) 251

Sendino, C. & Van Iten, H.
First record of conulariids from the Budleigh Salterton Pebble Beds 253

Sumrall, C.D. y Zamora, S.
Cruzando el océano Rheico: Las faunas de edrioasteroideos del Ordovícico de Marruecos 254

Comunicaciones. Simposio PICG 506

Barrón, E., García-Ramos, J.C., Piñuela, L. y Ruiz-Omeñaca, J.I.
Aspectos palinológicos de la Formación Vega (Ribadesella). Jurásico Superior de Asturias 259

Comas-Rengifo, M.J., García Joral, F., Goy, A. y Rodrigo, A.
Los Rhynchonellida (Brachiopoda) del Jurásico inferior en la costa de Asturias (España) 261

Delvene, G., Piñuela, L., García-Ramos, J.C. y Ruiz-Omeñaca, J.I.
Los principales grupos de bivalvos del Jurásico Superior de Asturias 263

Gómez, J.J., Canales, M.L., Ureta, S. y Goy, A.
Cambios en las asociaciones de foraminiferos y ammonoideos y su relación con las variaciones climáticas durante el tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio en la Cuenca Vasco-Cantábrica (N de España) 265

Márquez-Aliaga, A., Damborenea, S. & Goy, A.
Rhaetian and Hettangian bivalves from the Triassic-Jurassic boundary beds in Asturias and Palencia 267

Márquez-Aliaga, A., López-Gómez, J., Márquez, L., Plasencia, P. y Ros, S.
El Triásico Medio (Anisiense) en facies Muschelkalk de Serra, Valencia 269

Meléndez, G., Atrops, F. & Ramajo, J.
Ammonite successions and biostratigraphy of Kimmeridgian and lowermost Tithonian from the Calanda region (NE Iberian Range, Spain) 271

Plasencia, P., Márquez-Aliaga, A., Botella, H. y Ros, S.
Estudio paleontológico del Triásico Medio de la sección de Bugarra (Valencia): implicaciones paleogeográficas 273

Sandoval, J., Yañez, J. de D. y Checa, A.
El Calloviense (Jurásico medio) en la Sierra de Estepa, provincia de Sevilla, Cordillera Bética 275

Índice de autores 277

Conferencias invitadas

Walking on a volcano: Middle Pleistocene human footprints preserved in a volcanoclastic deposit of Southern Italy

Avanzini, M.[1], De Angelis, M.[2], Mietto, P.[2], Panarello, A.[2], Santello, L.[2] & Rolandi, G.[3]

1: Museo Tridentino di Scienze Naturali. Via Calepina, 14. I-38100 Trento. Italy. avanzini@mtsn.tn.it
2: Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università degli studi di Padova. Via Giotto, 1. I-35137 Padova. Italy. marcusdeangelis@tin.it, mietto@unipd.it, adolfo.panarello@unicas.it, lisa.santello@unipd.it
3: Dipartimento di Scienze della Terra, Università Federico II. Largo San Marcellino, 10. I-80138 Napoli. Italy. giuseppe.rolandi@unina.it

Introduction

For ages people from the "Foresta" area (Municipality of Tora, in the Province of Caserta) have always explained the strange footprints on the volcanic rock of the Roccamonfina by attributing them to an uncanny walker; someone able to walk on the burning lava without burning his own feet. The same people, have identified the supernatural figure as the 'devil', giving rise the legend of the "ciampate del diavolo" (the "devil's trails") (Panarello, 2005a; 2005b).

In 1986, Alfredo Iulianis suggested the possibility that those footprints could be human and left by an ancient warrior of historical age (Iulianis, 1986).

In August 2001 two of the writers (M.D.A and A.P.) visited the site and realizing the true palaeontological meaning of the "devil's trails" initiated the first scientific study of the traces. Preliminary studies have revealed that those mysterious footprints are in fact tracks left by several human trackmakers in a volcanic deposit sealed by a pyroclastic flow (Mietto *et al*., 2003; Panarello, 2005a, 2005b; Santello 2006).

The trackmakers walked there probably about 350,000 years ago.

Geological setting

Roccamonfina volcano is located on the western side of the Southern Italian coast within the potassic volcanoes of the Roman Comagmatic Province (Appleton, 1972). The volcano base has a diameter of 18-20 km with a collapsed sector in the northern area, forming a small caldera (Fig. 1). Giannetti (1979) subdivided the history of the volcano in two phases. The first phase of the volcanic activity of Roccamonfina goes from 1.54 to 0.34 Ma and formed a stratocone with a basal diameter of about 20 km. The highest part of the stratocone collapsed during this stage forming an approximatly elliptic caldera of 5.5-6.5 km in diameter (Ballini *et al*., 1989). After the collapse event, the activity went on between 0.385 and 0.335 Ma with deposition of a thick ignimbritic succession which was called the "Brown Leucititic Tuff" BLT.

In the second phase of activity (between 0.327 and 0.230 Ma) the petrology and geochemistry of the erupted volcanic products underwent a change in the composition. The most recent activity was characterized by the eruption of small & medium size pyroclastic flows (Luhr & Giannetti, 1987). Finally, an effusive activity localized along the fractures of the main caldera gave rise to the lava domes of Mt St.Croce and Lattani and numerous intracalderic trachybasaltic lava flows. The lava dome of Mount St. Croce is 0.155 Ma old and represents the youngest activity within the caldera.

The tracks occur on a single pyroclastic flow unit surface, which can be ascribed to the volcanic formation of BLT (0.385-0.335 Ma) (Mietto *et al*., 2003; Santello, 2006).

The pyroclastic flow is zeolite-rich and was probably emplaced at a relatively lower temperature (<600° C), forming a non-welded pyroclastic deposit, as shown by the absence of

well developed zone of primary welding. The pyroclastic flow deposits preserve evidence of an incipient process of low temperature mineral neoformation. This process formed zeolite minerals of the chabasite group. The minerals gave rise to the complete lithification of the deposit making possible, as a consequence, the preservation of the footprints for such a long time.

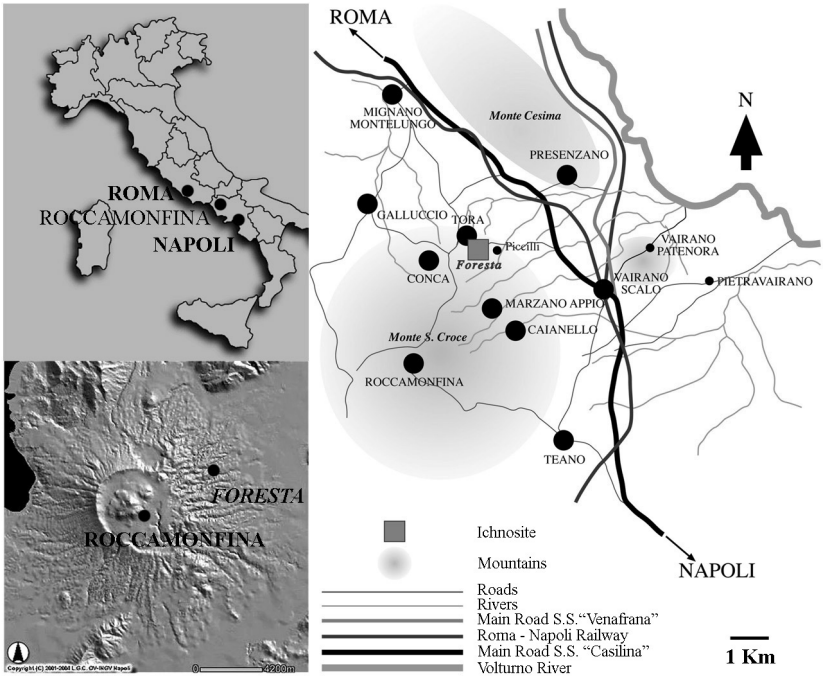


Figure 1. The Roccamonfina Volcano. The highest part of the stratocone collapsed during the first stage of activity forming an approximative elliptic caldera 5.5-6.5 km in diameter. After the main collapse event, the activity went on between 0,385 and 0,335 Ma with thick ignimbritic succession (Brown Leucititic Tuff) recognisable on the western side of the volcano.

Ichnologic description

The tracks occur on a surface of 2000 m^2 and descend a slope that, unlike the common track bearing surfaces, reveals evidence that the surface was quite steep - up to 80º (Fig. 2).

There are recognisable tree main trackways labelled A, B and C and several other incomplete or poorly preserved trackways and isolated footprints. The tree main trackways have the same average direction but different stride patterns (Fig. 3).

Trackway A is 13.40 m long and consists of 27 footprints with a difference in height of 4.26 metres. The slope is crossed in three straight-line segments broken by sharp curves.



Figure 2. Roccamonfina Volcano, Foresta. Panoramic view of the trampled surface with the visiting structures.

Trackway B is 8.60 m long and consists of 19 footprints with a difference in height of 2.91 m. The slope is crossed in a single straight-line segment which curves approximately 45° to the right close to the last 5 footprints in the direction of travel of the trackmaker.

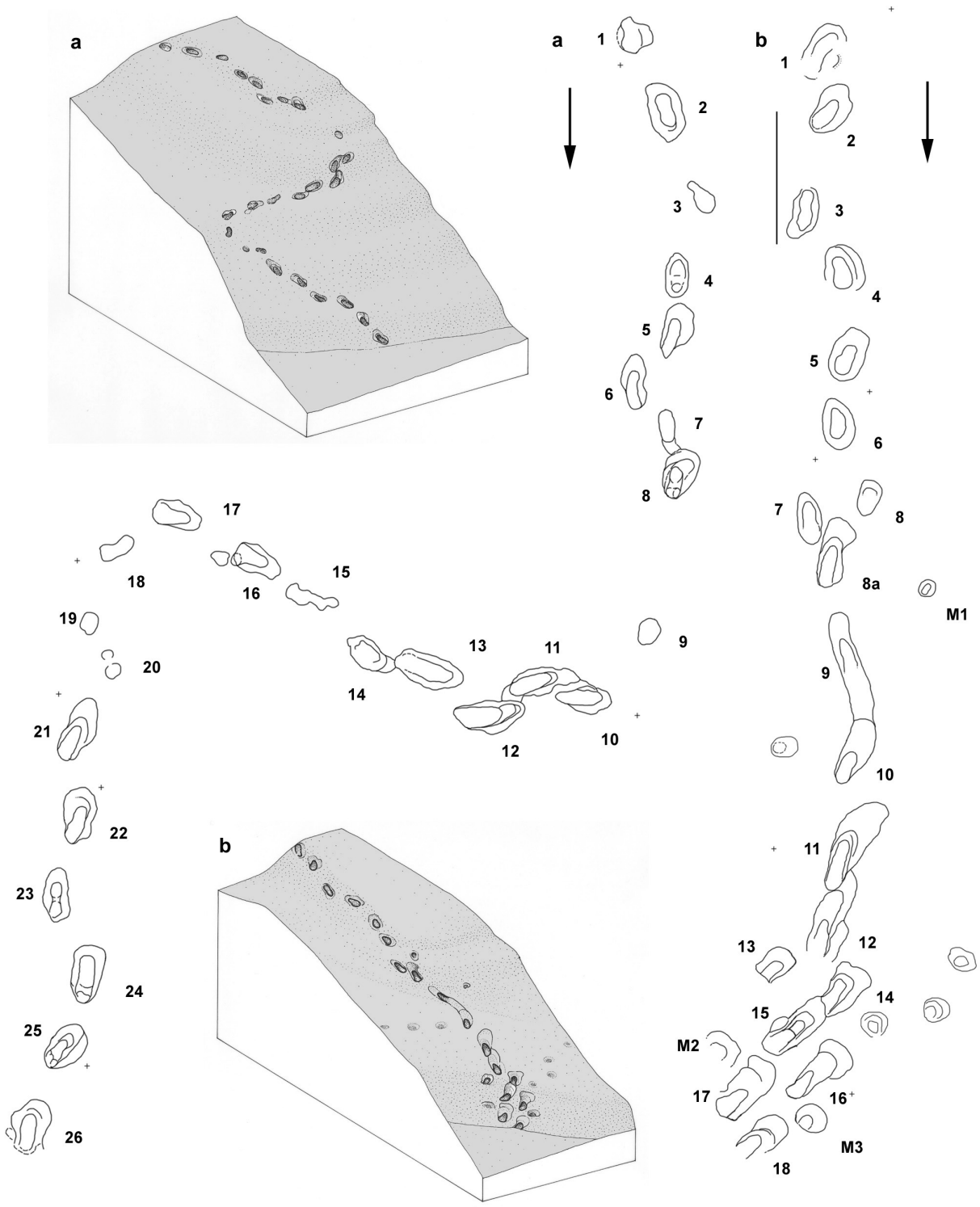


Figure 3. Roccamonfina Volcano, Foresta. Graphic sketch of trackways A and B.

Trackway C, in a straight line with a total length of 9.98 m, is separated into two parts by a section covered by detritus of 5.98 m. It consists of 10 footprints with a difference in height of 2.56 m.

All the trackways are narrow with an oblique pace of about 60 cm and a stride of about 120 cm. Pace angulation varies between 160° to about 90°. The foot angle (rotation from trackway axis) varies from -5° (inward) to 20° (outward). The overall mean left and right foot angles in Roccamonfina sample are 5° +/- 8°. The external trackway width is about 15 cm (Fig. 3).

The footprints are entaxonic, plantigrade, and about 24 cm long. They are short and very broad.



Figure 4. Roccamonfina Volcano, Foresta; trackway A. General view; close up view of the footprints 10-14; close up view of the footprints 17-19; close up view of footprint 8.

The distal part of the footprints sometimes preserves smaller depressions that can be interpreted as the impressions of the metatarsal-phalangeal articulations or, in some cases, of toes I - V. Toe I is slightly flexed with the medial margin that shows a pronounced convexity in the posterior section. Like the typical barefoot *Homo sapiens* the Roccamonfina trackmaker shows a gap between the hallux and pedal digit II.

The ball impressions have oblique principal axes that run anteromedially towards the base of what is assumed to be the big toe. The degree of roundness to the contour and the length of the lateral ball margin varies according to the amount of weight pressure placed on that part. The medial margin is short with a pronounced convexity; the medial one is moderate with a moderate convexity.

Although the plantar surface of the footprint is generally flat, in several examples the central part is slightly raised showing the heel-arch juncture. The arch width is moderate, the medial margin is concave and, in the central part, nearly parallel to the footprints' longitudinal axis.

The heel is subcircular and broad. The medial, lateral and posterior margins show a pronounced convex curvature (Fig. 4).

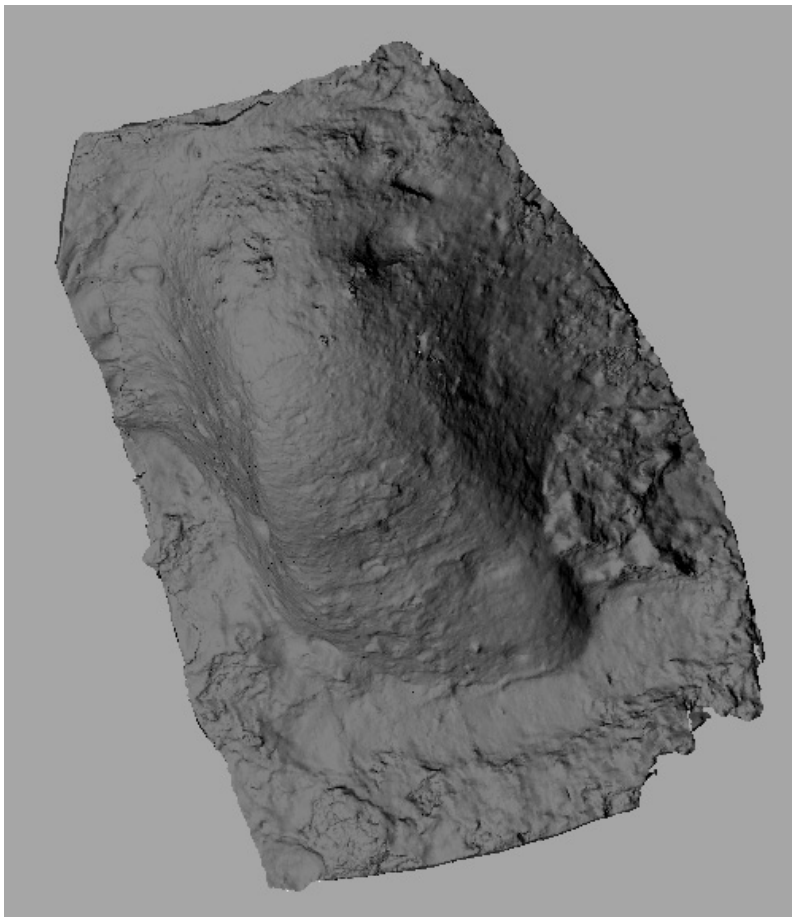


Figure 5. Roccamonfina Volcano, Foresta. Laser scanner relief of a footprint of trackway A (A25).

Discussion

The locomotor pattern displayed by the trails of hominid footprints is still under study, but it is immediately evident that the Middle Pleistocene hominids at Roccamonfina had a fully bipedal and free-standing gait with the use of arms only for supporting or regaining balance in very steep areas.

According to previously known data and formulae (Grieve & Gear, 1966; White, 1980; Charteris *et al*., 1982) and using the global average ratio of foot length/height of 15.5%, all the trackways indicate adult individuals who were no taller than 1.56 m. The speed of the trackmakers calculated by the method of Alexander (1984) is 1.09 m/s.

The dating of the trackways to the Middle Pleistocene, although provisional, suggests they are the only available documentation of human tracks from this period. No comparison could be made with the poorly preserved and isolated footprint discovered in the Terra Amata site in France (De Lumley *et al*., 1976) or with the probable human track found in a volcanic ash substrate at a site near Demirkopru, Turkey, dated at about 250 kyr (Barnaby, 1975). The short series of poorly-preserved footprints discovered at Langebaan Lagoon (South Africa) is similar to those described herein in that preservation was on a sloping surface, which in this case represents an ancient sand dune deposit, dated at about 117 kyr (Gore, 1997; Roberts & Berger, 1997). However, it is difficult to compare their morphology because of their shallow impression and poor preservation.

If dating constraints are correct (i.e., 0.385-0.335 Ma), the Roccamonfina trackways are the oldest known in Europe, and a rare example of Paleolithic tracks preserved in a subaerial, rather than subterranean setting. The implication is that these tracks were made by a *pre-sapiens* species. Due to their potential in preserving evidence of behaviour, these tracks provide unique insight into the activities of some of the earliest known Europeans (Fig. 5).

References

Alexander, R.Mc.N. 1984. Stride length and speed for adults, children, and fossil hominids. *American Journal of Physical Anthropology* **63**, 23-27.

Appleton, J.D.1972. Petrogenesis of potassium rich lavas from the Roccamonfina volcano Roman Region, Italy. *Journal of Petrology* **13**, 425-456.

Ballini, A., Frullani, A.& Mezzetti, F. 1989. La fomazione piroclastica del tufo trachitico bianco (White Trachytic Tuff-WTT auctorum). *Bollettino Gruppo Nazionale Vulcanologia* **2**, 557-574

Barnaby, W. 1975. (Note without title). *Nature* **254**, 553.

Charteris, J., Wall, J.C. & Nottrodt J.W. 1982. Pliocene hominid gait: new interpretations based on available footprint data from Laetoli. *American Journal of Physical Anthropology* **58**, 13-144.

De Lumley, H., De Lumley, M.A., Miskovsky, J.C. & Renault-Miskovsky, J. 1976. Le site de Terra Amata. In: *Sites paléolitiques de la région de Nice et grotte de Grimaldi, Livret-guide de l'excursion B1, IX° Congrés U.I.S.P.P.* (Ed. H. De Lumley). Nice, 53-54.

Giannetti, B. 1979. Studio geologico-petrografico della caldera del vulcano di Roccamonfina (Italia Centro-meridionale). *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia* **100**, 311-374.

Gore, R. 1997. Tracking the first of our kind. *National Geographic Magazine* **192(3)**, 92-99.

Grieve, D.W. & Gear, R.J. 1966. The relationship between length of stride, step, frequency, time of swing and speed of walking for children and adults. *Ergonomics* **5**, 379-399.

Iulianis, A. 1986. *Tora e Piccilli. Storia, tradizioni e immagini.* Nuove Edizioni ci.esse.ti., Napoli, 122 pp.

Luhr, J.F. & Giannetti, B.1987. The Brown Leucititic Tuff of Roccamonfina volcano (Roman Region, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 420-436.

Mietto, P., Avanzini, M. & Rolandi, G. 2003. Human footprints in a Pleistocene volcanic ash. *Nature* **422**, 133.

Panarello, A. 2005a. Le "Ciampate del diavolo" fra leggenda e realtà. In: *Terra filiorum Pandulfi IV* (Ed. A. Panarello). Intergraphica, Vairano Scalo, 7-29.

Panarello, A. 2005b. *Le impronte umane fossili di "Foresta": per una lettura storica del sito e una corretta interpretazione della scoperta scientifica.* Intergraphica, Vairano Scalo, 15 pp.

Roberts, D. & Berger, R.L. 1997. Last interglacial (c.117 kyr) human footprints from South Africa. *South African Journal of Science* **93**, 349-350.

Santello, L. 2006. *Aspetti stratigrafci del vulcano di Roccamonfina (Caserta)*. Tesi di Laurea. Università degli studi di Padova, A.A. 2005-2006, 163 pp. (unpublished).

White, T.D. 1980. Evolutionary implications of Pliocene hominid footprints. *Science* **208**, 175-176.

Principales hitos en la historia de la Icnología

Gámez Vintaned, J.A.

Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. España. gamez@unizar.es

El objeto de esta conferencia es resumir los acontecimientos fundamentales que jalonan la historia de la Icnología como ciencia, con un mayor énfasis en la icnología de invertebrados. Otros resúmenes de este tipo se pueden encontrar en Osgood (1970) y en Häntzschel (1975), ambos orientados al conjunto de la Icnología; y en Hasiotis & Bown (1992) un certero y sucinto repaso histórico por la icnología continental de invertebrados. Una visión del estado de la Icnología hace ya algunos años y de las vías futuras de desarrollo se recoge en Seilacher (1992).

La Icnología es una ciencia natural cuyos inicios se remontan (dejando aparte algunas citas de coprolitos en el s. XVII) a principios del s. XIX. Según se argumenta a continuación, el término **icnología** (*ichnology*) fue propuesto por Buckland (1836) para denotar la disciplina que se encargaba del estudio de las icnitas. El término procede del griego *ιχνος* (ijnos), huella, y *λογος* (logos), tratado, y en la más estricta etimología trataría de las huellas dejadas por los organismos.

Tan temprano como en 1886, Winkler (1886) elaboró la –posiblemente– primera recopilación de bibliografía icnológica, reuniendo las contribuciones aparecidas entre 1828 y 1886. En ella Winkler (*op. cit*.: p. 313) citó a Buckland como introductor del término *ichnology*, si bien sin especificar en cuál de sus obras lo hizo. Muy probablemente Buckland lo introdujo en su contribución al conjunto de tratados sobre ciencias diversas llamado "*The Bridgewater Treatises on the Power, Wisdom and Goodness of God as manifested in the Creation*". Buckland fue el autor del tratado sobre Geología y Mineralogía, que constó de dos volúmenes y cuya primera edición apareció en 1836, la segunda en 1837 y la tercera en 1858. El término *ichnology* no aparece, con seguridad, en el volumen segundo de la segunda edición. Por otra parte, si tenemos en cuenta la fecha y el título del libro de Jardine (1853: "*The ichnology of Annandale, [...]*"), hemos de concluir que muy probablemente el término *ichnology* apareció en el volumen primero de la primera edición de la citada obra de Buckland (1836).

Puede afirmarse que la Icnología nació como disciplina científica con los trabajos de Buckland (1829, 1836) y de Hitchcock (1837, 1844; quien cambia a veces el término "*ichnology*" por el de "*ichnolithology*"). Autores coetáneos o ligeramente posteriores, como Dawson (p. ej., 1864), James (p. ej., 1884) y Nicholson (1873) en Norteamérica, y como Nathorst (p. ej., 1881) en Europa, contribuyeron sustancialmente a la expansión de la nueva ciencia aportando, entre otras, acertadas interpretaciones icnológicas para los "fucoides", unos fósiles considerados hasta entonces como algas o plantas por influyentes autores como Brongniart (p. ej., 1823), Hall, Heer, Lebesconte, Saporta y Delgado. La interpretación icnológica fue incorporada por Fuchs (1895) a su revisión sobre este tipo de fósiles, que fue una de las primeras en la historia de la Icnología.

Los intentos para regular la nomenclatura icnotaxonómica fueron muy tempranos, en sintonía con una ciencia emergente. Jardine (1853) fue el primero en proponer nombrar las pistas (en este caso de vertebrados) con un nombre terminado en *-ichnus*, para diferenciarlo de los nombres de los fósiles corporales. Pero, curiosamente, el primer icnogénero nombrado siguiendo esta norma fue *Cochlichnus* Hitchcock, 1858, una pista de reptar meandriforme producida por invertebrados. Más modernamente, Seilacher (1953a: 446) y Häntzschel (1962: p. W182) hicieron la misma propuesta para todo tipo de icnofósiles.

Tras el inicio del s. XX, los estudios icnológicos recibieron un nuevo impulso gracias, sobre todo, a los trabajos del alemán O. Abel y sus alumnos. Abel fue el introductor del término *Lebensspur* (Abel, 1912); investigó en icnitas de Europa y Norteamérica y llevó a cabo una

extensa recopilación icnológica cubriendo todos los campos de la disciplina (1935). Entre la década de 1920 y el comienzo de la II Guerra Mundial, los alumnos de Abel –en especial R. Richter– recogieron abundantes observaciones neoicnológicas en las llanuras mareales del mar del Norte, trabajando en la estación geológico-marítima *Forschungsanstalt Senckenberg* en Wilhelmshaven ("*Senckenberg am Meer*"), y las compararon con ejemplos fósiles alemanes (Richter, 1924, entre otros). Estos trabajos fueron continuados por los colaboradores de Richter, sobre todo W. Häntzschel (entre 1934 y 1956) y W. Schäfer (entre 1938 y 1953), y más tarde también por H.-E. Reineck (entre 1956 y 1958). Además, estos autores contribuyeron al establecimiento de conceptos icnológicos fundamentales, como los de **bioturbación** (Richter, 1936, 1952), **bioestratificación** (Schäfer, 1952) y **biodeformación** (Schäfer, 1956), ampliando la base conceptual dibujada previamente por Krejci-Graf (1932).

Richter (1928) fue el primer autor que aplicó conceptos etológicos al estudio de las pistas fósiles, al reconocer que los icnogéneros *Helminthoida* y *Nereites* reflejaban reacciones de homostrofia y tigmotaxia en los comportamientos de sus productores. Este trabajo dio lugar al nacimiento de lo que se ha dado en llamar Paleopsicología (Richter, 1955).

Tras un estancamiento de varias décadas, la paleoicnología de vertebrados se vio revitalizada en Europa por Abel (1912, 1935), Schindewolf (en la década de 1920) y Linck (en la de 1940), en Norteamérica por Gilmore (en la década de 1920) y Peabody (en la de 1940), y bastante más tarde en Sudamérica por Casamiquela (en la de 1960). En la década de 1950 el italiano Leonardi comenzó sus trabajos sobre icnitas, que continuaría después en Sudamérica, culminando recientemente con sus monografías de 1987 y 1994.

La monografía del francés Lessertisseur (1955) tuvo considerable interés, pues sintetizaba numerosos aspectos de la paleoicnología de invertebrados y vertebrados y fue el inicio de la difusión de las primeras contribuciones de A. Seilacher, que acababan de ver la luz en Alemania.

En efecto, en la década de 1950 comenzaron a aparecer los trabajos del alemán Adolf Seilacher, que pusieron, a lo largo de dos décadas, las bases conceptuales y metodológicas para el mayor salto cualitativo en la historia de la ciencia icnológica, convirtiéndose de esta manera en el padre de la Icnología moderna. Continuando la línea establecida en Alemania antes de la II Guerra Mundial, incorporó en sus primeros trabajos (década de 1950) numerosas observaciones neoicnológicas, que aprovecharía para ilustrar sus modelos desde una doble vertiente, antigua y moderna. Su primera aportación decisiva consistió en sistematizar los icnofósiles desde el punto de vista de su **comportamiento**, con una clasificación cuya simplicidad y utilidad en las reconstrucciones paleoecológicas hicieron que pronto fuera ampliamente utilizada (Seilacher, 1951; 1953a, 1953b). En esa época introdujo términos y conceptos esenciales, como los de "icnogénero", "icnoespecie", "relieve completo", "semirrelieve", "relieve hendido", "relieve de límite", "epirrelieve" e "hiporrelieve" (1953a), "contenido fósil" e "icnofacies" (1954), "icnofósil" (1956), y otros menos utilizados como "icnoespectro".

Fue pionero en resaltar los cambios icnológicos producidos en el tránsito Precámbrico/Cámbrico (Seilacher, 1956; véase también Seilacher & Pflüger, 1994), y en apuntar la utilidad bioestratigráfica de algunos icnofósiles (1954, 1960). Estableció la primera correlación intercontinental con pistas (Seilacher & Crimes, 1969) y construyó una escala bioestratigráfica con las icnoespecies de *Cruziana* para los territorios del continente paleozoico de Gondwana (Seilacher, 1970; y posteriores).

Los trabajos de Seilacher sobre la paleoicnología de la facies *Flysch* (publicados entre 1954 y 1989) son referencia obligada, especialmente el de 1977 (b), que introdujo una sistematización morfológica (base para la icnotaxonomía moderna de este tipo de pistas) y un modelo paleobiológico predictivo admirables. A él se deben también observaciones pioneras sobre la estratificación paleoecológica de las comunidades antiguas a partir de sus pistas (1962,

1981), así como modelos evolutivos –ya clásicos– para las paleocomunidades (1977a) y para los patrones de comportamiento (1986), tanto en ambientes transicionales como marinos.

Pero, con toda probabilidad, su contribución más importante a la Icnología ha sido la introducción (1963), caracterización (1964a) y desarrollo (1967) del modelo de **icnofacies**, un concepto que permitió el verdadero despegue de esta ciencia como herramienta de análisis paleoambiental. Además, el trabajo de 1964 (a), editado en EE.UU., tuvo el valor especial de acercar la disciplina a aquel país y, junto con el de 1964 (b), servir de punto de partida para muchos icnólogos norteamericanos.

Sus trabajos han contribuido grandemente a la interpretación paleobiológica de los trilobites, basándose en las pistas que producían (Seilacher, 1955, 1970; entre otros). También a él se deben las primeras simulaciones mediante ordenador de patrones morfológicos en la formación de pistas (Raup & Seilacher, 1969). Asimismo, en la década de 1960 realizó incursiones en el campo de la bioerosión.

Las bases conceptuales y metodológicas establecidas por Seilacher multiplicaron la aparición de trabajos, lo que incrementó considerablemente el número de icnotaxones, no siempre suficientemente bien caracterizados. Todo ello exigía una puesta al día de los conocimientos. Fue W. Häntzschel quien, continuando en la laboriosa línea de Abel (1935), publicó una serie de obras recopilatorias sobre la icnotaxonomía de invertebrados, facilitando enormemente el trabajo en esta ciencia (Häntzschel, 1962, 1965, 1975; Häntzschel *et al*., 1968). Su consulta es, todavía hoy, obligada para el especialista.

Desde el comienzo de la década de 1960, la Neoicnología volvió a experimentar un fuerte avance, de nuevo con los trabajos de Reineck y de Schäfer, quienes profundizaron en las observaciones "actuopaleontológicas" en el mar del Norte hechas por ellos mismos y los otros autores alemanes en décadas precedentes. Quizá bajo esta influencia, tales estudios cobraron auge en las décadas de 1960 y 1970 también en la costa atlántica de EE. UU. gracias a autores como D.C. Rhoads, J.D. Howard y R.W. Frey. Todos estos trabajos condujeron a notables avances en la comprensión de las interacciones entre la fauna bentónica marina y el sustrato, diferenciándose ésta como una ciencia empírica (Schäfer, 1972; Reineck, 1978; McCall & Tevesz, 1982). Dando un salto cualitativo, la neoicnología de los fondos marinos abisales se abrió con el trabajo seminal de Bourne & Heezen (1965), para expandirse a partir de la década de 1970.

Pese a todo ello, todavía hoy existe gran desproporción entre el desarrollo alcanzado por la Paleoicnología y el de la Neoicnología. Además, aunque la experimentación neoicnológica puede aportar enriquecedores contrapuntos a las interpretaciones paleoetológicas y tafonómicas, apenas si está explotada. Curiosamente, los primeros experimentos neoicnológicos conocidos datan de los albores de la Icnología, pues en Winkler (1886: 251-252) se reproduce una carta de Buckland de diciembre de 1827 dando cuenta de sus experimentos con cocodrilos y tortugas para formar pistas, comparándolas con las del *Buntsandstein* de Cornockle-Muir, Inglaterra. Esta vía fue continuada por Darwin (1881) y por Nathorst (1881, 1886), y permitió a éste rebatir con fuerza las interpretaciones botanistas de los fucoides.

Frey (1971) realiza en esta su primera síntesis una introducción amplia a la Icnología, esbozando el potencial de los icnofósiles como fuente útil de información en Geología Sedimentaria. Además, realiza una significativa aportación al clasificar las **estructuras biogénicas** básicamente en tres grupos: de bioturbación, de bioestratificación y de bioerosión. Esta clasificación, pese a ser incompleta, constituye la base de los esquemas actuales de clasificación de estas estructuras (modificados por la introducción del concepto de "estructura etológica"; Gámez Vintaned & Liñán, 1996). Posteriormente, Frey (1973) realizaría la primera síntesis nomenclatural y conceptual consensuada en Icnología, evaluando una parte importante de los conceptos básicos de la disciplina. Para ello el autor hizo circular el manuscrito original entre 33 especialistas de 12 países, resultando en una aportación valiosa que sentó algunas bases para el salto cuantitativo que experimentaron los estudios icnológicos a partir de la década de

1970. Así, Frey tuvo un papel importante en la universalización de esta ciencia, merced al impacto que sus trabajos sintéticos tuvieron en la comunidad geológica de habla inglesa.

Los estudios de icnología sobre sustratos duros (bioerosión) comenzaron en la segunda mitad del s. XIX, pero su despegue no tuvo lugar hasta la década de 1960 (síntesis en Taylor & Wilson, 2003).

Pese a los citados tempranos intentos por regular las normas de nomenclatura icnológica, éstas no tuvieron estatus oficial hasta la publicación de la tercera edición del Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (International Comission on Zoological Nomenclature, 1985), incluidas también en la edición de 1999. Previamente, y en mayor o menor medida, varios autores aportaron sus puntos de vista sobre lo que debería ser un código de nomenclatura icnológica (Seilacher, 1964b; Sarjeant & Kennedy, 1973; Bromley & Fürsich, 1980; entre otros). Sin embargo, la inclusión de los icnofósiles en el *Código* apenas ha contribuido a solventar el problema de inflación taxonómica que sufre la Icnología desde sus orígenes. La razón está en la dificultad de encontrar bases icnotaxonómicas fácilmente aplicables y válidas para toda la variedad de elementos icnológicos, por la evidente necesidad de hacer análisis bioestratinómicos antes de elucidar el significado icnológico de un resto. Además, la jerarquización de dichas bases es dificultosa, si no imposible. En Icnología, debe tenerse presente que no siempre es nítida la frontera entre la mera descripción y la interpretación, y que la icnotaxonomía hecha sin esta última produce categorías de escaso significado paleobiológico. Pese a las dificultades, en los últimos años se han hecho intentos de delimitar bases icnotaxonómicas o icnotaxobases (Bertling *et al*., 2006; y autores anteriores). En esta situación, resultó importante la celebración del primer *Workshop on Ichnotaxonomy* en 1998 en Dinamarca.

A partir de la década de 1970, el número de publicaciones en Icnología –sobre todo de invertebrados– se multiplicó. Basten como muestra las al menos 18 monografías internacionales aparecidas, desde Crimes & Harper (1970) hasta Miller (2007). La utilidad de las pistas en la exploración petrolera ha dado lugar también a una monografía (Pemberton, 1992).

La década de 1980 ha visto surgir nuevos conceptos que han generado nuevos enfoques en el análisis paleoicnológico (introducidos en la literatura española por García-Ramos *et al*., 1989). Así, el concepto de "fábrica de bioturbación" (*bioturbation fabric*; Ekdale *et al*., 1984) dio lugar al de "índice de fábrica de bioturbación" (*ichnofabric index*; Droser & Bottjer, 1986), y éste al de "icnograma" (*ichnogram*; Bottjer & Droser, 1991). Estos dos últimos han permitido realizar aproximaciones semicuantitativas al fenómeno de la bioturbación de un modo sencillo y sobre el terreno (recordemos que evaluaciones cuantitativas de la bioturbación ya habían sido tratadas por Darwin [1881] y Reineck [1963]). El concepto de "estratificación paleoecológica" (*tiering*; Ausich & Bottjer, 1982), aplicado al bentos, ha permitido desarrollar un modelo de oxigenación de sustratos marinos basado en la distribución de sus icnofósiles (Savrda & Bottjer, 1989), dando lugar también al concepto de "icnogremio" (*ichnoguild*; Bromley, 1990). Por otra parte, el concepto de "icnoasociación" (Gámez Vintaned & Mayoral Alfaro, 1992) facilita estudiar los cambios en los ecosistemas.

Con la Icnología ya fuertemente consolidada como ciencia, apareció el primer libro de texto dedicado íntegramente a ella y realizado por un sólo autor (Bromley, 1990). Este manual aborda la disciplina desde una perspectiva biológica y actualista. Aportaciones significativas son la caracterización de los mecanismos de construcción de madrigueras, la aproximación a la icnotaxonomía introduciendo el concepto de "icnotaxobase" y la definición del concepto paleoecológico de "icnogremio" que ha abierto nuevas vías de estudio. Nuevos manuales sobre Icnología son el de Buatois *et al*. (2002) –el primero en español– y el de Seilacher (2007) –muy esperado desde hacía años por los especialistas.

Mención particular merecen las diferentes clasificaciones tipológicas de los icnofósiles aparecidas. Todas ellas se han caracterizado por utilizar, en mayor o menor medida, criterios interpretativos. De entre todas las clasificaciones generales abordadas, tan sólo la de Simpson

(1975: tab. 3.2) es estrictamente morfológica o descriptiva, y casi lo es también la de Vyalov (1966). A su vez, son notables los ensayos de sistematización morfológica de Fedonkin (1978) –para el tránsito Precámbrico/Cámbrico– y de Gong & Si (2002). Las clasificaciones de Lessertisseur (1955: tab. 5) y Horowitz (*in* Frey, 1971: 96), si bien son descriptivas en esencia, tienen sendas divisiones interpretativas en su base. Otras clasificaciones meramente morfológicas son la de Vassoevich (1953: 41) para las pistas fósiles del *Flysch* y la de Ewing & Davis (1967: 265-267) para pistas actuales de fondos marinos profundos. Pero, sin duda, las clasificaciones más utilizadas son las estratinómico-toponómicas (debidas a Seilacher [1953a, 1964a, b], Webby [1969] y Martinsson [1970]) y la etológica de Seilacher (1951, 1953a, 1953b; modificada y ampliada por Müller [1962] y enriquecida por sucesivos autores). La primera clasificación etológica (muy detallada pero de difícil aplicación) se debió a Krejci-Graf (1932).

El dinamismo de nuestra ciencia en las últimas décadas y su creciente tirón entre los investigadores quedan reflejados en reuniones como el *International Ichnofabric Workshop* –cuya primera edición se celebró en 1991 y que en el año 2009 llegará a su décima edición–. Hoy día la Icnología es una disciplina madura, como demuestran las dos ediciones celebradas del *International Congress on Ichnology* –la primera en 2004 y la última en Cracovia en septiembre de 2008, con más de 150 trabajos presentados–, y no hay duda de que tiene un esplendoroso futuro.

Referencias

Abel, O. 1912. *Grundzüge der Palaeobiologie der Wirbeltiere*. E. Schweizerbart, Stuttgart, 708 pp.

Abel, O. 1935. *Vorzeitliche Lebensspuren*. Gustav Fischer, Iena, 644 pp.

Ausich, W.I. & Bottjer, D.J. 1982. Tiering in suspension-feeding communities on soft substrata throughout the Phanerozoic. *Science* **216**, 173-174.

Bertling, M., Braddy, S.J., Bromley, R.G., Demathieu, G.R., Genise, J., Mikuláš, R., Nielsen, J.K., Nielsen, K.S.S., Rindsberg, A.K., Schlirf, M. & Uchman, A. 2006. Names for trace fossils: a uniform approach. *Lethaia* **39** (3), 265-286.

Bottjer, D.J. & Droser, M.L. 1991. Ichnofabric and basin analysis. *Palaios* **6** (3), 199-205.

Bourne, D.W. & Heezen, B.C. 1965. A wandering Enteropneust from the abyssal Pacific, and the distribution of "spiral" tracks on the sea floor. *Science* **150**, 60-63.

Bromley, R.G. 1990. *Trace Fossils: biology and taphonomy*. Special Topics in Palaeontology, 3, Unwin Hyman, London, 280 pp.

Bromley, R.G. & Fürsich, F.T. 1980. Comments on the proposed amendments to the International Code of Zoological Nomenclature regarding ichnotaxa. Z. N. (S.) 1973. *Bulletin of zoological Nomenclature* **37** (1), 6-10.

Brongniart, A.T. 1823. Observations sur les Fucoïdes, et sur quelques autres plantes marines fossiles. *Mémoires de la Société d'Histoire Naturelle de Paris* **1**, 301-321.

Buatois, L.A., Mángano, M.G. & Aceñolaza, F.G. 2002. *Trazas Fósiles. Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico*. Edición Especial MEF, n.º 2, Museo Egidio Feruglio, Chubut, 382 pp.

Buckland, W. 1829. On the discovery of coprolites, or fossil faeces, in the Lias at Lyme Regis, and in other formations. *Proceedings of the Geological Society of London* **11**, 141-143.

Buckland, W. 1836. *The Bridgewater Treatises on the Power, Wisdom and Goodness of God as manifested in the Creation. Treatise 6: Geology and mineralogy considered with reference to natural theology. Vol. I, Vol. II*. Williamm Pickering, London, xvi + 599 pp., vii + 128 pp.

Crimes, T.P. & Harper, J.C. (eds.) 1970. Trace Fossils. *Geological Journal Special Issue* **3**, 1-547.

Darwin, C. 1881. *The Formation of Vegetable Mould, Through the Action of Worms*. John Murray, London, 326 pp.

Dawson, J.W. 1864. On the fossils of the genus Rusophycus. *The Canadian Naturalist and Geologist,* new series **1**, 363-367, 458.

Droser, M.L. & Bottjer, D.J. 1986. A semiquantitative classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology* **56** (4), 558-569.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G. & Pemberton, S.G. 1984. Ichnology. The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short*

Course **15**, 1-317.

Ewing, M. & Davis, R.A. 1967. Lebensspuren photographed on the ocean floor. In: *Deep-Sea Photography* (Ed. J.B. Hersey). The John Hopkins University Oceanographic Studies, 3, The Johns Hopkins Press, Baltimore, 259-294.

Fedonkin, M.A. 1978. Ancient trace fossils and the ways of behavioural evolution of mud eaters. [En ruso.] *Palaeontological Journal* **12** (2), 106-112.

Frey, R.W. 1971. Ichnology-the study of fossil and recent lebensspuren. In: *Trace fossils, a field guide to selected localities in Pennsylvanian, Permian, Cretaceous, and Tertiary rocks of Texas, and related papers* (Ed. B.F. Perkins). *Lousiana State University, School of Geosciences, Miscellaneous Publications* **71-1**, 91-125.

Frey, R.W. 1973. Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology* **43** (1), 6-19.

Fuchs, T. 1895. Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. *Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften zu Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, Denkschriften* **62**, 369-448.

Gámez Vintaned, J.A. & Liñán, E. 1996. Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología* **11** (2), 155-176.

Gámez Vintaned, J.A. & Mayoral Alfaro, E. 1992. Primeras aportaciones a la Paleoicnología del grupo Murero (Cámbrico inferior-medio) en Murero. (Provincia de Zaragoza. Cadena Ibérica Occidental). *Geogaceta* **12**, 100-102.

García-Ramos, J.C., Valenzuela, M. & Suárez de Centi, C. 1989. Sedimentología de las huellas de actividad orgánica. In:*Sedimentología. Vol. II* (Ed. A. Arche). Nuevas Tendencias, 12, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 261-342.

Gong, Yi-Ming & Si, Yuan-Lan.2002. Classification and evolution of metazoan traces at a topological level. *Lethaia* **35** (3), 263-274.

Häntzschel, W. 1962. Trace Fossils and Problematica. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W (Miscellanea)* (Ed. R.C. Moore). Geological Society of America and University of Kansas Press, New York, Lawrence, W177-W245.

Häntzschel, W. 1965. *Vestigia invertebratorum et Problematica*. Fossilium Catalogus. I: Animalia, Pars 108. W. Junk, s'Gravenhage, 142 pp.

Häntzschel, W. 1975. Trace Fossils and Problematica. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W (Miscellanea. Supplement 1)* (Ed. C. Teichert). The Geological Society of America, Inc. and The University of Kansas, Boulder, Lawrence, 269 pp.

Häntzschel, W., El-Baz, F. & Amstutz, G.C. 1968. Coprolites. An annotated bibliography. *Geological Society of America Memoir* **108** 1-132.

Hasiotis, S.T. & Bown, T.M. 1992. Invertebrate trace fossils: the backbone of continental ichnology. In: *Trace Fossils* (Eds. C.G. Maples & R.R. West). *Short Courses in Paleontology* **5** 64-104.

Hitchcock, E. 1837. Fossil footsteps in sandstone and graywacke. *American Journal of Science* **32** 174-176.

Hitchcock, E. 1844. Report on ichnolithology or fossil footmarks. *American Journal of Science* **47** 292-322.

Hitchcock, E. 1858. *Ichnology of New England. A report on the sandstone of the Connecticut Valley, especially its fossil footmarks*. W. White, Boston, xii + 220 pp.

International Comission on Zoological Nomenclature. 1985. *International Code of Zoological Nomenclature*. 3rd edition. International Trust for Zoological Nomenclature in association with British Museum (Natural History), London, and University of California Press, Berkeley and Los Angeles, London, Berkeley, Los Angeles, 338 pp.

James, J.F. 1884. The Fucoids of the Cincinnati Group. Part 1. *The Journal of the Cincinnati Society of Natural History* **7** (3), 124-132.

Jardine, W. 1853. *The ichnology of Annandale, or illustrations of footmarks impressed on the New Red Sandstone of Cornockle Muir*. W. H. Lizars, Edinburgh, 17 pp.

Krejci-Graf, K. 1932. Definition der Begriffe Marken, Spuren, Fährten, Bauten, Hieroglyphen und Fucoiden. *Senckenbergiana* **14** (1/2), 19-39.

Leonardi, G. (ed.) 1987. *Glossary and Manual of Tetrapod Footprint Palaeoichnology*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, 75 pp.

Leonardi, G. 1994. *Annotated Atlas of South America Tetrapod Footprints (Devonian to Holocene)*

with an Appendix on Mexico and Central America. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, 247 pp.

Lessertisseur, J. 1955. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. *Mémoires de la Société géologique de France*, Nouvelle Série **74**, 1-150.

Martinsson, A. 1970. Toponomy of trace fossils. In: *Trace fossils* (Eds. T.P. Crimes & J.C. Harper). *Geological Journal Special Issue* **3**, 323-330.

McCall, P.L. & Tevesz, M.J.S. (Eds.) 1982. *Animal-Sediment Relations. The Biogenic Alteration of Sediments*. Plenum Press, New York, London, 336 pp.

Miller, W., III (Ed.) 2007. *Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, 611 pp.

Müller, A.H. 1962. Zur Ichnologie, Taxiologie und Ökologie fossiler Tiere. Teil 1. *Freiberger Forschungshefte* **C151**, 5-49.

Nathorst, A.G. 1881. Om spår af några evertebrerade djur m.m. och deras paleontologiska betydelse. [Sobre las pistas de algunos animales invertebrados y su importancia paleontológica.] *Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar* **18 (1880)** (7), 1-104.

Nathorst, A.G. 1886. Nouvelles observations sur des traces d'animaux et autres phénomènes d'origine purement mécanique décrits comme "Algues fossiles". *Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar* **21** (14), 1-58.

Nicholson, H.A. 1873. Contributions to the study of the errant annelides of the older Palaeozoic rocks. *Proceedings of the Royal Society of London* **21**, 288-290.

Osgood, R.G., Jr. 1970. Trace fossils of the Cincinnati area. *Palaeontographica Americana*, **6** (41), 277-444.

Pemberton, S.G. (ed.) 1992. Applications of Ichnology to Petroleum Exploration. ACore Workshop. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop* **17**, 1-429.

Raup, D. & Seilacher, A. 1969. Fossil foraging behaviour: computer simulation. *Science* **166** (3908), 994-995.

Reineck, H.-E. 1963. Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft* **505**, 1-138.

Reineck, H.-E. (ed.) 1978. *Das Watt. Ablagerungs- und Lebensraum*. Zweite, neuarbeitete und erweiterte Auflage. Senckenberg-Bücher, Frankfurt am Main, 185 pp.

Richter, R. 1924. Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. VII-XI. *Senckenbergiana*, **6** (3/4), 119-165.

Richter, R. 1928. Psychische Reaktionen fossiler Tiere. Helminthoiden und Nereiten als Fragen der Fährtenkunde an die Tierpsychologie. *Palaeobiologica* **1**, 225-244.

Richter, R. 1936. Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. II. Schichtung und Grund-Leben. *Senckenbergiana* **18** (3/4), 215-244.

Richter, R. 1952. Fluidal-Textur in Sediment-Gesteinen und über Sedifluktion überaupt. *Notizblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforschung (6)* **3**, 67-81.

Richter, R. 1955. Kunstform von Menschenhand oder versteinerte Tierwege? Die Antwort der Paläopsychologie. *Natur und Volk* **85** (11), 337-344.

Sarjeant, W. A.S. & Kennedy, W.J. 1973. Proposal of a code for the Nomenclature of Trace-Fossils. *Canadian Journal of Earth Science* **10**, 460-475.

Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. 1989. Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: Application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. In: *Biological paleoceanography: plankton, productivity and carbon in ancient marine systems* (Eds. D.L. Eicher & R. Diner). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **74** (1-2), 49-74.

Schäfer, W. 1952. Biogene Sedimentation im Gefolge von Bioturbation. *Senckenbergiana* **33** (1/3), 1-12.

Schäfer, W. 1956. Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband. *Senckenbergiana lethaea* **37** (3/4), 183-263.

Schäfer, W. 1972. *Ecology and Palaeoecology of Marine Environments*. The University of Chicago Press and Oliver & Boyd, Chicago, Edinburgh, 568 pp.

Seilacher, A. 1951. Zur Einteilung und Deutung fossiler Lebensspuren. *Auszug aus der Inaugural-Dissertation desselben Titels der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Eberhard-Karls-Universität in Tübingen*, 1-4.

Seilacher, A. 1953a. Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie. *Neues*

Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen **96** (3), 421-452.

Seilacher, A. 1953b. Studien zur Palichnologie II. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **98** (1), 87-124.

Seilacher, A. 1954. Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* **105 (Jahrgang 1953)** (2), 213-227.

Seilacher, A. 1955. IV. Spuren und Lebensweise der Trilobiten. In: Schindewolf, O.H. & Seilacher, A. (auts.) Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). *Akademie der Wissenschaften und der Literatur in Mainz, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen* **10**, 342-372.

Seilacher, A. 1956. Der Beginn des Kambriums als biologische Wende. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **103** (1/2), 155-180.

Seilacher, A. 1960. Lebensspuren als Leitfossilien. *Geologische Rundschau* **49** (1), 41-50.

Seilacher, A. 1962. Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. *The Journal of Geology* **70** (2), 227-234.

Seilacher, A. 1963. Lebensspuren und Salinitätsfazies. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalens* **10**, 81-94.

Seilacher, A. 1964a. Biogenic Sedimentary Structures. In: *Approaches to Paleoecology* (Eds. J. Imbrie & N.B. Newell). John Wiley & Sons, New York, 296-316.

Seilacher, A. 1964b. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, **3**, 253-256.

Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology* **5** (5-6), 413-428.

Seilacher, A. 1970. *Cruziana* stratigraphy of non-fossiliferous Paleozoic sandstones. In: *Trace fossils* (Eds. T.P. Crimes & J.C. Harper). *Geological Journal Special Issue* **3**, 447-476.

Seilacher, A. 1977a. Evolution of trace fossil communities. In: *Patterns of evolution, as illustrated by the fossil record* (Ed. A. Hallam). Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 5, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, 359-376.

Seilacher, A. 1977b. Pattern analysis of Paleodictyon and related trace fossils. In: *Trace fossils 2* (Eds. T.P. Crimes & J.C. Harper). *Geological Journal Special Issue* **9**, 289-334.

Seilacher, A. 1981. Towards an evolutionary stratigraphy. *Acta Geològica Hispànica* **16** (1-2), 39-44.

Seilacher, A. 1986. Evolution of behavior as expressed in marine trace fossils. In: *Evolution of Animal Behavior, Paleontological and Field Approaches* (Eds. M.H. Nitecki & J. Kitchell). Oxford University Press, New York, Oxford, 62-87.

Seilacher, A. 1992. Quo vadis, Ichnology? In: *Trace Fossils* (Eds. C.G. Maples & R.R. West). *Short Courses in Paleontology* **5**, 224-238.

Seilacher, A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer, Heidelberg, xiii + 226 pp.

Seilacher, A. & Crimes, T.P. 1969. "European" species of trilobite burrows in Eastern Newfoundland. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **12**, 145-148.

Seilacher, A. & Pflüger, F. 1994. From biomats to benthic agriculture: A biohistoric revolution. In: *Biostabilization of Sediments* (Eds. W.E. Krumbein, D.M. Paterson & L.J. Stal). Bibliotheks und Informationssystem der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg (BIS)-Verlag, Oldenburg, 97-105.

Simpson, S. 1975. Classification of trace fossils. In: *The Study of Trace Fossils. A Synthesis of Principles, Problems, and Procedures in Ichnology* (Ed. R.W. Frey). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 39-54.

Taylor, P.D. & Wilson, M.A. 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Science Reviews* **62** (1-2), 1-103.

Vassoevich, N.B. 1953. O nekotorich flishevich teksturach (znakach). [Sobre algunas texturas del flysch (marcas).] *Lvovskogo Geologicheskogo Obshchestva, Trudy*, serija geologicheskaja **3**, 17-85.

Vyalov, O.S. 1966. *Sledy zhiznedeyatelnosti organizmov i ikh paleontologicheskoe znachenie*. [*Pistas de la actividad vital de organismos y su significado paleontológico*.] Akademiya Nauk Ukrainskoi S.S.R., Inst. Geol. Geokhim. Goryuch. Iskopaem., Lvov. Geol. Obshch., Kiev, 215 pp.

Webby, B.D. 1969. Trace fossils (Pascichnia) from the Silurian of New South Wales, Australia. *Paläontologische Zeitschrift* **43** (1-2), 81-94.

Winkler, T.C. 1886. Histoire de l'Ichnologie. Étude ichnologique sur les empreintes de pas d'animaux fossiles suivie de la description des plaques à impressions d'animaux qui se trouvent au Musée Teyler. *Archives du Musée Teyler*, Série II **2** (4), 239-440.

Comunicaciones.

Tema Monográfico: Icnología

Realización de una gran réplica icnológica en las cuarcitas del Ordovícico Inferior del Parque Nacional de Cabañeros (Castilla-La Mancha): aspectos técnicos y aplicaciones

Baeza Chico, E.[1], De Frutos Sanz, C.[1], Gutiérrez-Marco, J.C.[2] y Rábano, I.[1]

1: Museo Geominero. Instituto Geológico y Minero (IGME). Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid. España. e.baeza@igme.es, mc.defrutos@igme.es, i.rabano@igme.es

2: Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas. José Antonio Novais, 2. E-28040 Madrid. España. jcgrapto@geo.ucm.es

La realización de moldes y réplicas es una técnica habitual en icnología de dinosaurios y de otros grandes vertebrados, pero cuenta con escasa tradición en paleoicnología de invertebrados, donde los ejemplares más destacados a nivel mundial componen la exhibición itinerante "Fossil Art" (Seilacher, 2008), o bien constituyen casos puntuales, como por ejemplo la placa con *Rhizocorallium* del Museo del Jurásico de Asturias. Hasta el momento, las réplicas icnológicas más notorias del Paleozoico Inferior ibérico (Seilacher, 2008) corresponden a una traza entrelazada de *Psammichnites gigas* (TORELL 1868) (2 x 0,9 m), del Cámbrico Inferior de los Montes de Toledo; a las "piruetas" de *Cruziana semiplicata* SALTER 1853 (2,2 x 0,9 m y 2,2 x 0,7 m), del Cámbrico superior de la Sierra de La Demanda; y a una pequeña placa con *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY 1842 (2,1 x 0,5 m), del Ordovícico Inferior de Penha García. El caso de la réplica de *C. semiplicata* es especialmente interesante, ya que el original se halla repartido en dos museos (Tübingen y París) y la parte que restaba *in situ* fue parcialmente destruida por aficionados semanas después de la obtención del molde que habría de complementar la placa (Seilacher, 2008). Esto último plantea la idoneidad de las réplicas realizadas en materiales perdurables, como una herramienta esencial de conservación de la información científica, ya que las grandes superficies icnológicas generalmente se hallan en estratos expuestos a la intemperie, y por lo tanto corren grave riesgo de deterioro por meteorización natural, erosión y vandalismo.

A diferencia de los rastros e icnitas de vertebrados, conservados generalmente como epirrelieves en estratos de nula a media inclinación, las superficies icnológicas en areniscas o cuarcitas paleozoicas, suelen constituir hiporrelieves en capas verticales a inclinadas, las cuales oponen dificultades técnicas a los métodos tradicionales de obtención de moldes.

En esta nota presentamos el caso de un gran panel icnológico (5,6 x 2,4 m), conteniendo docenas de ejemplares de *Cruziana* ispp., que se localiza en la margen izquierda del Río Estena al suroeste de Navas de Estena (Ciudad Real), en afloramientos correspondientes al tercio superior de la Cuarcita Armoricana *s. str.* (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2007). Su gran interés científico y el riesgo de deterioro que corría nos decidió a intervenir con la limpieza y obtención de un molde, llevado a cabo con éxito en julio de 2007 pese a tratarse de una superficie extraplomada (Fig. 1) y a las dimensiones y peso total del negativo. Las dificultades de acceso y las fuertes variaciones ambientales condicionaron en gran medida el tipo de materiales empleados para la realización del molde (silicona RTV Silastic 3481 reforzada con red de *nylon* y espumas) y las carcasas (poliéster CM2, poliestireno extruído y poliuretano). Se hizo necesario el uso de materiales tixotrópicos (thixo additive E-0, 500), cuyo curado fue controlado mediante indicadores cromáticos en poliéster. También se emplearon varillas metálicas y tensores capaces de sujetar los más de 250 kg de peso del molde y las carcasas cuyo coste, sólo en materiales, ascendió a 4.650 euros.

Una vez obtenido el molde, se procedió a su traslado para la elaboración de las réplicas, para lo cual fue precisa la confección de nuevos armazones y refuerzos en espuma de poliestireno extruído y poliuretano en spray. El proceso de replicado se realizó en dos lugares diferentes: la réplica destinada a estudio, sobre la que se instaló una cuadrícula para su

cartografía de detalle, se fabricó con condiciones ambientales controladas en su lugar de ubicación definitiva (Casa del Boquerón del Estena, en Navas de Estena). Por el contrario la segunda réplica, destinada a exposición en el Parque Nacional de Cabañeros, precisó mayor grosor y consistencia, y se realizó en un lugar con parámetros menos estables, lejos de su lugar de exhibición (Centro de Interpretación de la Casa Palillos, próximo a Pueblonuevo del Bullaque, Ciudad Real). El producto base utilizado en la confección de ambas réplicas consistió en resinas epoxídicas (Fetadyt 55/63, AD 110 2/C), cargadas con diversos minerales, más fibra de vidrio en capas no tejidas y varillas corrugadas del mismo material.

El hiporrelieve de *Cruziana* de Cabañeros, expuesto a la intemperie en una zona con desprendimientos de bloques e inerme frente al vandalismo, es un elemento de gran valor patrimonial e interés científico que debe ser conocido y protegido. La difusión de su existencia entre los visitantes del Parque Nacional de Cabañeros, así como la conservación futura de la información icnológica, quedan garantizadas a través de este molde, cuya realización tuvo además un carácter experimental, habiéndose empleado siliconas y poliéster tixotrópicos que resolvieron con éxito las dificultades técnicas planteadas por el original.

Las réplicas resultantes, de 13,4 m^2 de superficie, convierten a este molde en el más grande del mundo en el campo de la icnología de invertebrados.



Figura 1: Panel icnológico con *Cruziana*. **A**: Hiporrelieves *in situ*. **B**: Réplica en resina epoxídica del plano anterior. **C**: Estudio icnológico a partir de la réplica.

Agradecimientos

A Rosa Conde Cobo, Virginia Blanco Alonso y Julio Cabo Tapia, por su inestimable ayuda en la realización del molde. Este trabajo se inscribe en la Acción Estratégica 56/2006 de la Red de Parques Nacionales (Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino), y es una contribución al proyecto PATRIORSI (CGL2006-07628/BTE) del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

Gutiérrez-Marco, J.C., San José Lancha, M.A. de, Pieren Pidal, A.P. & Rábano, I. 2007. La sucesión paleozoica del Parque Nacional de Cabañeros (Ciudad Real-Toledo). *Cuadernos del Museo Geominero* **8**, 417-434.

Seilacher, A. 2008. *Fossil Art. An exhibition of the Geologisches Institut Tuebingen University, Germany.* CBM-publishing, Laasby, Danmark, 101 pp.

Icnitas terópodas gigantes. Sinclinal de Iouaridène, Jurásico Superior. Marruecos

Boutakiout, M.[1], Hadri, M.[1], Nouri, J.[1], Díaz-Martínez, I.[2] y Pérez-Lorente, F.[2]

1: Département des Sciences de la Terre. Université Mohamed V. Av. Ibn Batota. BP 1014 Rabat-Agdal. Marruecos. boutakiout@fsr.ac.ma, hadri@fsr.ac.ma, jnouri1@yahoo.fr

2: Universidad de La Rioja. Edificio CT. Madre de Dios 51-53. E-26006 Logroño; y Fundación Patrimonio Paleontológico. Portillo, 3. E-26586 Enciso. España. inapotu@hotmail.com, felix.perez@unirioja.es

La investigación sobre huellas de dinosaurio en rocas de origen lacustre del Jurásico Superior del sinclinal de Iouaridène, está proporcionando datos de interés. Uno de ellos es el hallazgo de icnitas digitígradas terópodas gigantes, de tamaño no descrito hasta la fecha. Los yacimientos icníticos de la cubeta se encuentran en un número no determinado de capas duras silicificadas, con rizaduras y grietas de desecación que coronan niveles lutíticos masivos, todos ellos de color rojo oscuro intenso (Nouri, 2007). Las secuencias anteriores pertenecen a la Formación de Iouaridène (Charrière *et al.*, 2005) datada por estos autores en el intervalo Oxfordiense-Kimmeridgiense.

Las capas que las contienen se siguen muy bien en el campo porque su afloramiento es continuo y sin fallas que las desplacen. Todos los yacimientos se correlacionan directamente, excepto uno muy alejado, separado de los demás por recubrimiento de materiales cuaternarios. Dentro la zona prospectada que abarca la mitad occidental del sinclinal, las icnitas gigantes ocupan un sector delimitado y alargado cuya dirección coincide con la orientación de las huellas, o dicho de otra manera la orientación de las icnitas y la existencia de afloramiento, permite que se puedan encontrar aisladas o en grupos a lo largo de trayectorias definidas. Se concluye del análisis anterior que, por lo menos hay tres rastrilladas de icnitas gigantes, en tres estratos diferentes. Si verdaderamente las icnitas pertenecen a tres rastrilladas diferentes, las inferior sería la más larga. Dichas rastrilladas serían de más de 500 m (de 507 a 600, posiblemente de hasta 2.000 metros). En el estrato inferior hay 5 yacimientos (con un total de 11 icnitas), en el intermedio 2 (con 9 icnitas) y en el superior 1 (tres icnitas)

Las icnitas son terópodas gigantes, de más de 75 cm de longitud media (la huella mayor de 80 cm y la menor de 70 cm) y de 77 cm (82 y 70 cm) para las dos rastrilladas inferiores. En la rastrillada superior solo hay una huella en la que se puedan hacer medidas y su longitud es de 90 cm.

Las icnitas gigantes no son las únicas que hay en estos afloramientos. En las mismas capas hay un sinfín de icnitas terópodas más pequeñas y algunas saurópodas (Boutakiout *et al*., en prensa). Se interpreta que hubo al menos tres grandes dinosaurios terópodos en un paraje en el que predominaban terópodos más pequeños. Todas las pisadas se han impreso en superficies con grietas de desecación y a veces "ripples".

Las estructuras directas e indirectas son diferentes de una rastrillada a otra:

a) En la rastrillada de la capa inferior, sobre los "ripples" se desarrollan posteriormente grietas de desecación que dan polígonos de barro muy bien delimitados. Las icnitas se imprimen sobre los polígonos a los que deforman, desplazan y rompen. En muchas de estas impresiones se distinguen varias almohadillas por dedo y marcas de uñas afiladas.

b) En la rastrillada de la capa intermedia, los polígonos de barro están doblados suavemente y en los dedos, aunque largos y bien separados casi no se aprecian señales de almohadillas, sólamente la elevación proximal probablemente de la primera almohadilla del dedo III. La línea de contorno de las icnitas es difícil de dibujar porque las marcas de los dedos no dejan límites acentuados sino transición suave entre la parte profunda de la huella y

la superficie que la rodea. Se deduce que estas improntas son más propias de calcos (*sensu* Romero *et al*. 2001) y que no muestran superficies directas.

c) Las icnitas de la capa superior muestran estructuras similares a las de la capa inferior.

Debido al tamaño gigante de las icnitas se ha hecho una búsqueda bibliográfica para hacer un estudio comparativo y conocer su importancia relativa y se han seleccionado las que tienen 70 cm o más de longitud. De todas ellas si se eliminan

a) las que ya no existen,

b) las que por sus características dan pisada digitígrada menor de 70 cm: con prolongación trasera (marcas de metatarso o prolongaciones que incluyen la marca del hallux), calcos y los contramoldes (ya que en los analizados o dan pie digitígrado menor de 70 cm o no son estampas [*sensu* Requeta *et al*. 2006-2007], como el depositado en el Museo del Jurásico de Asturias de 82 cm [García-Ramos *et al.*, 2006] con estrias de deslizamiento del pie paralelas a su elongación y una terminación trasera anormalmente larga),

c) las icnitas de atribución dudosa, y

d) las icnitas incluidas en rastrilladas cuya media sea menor de 70 cm,

solamente queda *Megalosauripus uzbekistanicus* cuya pisada media es de 72 cm en una de sus rastrilladas.

Respecto a la rastrillada, la más larga citada es una de *Megalosauripus uzbekistanicus* que mide 311 m, es contínua y contiene 141 pisadas (Lockley *et al*., 2000). Las de Iouaridène presentadas en este resumen, si, como suponen los autores, perteneciaran a tres rastrilladas, medirían: la inferior un mínimo de 507 m (máximo 2000 m), y la intermedia 600 m.

Agradecimientos

Los autores de este trabajo agradecen a las instituciones a las que pertenecen las facilidades prestadas para la realización del mismo. El estudio está inscrito en el Proyecto de Cooperación Interuniversitaria Rabat-La Rioja A/721/06 de la Agencia Española de Cooperación Internacional. Al presidente de la APPGM M. J. Ennadifi y a los asistentes al curso de verano de Demnat 2007, financiado por todas las instituciones mencionadas.

Referencias

Boutakiout, M., Hadri, M., Nouri, J., Díaz-Martínez, I. & Pérez-Lorente, F. en prensa. Prospecciones paleoicnológicas en el sinclinal de Iouaridène (Alto Atlas Marruecos). Cuantificación de yacimientos y de icnitas. *Geogaceta*.

Charrière, A., Haddoumi, H. & Mojon, P.O. 2005. Découverte de Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les "couches rouges" continentales du Haut Atlas central marrocain: implications paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendues Palevol* **4**, 385-394.

García-Ramos, J.C., Piñuela, L. & Lires, J. 2006. *Atlas del Jurásico de Asturias*. Ediciones Nobel, Oviedo, 225 pp.

Lockley, M.G., Meyer, C.A. & Santos, V.F. 2000. *Megalosauripus* and the problematic concept of megalosaurus footprints. In: *Aspects of theropod paleobiology* (Eds. P. Pérez Moreno, T. Holtz Jr., J.L. Sanz & J. Moratalla). *Gaia* **15** (correspondiente a 1998), 313-337.

Nouri, J. 2007. *La paléoichnologie des empreintes de pas des dinosauriens imprimées dans les couches du Jurassique du Haut-Atlas Central*. Tesis Doctoral, Universidad Mohamed V. Rabat. 240 pp. (inédita).

Requeta, L.E., Hernández, N. & Pérez-Lorente, F. 2006-2007. La Pellejera: descripción y aportaciones. Heterocronía y variabilidad de un yacimiento con huellas de dinosaurio de La Rioja (España). *Zubía Monográfico* **18-19**, 21-114.

Romero, M.M., Pérez-Lorente, F. y Rivas, P. 2001. Estructuras asociadas con huellas de dinosaurio en La Rioja (España). *Zubía* **19**, 61-96.

Evidencia de gregarismo en pequeños dinosaurios saurópodos del Titónico-Berriasiense (Formación Villar del Arzobispo, Galve, Teruel)

Canudo, J.I.[1], Pérez-Lorente, F.[2], Badiola, A.[1], Barco, J.L.[1,3], Cruzado-Caballero, P.[1], Díaz-Martínez, I.[2], Gasca, J.M.[1], Gómez-Fernández, D.[1], Moreno-Azanza, M.[1] y Herrero Gascón, J.[4]

1: Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, jicanudo@unizar.es
2: Universidad de la Rioja. Edificio C.T. c/ Madre de Dios 51-53. E-26006 Logroño. España.
3: Paleoymás. Polígono Inbisa-Empresarium. c/ Retama 17, Nave 24-C. E-50720 La Cartuja Baja. España.
4: Guías de Galve, S. L. c/ Mayor Baja 19. E-44168 Galve. España.

La Formación Villar del Arzobispo representa a las facies de transición y continentales del final del Jurásico y del comienzo del Cretácico en la Cordillera Ibérica turolense. Se conoce un abundante registro de dinosaurios, incrementado significativamente en los últimos años con la descripción de nuevos saurópodos como *Galvesaurus* y *Turiasaurus* (Barco *et al.*, 2005; Royo-Torres *et al.*, 2006) y el descubrimiento de nuevas icnitas (Andrés *et al.*, 2007). Las Cerradicas es el yacimiento de icnitas más significativo de esta formación en Teruel, habiéndose propuesto como candidato a Patrimonio de la Humanidad de la UNESCO. Las Cerradicas se encuentra cerca del núcleo urbano de Galve (Teruel). Está situado en el techo de la Formación Villar del Arzobispo, en areniscas con abundantes *ripples* depositadas en un medio costero. En una limpieza superficial (1992) se descubrieron 4 rastros paralelos de terópodos y uno de ornitópodo. Se trataba de una nueva evidencia de gregarismo en terópodos de tamaño mediano, y además las icnitas con impresión de manos de ornitópodos modernos más pequeñas y más antiguas (Pérez-Lorente *et al.*, 1997). En el transcurso de la preparación del yacimiento para ejecutar su cerramiento (2007) se han descubierto nuevas evidencias de ornitópodos, de terópodos y de saurópodos. El objeto de esta comunicación son las icnitas de los saurópodos.

Se han identificado 93 nuevas icnitas distribuidas en su mayoría en seis rastros subparalelos. La forma de las icnitas es la típica de los saurópodos, con una impresión del pie en forma ovalada-subtriangular. La impresión de la mano tiene forma de media luna, separada del pie y situada por delante. Los pies presentan las marcas de cuatro dedos, con las uñas poco visibles. Las icnitas de los pies son de pequeño tamaño, siendo éstas más largas (24-32 cm) que anchas (22-24 cm). Las impresiones de manos, en cambio, son más anchas (18-20 cm) que largas (12-15 cm). En algunas icnitas se pueden ver ligeras depresiones, que interpretamos como las impresiones de los dedos I y V. El eje de la impresión de las manos y de los pies forman ángulos con la línea media que van desde 31 a 45º. La heteropodia oscila de 1:1,8 a 1:2,5, siendo el valor medio de 1:2,2. Los rastros son de paso ancho (*Brontopodus*) y, por lo tanto, los pies no se apoyan sobre la línea media del rastro. La amplitud del rastro de los pies oscila entre 15 a 17 cm, similar a la de las manos (12 a 17 cm.). La relación entre la anchura del rastro y la anchura interna es de 3 a 3,3 para las manos y de 4 a 4,8 para las del pie. El paso (60 cm), la zancada (100 cm) y el ángulo de paso (116 a 125º) son similares para los rastros de las manos y los de los pies.

La identificación de icnoespecies en saurópodos suele ser problemática, con algunas excepciones, porque la morfología de la icnita no suele corresponderse de una manera precisa a la morfología del pie, pero se pueden hacer algunas aproximaciones. Las icnitas de los saurópodos pueden agruparse en amplios grupos taxonómicos aplicando los actuales conocimientos sistemáticos y biomecánicos. El cierre de la mano, como consecuencia de la organización tubular de los metacarpianos, es un carácter de Neosauropoda. El índice de heteropodia en los saurópodos de Las Cerradicas es de los mayores descritos, y valores

similares se han descrito en rastros identificados como *Brontopodus*. Los rastros de pista ancha o *Brontopodus* se relacionan con los neosaurópodos Titanosauriformes; es un clado con una serie de sinapomorfías en sus miembros, que los sitúa como los responsables de este tipo de icnitas. La presencia de cuatro falanges ungulares en el pie de los saurópodos es un carácter poco descrito en saurópodos. Se ha citado en *Dyslocosaurus,* un diplodócido del Jurásico Superior de Wyoming en EE.UU. Los diplodócidos producían rastros de pista estrecha, por lo que difícilmente han podido producir los de Las Cerradicas. Pies con cuatro dedos se han citado en Titanosauriformes (o quizás Titanosauria basales) asignados a *Pleurocoelus* del Cretácico Inferior de Norteamérica. Las impresiones de sus manos carecen de la garra del *pollex*, lo que está descrito en las manos de los titanosaurios. En este sentido, el titanosauriforme más primitivo (*Brachiosaurus*) presenta la garra del *pollex* muy reducida en tamaño. Las manos carecen de la impresión del *pollex*, lo que sugiere que están formadas por un Titanosaurio basal, al mantener marcas de falanges manuales, que desaparecían en titanosaurios derivados. Esto plantea discrepancias con el registro conocido. En la Formación Villar del Arzobispo sólo se han descrito no neosaurópodos como *Turiasaurus* y *Losillasaurus* o neosaurópodos primitivos como *Galvesaurus*, que parece más primitivo que *Brachiosaurus*. Los titanosaurios están citados como "línea fantasma" desde el Jurásico Medio en Europa, por lo que las icnitas de Las Cerradicas podrían representar una evidencia de su presencia al final del comienzo del Cretácico Inferior en la Península Ibérica.

Los saurópodos de Las Cerradicas eran de pequeño tamaño (unos 5 metros) y presentaban un comportamiento claramente gregario, al presentar sus rastros una clara dirección subparalela. El gregarismo en saurópodos había sido citado anteriormente con manadas estructuradas en individuos adultos y juveniles. Sin embargo, en Las Cerradicas, se encuentra la primera evidencia de una posible manada de individuos subadultos o de pequeño tamaño sin separación por tamaños. Otro aspecto destacable de Las Cerradicas es que hay 7 rastros de terópodos de mediano tamaño con una dirección paralela a la de los saurópodos. En algunos ejemplos se observa como los rastros de los terópodos se produjeron posteriormente. La misma dirección de la manada de los saurópodos y de los terópodos es difícil de interpretar como consecuencia del desplazamiento paralelo a una barrera geográfica, de la cual no existen datos.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca en los proyectos CGL2007/62469/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia y fondos Feder), Grupos Consolidados 2008 (Gobierno de Aragón) y Fundación Patrimonio Paleontológico de la Rioja. La Dirección General de Patrimonio Cultural del Gobierno de Aragón ha financiado los trabajos de limpieza del yacimiento de Las Cerradicas.

Referencias

Andrés, J.A., Alcalá, L., Barco, J.L., Canudo, J.I., Cobos, A. & García Pimienta, J.C. 2007. *Un paseo con los dinosaurios por Aragón (Yacimientos de icnitas de dinosaurios)*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza, 110 pp.

Barco, J.L., Canudo, J.I., Cuenca-Bescós, G. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 2005. Un nuevo dinosaurio saurópodo, *Galvesaurus herreroi* gen. nov., sp. nov., del tránsito Jurásico-Cretácico en Galve (Teruel, NE de España). *Naturaleza Aragonesa* **15**, 4-17.

Pérez-Lorente, F., Cuenca-Bescós, G., Aurell, M., Canudo, J.I., Soria, A.R. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 1997. Las Cerradicas tracksite (Berriasian, Galve, Spain): Growing evidence for quadrupedal ornithopods. *Ichnos* **5**, 109-120.

Royo-Torres, R., Cobos, A. & Alcalá, L. 2006. A giant european dinosaur and a new sauropod clade. *Science* **314**, 1925-1927.

Nuevos datos de las icnitas de dinosaurios en la Formación Villar del Arzobispo (Teruel)

Cobos, A[1]., Royo-Torres, R.[1], Alcalá, L.[1], Luque, L.[1] y Aberasturi, A.[2]

1: Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis. Avda. Sagunto s/n. E-44002 Teruel. España. cobos@dinopolis.com, royo@dinopolis.com, alcala@dinopolis.com, luque@fundaciondinopolis.org
2: Escuela Taller de Restauración Paleontológica II. Avda. Sagunto s/n. E-44002 Teruel. España. etrpdireccion@aragon.es

Desde 1983, cuando se publicó por primera vez un yacimiento con huellas de dinosaurio en la provincia de Teruel, Los Corrales del Pelejón (Casanovas-Cladellas *et al*., 1983-1984), se han descrito otros quince yacimientos de icnitas de estos vertebrados. Por lo general son poco extensos y con edades que varían desde el Jurásico Superior al Cretácico Superior. Sin embargo, once de ellos afloran en una misma formación, la Formación Villar del Arzobispo de edad Titónico-Berriasiense, en las localidades de Ababuj, El Castellar, Formiche Alto, Galve y Miravete de la Sierra (Pérez-Lorente *et al*., 1997; Alcalá *et al*., 2003; Cobos *et al*., 2005, entre otros).

Durante las prospecciones llevadas a cabo en 2008 por la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis (FCPTD) en esa misma formación, se han descubierto tres nuevos yacimientos con huellas en las localidades de El Castellar y Cedrillas. Debido a su estado actual, no es posible profundizar en el estudio científico hasta que no se realicen removilizaciones en el terreno. Sin embargo, se pueden adelantar algunos datos relevantes. El yacimiento El Mirador de El Castellar presenta al menos unas 40 huellas saurópodas, con pies subovalados (entre 30 cm y 1 m de diámetro) y manos con forma de media luna (entre 20 y 50 cm), cuya característica principal es la presencia de una marca de uña en la parte posterior de la icnita, similar a las del yacimiento El Pozo de la misma localidad. También en El Castellar, en un nivel de calizas arenosas en el cauce del río Valbona, se sitúa el yacimiento La Balsa; en él afloran unas cincuenta huellas subcirculares y en media luna que pueden asignarse en su mayoría a huellas saurópodas. El yacimiento de Cedrillas, La Masada, presenta algunas huellas saurópodas con un gran reborde e incluso con un abombamiento convexo de la parte central de la icnita, probablemente relacionado con el levantamiento del pie y el sustrato.

Todos ellos, y otros diez yacimientos ya conocidos con huellas de dinosaurios en la Formación Villar del Arzobispo, se caracterizan por presentar múltiples huellas saurópodas (Cobos *et al*., 2005). La asignación a un productor determinado de saurópodos es complicada por la ausencia casi completa de rastros; sin embargo, en las icnitas del yacimiento El Pozo y El Mirador se tienen los siguientes caracteres que comparten con el taxón *Turiasaurus riodevensis* ROYO-TORRES, COBOS & ALCALÁ 2006, de edad similar: relación mano-pie de 1:2 y presencia de una gran falange ungueal en la mano.

El yacimiento El Castellar destaca por su elevado número de icnitas (alrededor de 800). Inicialmente, la mayoría de estas huellas fue asignada a productores saurópodos y terópodos. Sin embargo, entre ellas aparecen algunas otras de pies aislados, ovalados longitudinalmente y con tres dedos cortos orientados hacia adelante. Este tipo de icnita es el mismo que fue asignado al icnogénero *Deltapodus* WHYTE & ROMANO 1994, por lo que las huellas de este morfotipo presentes en el yacimiento se pueden asignar a dicho icnogénero de probable productor estegosaurio. Cabe señalar que se conocen también restos directos de estegosaurios en la misma formación tanto en el mismo El Castellar como en Riodeva o en localidades de la Comunidad Valenciana. Icnitas similares han sido descritas en el yacimiento Tereñes del Jurásico Superior de Asturias (Piñuela *et al*., 2007).

En los yacimientos de esta formación situados en estratos calizos, muy raramente se muestran rastros de saurópodos y/o de estegosáuridos, predominando dinoturbaciones sin

orientaciones preferentes. Entre las dinoturbaciones sí se reconocen, en cambio, rastros nítidos y aislados de terópodos de talla mediana y grande, como en los yacimientos Ababuj, El Castellar y Camino El Berzal, entre otros. Generalmente, estos yacimientos con dinoturbaciones están asociados a niveles calcáreos o calcareníticos donde son frecuentes *ripple marks*, grietas de desecación y laminaciones algales. Estos niveles fueron formados en amplias llanuras intermareales a supramareales. En su conjunto, este tipo de disposición de las huellas a lo largo de la formación indicaría que este ambiente (llanuras mareales con extensos tapices algales) sería un hábitat frecuente de estos dinosaurios fitófagos, descartándolo como zona de paso. Este ambiente costero podría haber sido utilizado como zona de alimentación aprovechando las extensas praderas de algas reconocidas en estos niveles. Ambientes similares actuales son utilizados por grandes mamíferos para refrescarse.

Otro tipo de huellas conservadas son las icnitas tridáctilas. En el yacimiento El Pozo habían sido citadas como terópodas atendiendo a la esbeltez de los dedos de algunas de ellas. Sin embargo, la morfología de otras icnitas pertenecientes a los mismos rastros -con un talón redondeado y un amplio ángulo interdigital- y una longitud de la huellas prácticamente igual a su anchura, induce a pensar que en realidad los productores fueron ornitópodos de talla pequeña-mediana. Esta hipótesis se confirmó en el año 2007, cuando durante las labores de conservación realizadas en dicho yacimiento por el equipo de la Escuela Taller de Restauración Paleontológica II del Gobierno de Aragón y de la FCPTD, se limpiaron huellas de manos asociadas a estos pies tridáctilos, siendo claramente asignadas a productores ornitópodos de marcha cuadrúpeda, como sucede con las descritas en el yacimiento Las Cerradicas en la localidad de Galve (Pérez-Lorente *et al*., 1997).

El conjunto de icnitas de la Formación Villar del Arzobispo en los yacimientos turolenses aporta datos acerca del hábitat de los dinosaurios productores. Asimismo, permite reasignar algunos morfotipos, determinando una fauna muy consistente con las evidencias de restos directos documentados en edades similares en la Península Ibérica. También parece conveniente replantearse las asignaciones de los productores de algunos morfotipos tridáctilos u ovalados, con el fin de precisar convenientemente a través de las huellas las proporciones de dinosaurios carnívoros y fitófagos de un determinado ecosistema.

Agradecimientos

Dirección General de Patrimonio Cultural y Dirección General de Investigación, Innovación y Desarrollo (E-62, FOCONTUR) del Gobierno de Aragón. Proyecto CGL2006-13903, Ministerio de Educación y Ciencia, cofinanciado con fondos FEDER. A Jaume Grau.

Referencias

Alcalá, L., Cobos, A. & Royo, R. 2003. Icnitas de dinosaurio en El Castellar (Teruel). In: *XIX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (Morella, 2003). Libro de resúmenes* (Eds. M.V. Pardo Alonso & R. Gozalo). Morella, 28-29.

Casanovas-Cladellas, M.L., Santafé-Llopis, J.V. & Sanz, J.L. 1983-1984. Las icnitas de "Los Corrales del Pelejón" en el Cretácico Inferior de Galve (Teruel, España). *Paleontología i evolució* **18**, 173-176.

Cobos, A., Mampel, L., Royo-Torres, R., Espílez, E. & Alcalá, L. 2005. Nuevos yacimientos de icnitas de dinosaurio en Formiche Alto (Teruel). *Geogaceta* **38**, 19-22.

Pérez-Lorente, F., Cuenca-Bescós, G., Aurell, M., Canudo, J.I., Soria, A.R. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 1997. Las Cerradicas tracksite (Berriasian, Galve, Spain): Growing evidence for quadrupedal ornithopods. *Ichnos* **5**, 109-120.

Piñuela, L., García-Ramos, J.C. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 2007. El yacimiento de icnitas de dinosaurios de Tereñes (Ribadesella, Asturias). In: *XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (Caravaca de la Cruz, 2007). Libro de resúmenes* (Eds. J.C. Braga, A. Checa & M. Company), 185-186.

Icnitas de grandes vertebrados terrestres en el Pérmico de Peña Sagra (Cantabria, España)

Demathieu, G.[1], Torcida Fernández-Baldor, F.[2], Demathieu, P.[1], Urién Montero, V.[2] y Pérez-Lorente, F.[3]

1:Biogeosciences. Université de Bourgogne. 6 Boulevard Gabriel. F-21100 Dijon. France. pf.demathieu@club-internet.fr

2: Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas (C.A.S.) y Museo de Dinosaurios. Plaza Jesús Aparicio, 9. E-09600 Salas de los Infantes. España. www.colectivosalas.com, www.salasdelosinfantes.net/museo

3: Universidad de La Rioja. Edificio CT. Madre de Dios, 51-53. E-26006 Logroño. España. felix.perez@unirioja.es

Se estudia un yacimiento localizado en la Formación Sagra (Picos de Europa, Cantabria), situado en la vertiente Norte del pico de Peña Sagra. El yacimiento contiene 48 icnitas de vertebrados de gran tamaño, 33 de las cuales forman parte de una rastrillada (PS2) y otras 6 corresponden a las huellas de manos y pies derechos de otra (PS1). Se distinguen marcas de mano (dimensiones: 28 x 25 cm) más largas que anchas, y marcas de pie más pequeñas (dimensiones: 16 x 25 cm) y más anchas que largas. Las rastrilladas son anchas y en PS2 se ve que la secuencia dejada por las manos es más ancha que la dejada por los pies. En las icnitas de las manos se distinguen 5 dedos cortos con uñas y con la impresión de la planta (metacarpo y ¿carpo?) que origina una zona profunda alargada y lateral. Las marcas de los pies tienen forma de medialuna con la parte central más hundida, y dejan ver en ocasiones dedos cortos. Este tipo de huellas se ha descrito en otros lugares (Francia, Rusia) definiéndose con ellas el icnotaxón *Brontopus giganteus* HEYLER & LESSERTISSEUR 1963.

No es la primera vez que se citan marcas de autopodios de vertebrados pérmicos en España. A unos 3 Km al Noroeste de este yacimiento Gand *et al*. (1997) describen el de Pico Paraes, en el que hay icnitas más pequñas. En el Pirineo, Robles & Llompart (1987) citan pisadas fósiles grandes en el Pérmico Superior, pero de caracteres biomórficos muy diferentes a las de Peña Sagra.

La superficie en la que se encuentran las huellas no es aquella sobre la que anduvieron los icnopoyetas. En el interior de las icnitas quedan restos de niveles superiores por lo que se interpretan como calcos (*sensu* Romero *et al.*, 2001) y subhuellas. A pesar de eso se conservan algunas estructuras, cortes y superficies que estuvieron en contacto directo con la piel o las uñas del animal.

Según Lucas (2002) la asociación de icnofósiles de Pico Paraes y Peña Sagra en el contexto de niveles lutíticos rojos es de distribución universal y responde a ambiente de aguas someras. Según Surkov *et al*. (2007) la falta de grietas de desecación y de colonización por vegetales implica que no llegaron a emerger. No obstante la flexibilidad de las láminas puede ser debida a mallas biológicas algales *s.l.* que podrían desarrollarse en ambientes hostiles para la vida vegetal y podrían también impedir la rápida formación de grietas de desecación.

Según las características de la rastrillada se opta, siguiendo a Kemp (1980), por atribuirla a un animal que tenía las extremidades anteriores abiertas y plantígradas y las posteriores verticales y digitígradas. Aunque Surkov *et al.* (2007) piensan que quizá el autor de *Brontopus* tendría una marcha semilacertoide (una variante del andar alternante primitivo) los datos de los que disponemos son más congruentes con una rastrillada de andar alternante evolucionado. Se propone que el icnopoyeta debería medir 170 cm de distancia glenoacetabular y una separación de los glenoides de 57 cm.

La edad de *B. giganteus* es Pérmico Superior en Rusia, mientras que en los yacimientos franceses (La Lieude) no queda todavía bien determinada. Gand *et al.* (1997) atribuyen el yacimiento de Pico Paraes al Pérmico Inferior, probablemente en los mismos niveles que el de

Peña Sagra. Esto supone un problema por la poca potencia de sedimento que los separa y porque la Formación es la misma. Parece probable que *B. giganteus* es del Pérmico Superior, edad a la que atribuimos las rocas que lo contienen.

Las últimas identificaciones del icnopoyeta van hacia un pareiasaurio (anápsido) o hacia un terápsido (sinápsido). Las proporciones deducidas de la rastrillada y la disposición de las extremidades anteriores (abiertas y plantígradas) y posteriores (más débiles, verticales y digitígradas) son más apropiadas para la segunda de las opciones. Ray (2006) muestra esqueletos de varios dicinodontos con esta estructura que aparece en *Kingoria* y se hace común en géneros más evolucionados. Atribuimos a un dicinodonto la formación de estas icnitas.

Agradecimientos

A Santiago Benito, Miguel Alfajeme, Isidoro y Julio Falagán, montañeros que encontraron el yacimiento. A las Instituciones Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes, Fundación Patrimonio Paleontológico de La Rioja y al Gobierno de Cantabria por la ayuda y facilidades para trabajar en la zona.

Referencias

Gand, G., Kerp, H., Parsons, C. & Martínez-García, E. 1997. Paleoenvironmental and stratigraphic aspects of animal traces and plant remains in Spanish Permian red beds (Peña Sagra, Cantabrian Mountains, Spain). *Geobios* **30**, 295-318.

Heyler, D. & Lessertisseur, J. 1963. Piste de tétrapodes permiens dans la région de Lodève (Hérault). *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. Série C, Sciences de la Terre* **11(2)**, 125-221.

Kemp, T.S. 1980. The primitive cynodont *Procynosuchus*: structure, function and evolution of the postcranial skeleton. *Philosophical Transactions of the Royal Society London Series B. Biological Sciences* **288**, 217-258.

Lucas, S.G. 2002. Global Permian tetrapod footprint biostratigraphy and biochronology. *Permofiles* **41**, 30-34.

Ray, S. 2006. Functional and evolutionary aspects of the postcranial anatomy of dycinodonts (Synapsida, Therapsida). *Paleontology* **49**, 1263-1286.

Robles, S. & Llompart, C. 1987. Análisis paleogeográfico y consideraciones paleoicnológicas del Pérmico Superior y del Triásico Inferior en la transversal del rio Segre (Alt Urgell, Pirineo de Lérida). *Cuadernos de Geología Ibérica* **11**, 115-130.

Romero, M.M., Pérez-Lorente, F. & Rivas, P. 2001. Estructuras asociadas con huellas de dinosaurio en La Rioja (España). *Zubía* **19**, 61-96.

Surkov, M.V., Benton, M.J., Twitchett, R.J., Tverdokhelov, V.P. & Newell, A.J. 2007. The first occurrende of footpirnts of large therapsids from the Upper Permian of European Russia. *Palaeontology* **50**, 641-652.

Coprolitos de cocodrilo del yacimiento de "Zorralbo I" (Cretácico inferior) de Golmayo (Soria, España)

Fuentes Vidarte, C.[1], Meijide Calvo, M.[1], Meijide Fuentes, F.[2] y Meijide Fuentes, M.[3]

1: c/ Almazán 17, 2º C. E-42004 Soria. España. carolfuentes@ono.com
2: c/ Juan Sala de Pablo 8, 1º C. E-42003 Soria. España. fmeijidef@jazzfree.com
3: c/ Condes de Gómara 8, 3º B. E-42002 Soria. España

El yacimiento de "Zorralbo" en Soria (España), perteneciente al Cretácico Inferior (Hauteriviense superior-Barremiense inferior), ha proporcionado un conjunto faunístico formado por los restos de cinco taxones de dinosaurios (Ornithopoda: *Iguanodon* e *Hypsilophodon*; Sauropoda: Brachiosauridae; Theropoda sin determinar; Thyreophora: *Polacanthus*), una tortuga Cryptodira y un cocodrilo "mesosuquio" (Fuentes Vidarte *et al*., 2005; Pereda Suberbiola *et al*., 2007), pero además, mezclados con los fósiles citados, ha aparecido un elevadísimo número de coprolitos, aproximadamente 1200, muy ricos en fosfatos, que se consideran procedentes de una dieta carnívora según los análisis realizados con la técnica de Bryant (1974).

Se han clasificado en 10 morfotipos en base a su tamaño, superficie, textura, estructura interna y otros datos.

Dadas sus características morfológicas y biométricas, y tras la comparación con coprolitos de diferentes especies de vertebrados mesozoicos, se han atribuido a cocodrilos de mediano tamaño.

Referencias

Bryant, V.M. 1974. Prehistoric diet in Southwest Texas: the coprolite evidence. *American Antiquity* **39**, 407-420.

Fuentes Vidarte, C., Meijide Calvo, M., Meijide Fuentes, F. & Meijide Fuentes, M. 2005. Fauna de vertebrados del Crético inferior del yacimiento de "Zorralbo" en Golmayo (Soria, España). *Revista Española de Paleontología* **Número Extraordinario 10**, 83-92.

Pereda Suberbiola, X., Fuentes Vidarte, C., Meijide Calvo, M., Meijide Fuentes, F. & Meijide Fuentes, M. 2007. New remains of the ankylosaurian dinosaur *Polacanthus* from the Lower Cretaceous of Soria, Spain. *Cretaceous Research* **28**, 583-596.

Huellas de una gran tortuga terrestre en el Cretácico inferior (Berriasiense) de la Sierra de Oncala (Soria, España)

Fuentes Vidarte, C.[1], Meijide Calvo, M.[1], Meijide Fuentes, F.[2] y Meijide Fuentes, M.[3]

1: c/ Almazán 17, 2º C. E-42004 Soria. España. carolfuentes@ono.com
2: c/ Juan Sala de Pablo 8, 1º C. E-42003 Soria. España. fmeijidef@jazzfree.com
3: c/ Condes de Gómara 8, 3º B. E-42002 Soria. España

El yacimiento se encuentra dentro del que denominamos macroyacimiento de Valles de Valdelalosa (Fuentes Vidarte *et al*., 1996-2004), en cuyo fondo se encuentra el pueblo de Valdelavilla, en la Sierra de Oncala (Soria), perteneciente a la gran cuenca estratigráfica de Cameros, Grupo Oncala de Tischer (1966), de edad Berriasiense medio-Berriasiense superior.

Se estudia un conjunto de 62 huellas de gran tamaño en un estrato de apenas 2 m de ancho por 8 m de largo, de la fina limolita típica de esta zona, en la que se han preservado, con extraordinaria nitidez, numerosísimas huellas de dinosaurios, pterosaurios, cocodrilos, tortugas, aves y artrópodos (Fuentes Vidarte *et al.*, 2005).

Las huellas tienen forma circular o elíptica y aparecen como depresiones bien marcadas de 10-20 mm de profundidad. En ocasiones se marcan las señales de tres dedos redondeados y en la zona posterior un fino reborde que marca el talón. El diámetro mayor de estas icnitas varía entre 80 mm y 130 mm.

Se analizan sus aspectos morfológicos y biométricos. Se han comparado con las huellas de otros vertebrados tetrápodos fósiles y actuales y se ha encontrado una total semejanza con las huellas de tortuga gigante de la Formación Judith River en Montana (USA) de edad Cretácico Superior, publicadas por Fiorillo (2005), que basa su clasificación en la comparación con huellas de galápagos gigantes actuales de la especie *Geochelone elephantopus*.

Las huellas fósiles de tortuga son escasísimas, y en España son aún más raras y siempre referidas a animales de pequeño tamaño y hábitos acuáticos (Moratalla *et al.*, 1994; Fuentes Vidarte *et al.*, 2003; Avanzini *et al*., 2005), de modo que las huellas motivo de este estudio resultan ser las más antiguas de tortuga terrestre del Cretácico Inferior europeo.

Referencias

Avanzini, M., García-Ramos, J.C., Lires, J., Menegon, M., Piñuela L. & Fernández L.A. 2005. Turtle tracks from the Late Jurassic of Asturias, Spain. *Acta Palaeontologica Polonica* **50**, 743-755.

Fiorillo, A.R. 2005. Turtle tracks in the Judith River Formation (Upper Cretaceous) of South-Central Montana. *Palaeontologia Electronica* **8(1)**, 9A, 11 pp.

Fuentes Vidarte, C., Meijide Calvo, M., Meijide Fuentes, F. & Meijide Fuentes, M. 1996-2004. *Inventario de los afloramientos de impresiones fósiles (icnitas) de dinosaurios y otros vertebrados de las Tierras Altas de Soria*. Dirección General de Patrimonio de la Junta de Castilla y León, Valladolid. (inédito)

Fuentes Vidarte, C., Meijide Calvo, M., Meijide Fuentes, F. & Meijide Fuentes, M. 2003. Rastro de un tetrápodo de pequeño tamaño en el Weald de Cameros (Sierra de Oncala, Soria, España): nov. icnogen. nov. icnosp. *Emydhipus cameroi.* In: *Dinosaurios y otros reptiles mesozoicos de España* (Coord. F. Pérez-Lorente). Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 119-128.

Fuentes Vidarte, C., Meijide Calvo, M., Meijide Fuentes, F. & Meijide Fuentes, M. 2005. El conjunto faunístico de la base del Cretácico inferior de Soria (Cuenca de Cameros, Grupo Oncala) a través del análisis icnológico. *Celtiberia* **99**, 367-404.

Moratalla, J.J., Lockley, M.G., Buscalioni, A.D., Fregenal-Martinez, M.A., Meléndez, N., Ortega, F., Pérez Moreno, B., Pérez Asensio, E., Sanz, J.L. & Schultz, R. 1994. A preliminary note on the Fisrt tetrapod trackways from the litographic limestones of las Hoyas (Lower Cretaceous, Cuenca, Spain). *Geobios* **28**, 777-782.

Tischer, G. 1966. El delta weáldico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* **81**, 57-78.

Bioerosión (minas de hoja) en macroflora del Jurásico de la sierra de Javalambre (Teruel, NE España)

Gámez Vintaned, J.A.[1], Valenzuela-Ríos, J.I.[2], Diez, J.B.[3] y Mayoral, E.[4]

1: Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. España. gamez@unizar.es
2: Departamento de Geología, Universitat de Valencia. E-46100 Burjasot. España. jose.i.valenzuela@uv.es
3: Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Facultade de Ciencias do Mar. Universidade de Vigo. E-36310 Vigo. España. jbdiez@uvigo.es
4: Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de El Carmen, Universidad de Huelva. E-21071 Huelva. España. mayoral@uhu.es

En el sector SE del Sistema Ibérico afloran depósitos volcanoclásticos del Jurásico Inferior y Medio, bien representados en la sierra de Javalambre (Gautier, 1968; Martínez González *et al*. 1996). El Jurásico de esta área está constituido fundamentalmente por calizas y dolomías de plataforma con algunas intercalaciones margosas. Los materiales volcánicos aparecen en las formaciones Barahona, Turmiel, Miembro Casinos y parte media de la Formación Chelva. Tanto las emisiones volcanoclásticas como las basálticas masivas abarcan desde el Pliensbachiense hasta el Bajociense (Martínez González *et al*. 1996). En la presente comunicación se describen dos minas de hoja fósiles encontradas en un mismo fronde de helecho recogido en los depósitos volcanosedimentarios jurásicos que afloran en la sección CA-1 (Martínez González *et al*. 1997) (Fig. 1A). Esta sección se orienta S-N y su extensión lateral es de una treintena de metros. Al sur está limitada por una falla y hacia el este se observa un cambio del material volcánico a una alternancia de margas y calizas margosas y entre ellos se encuentran los restos de macroflora (Fig. 1B). El estudio palinológico de Pons *et al*. (1998) confirma la edad asignada con anterioridad a estos materiales (Valenzuela-Ríos *et al*., 1996; Martínez González *et al*. 1997) atribuyéndolos al Aaleniense-Bajociense.

Las minas de hoja se sitúan en una de las pinnas primarias del fronde (Fig. 1C). Ambas tienen una anchura muy similar y bastante uniforme a lo largo de su curso (entre 0,6 y 1,0 mm). Una de ellas (la primera en producirse) es de morfología espiral, mientras que la segunda es lineal con un bucle en un extremo y corta a la anterior (Fig. 1E). No es descartable que ambas minas fueran formadas por el mismo productor. La presencia de un material oscuro alineado dentro podría indicar la existencia de material coprolítico, que, por otra parte, es relativamente frecuente en este tipo de registros.

La producción de estas minas persigue la explotación del tejido mesofílico situado entre las cutículas superior e inferior del fronde. La estructura de dicho tejido se conserva tanto en el fronde no minado como en el fondo de las minas, lo que indicaría las pequeñas dimensiones del productor, que no consumía todo el recurso a su alcance (Fig. 1D).

En relación a los posibles organismos productores, éstos serían artrópodos, sin poder hacer observaciones más precisas. Durante el Mesozoico el abanico de organismos responsables es bastante amplio, pudiendo incluirse, aparte de los Orthoptera, los Coleoptera y/o Lepidoptera.

Las minas de hojas conocidas son muy escasas en materiales precretácicos, habiendo citas cuestionadas en el Carbonífero y Pérmico y ya seguras en el Triásico de Australia y Sudáfrica (Scott, 1992). El hecho de que la segunda mina cruce a nivel sobre la primera podría indicar la presencia de un segundo productor, ya que, por regla general, las trayectorias de las minas producidas por un sólo individuo tienden a ser rectilíneas y/o sinuosas, con un mayor o menor grado de apretamiento, incluso guiadas, pero sin llegar habitualmente a cruzarse o solaparse. No obstante, la morfología descrita también podría indicar un comportamiento minador primitivo, previo a los patrones más evolucionados y ligados a la aparición de las angiospermas en el Cretácico.

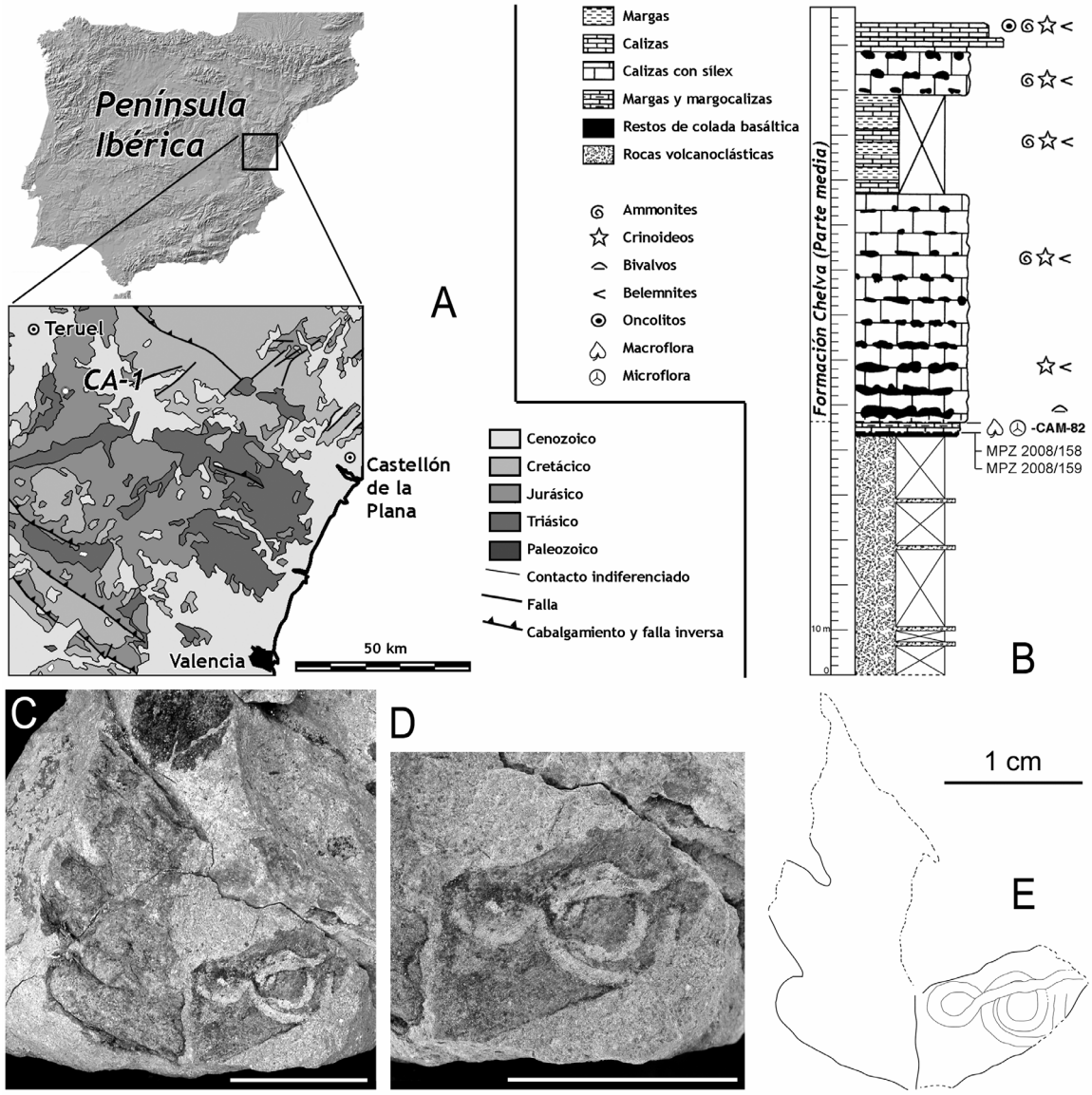


Figura 1. **A**. Localización geográfica y geológica de Camarena de la Sierra. **B**. Perfil estratigráfico de la sección CA-1, en la carretera entre La Sierra con La Puebla de Valverde. **C**. Fronde de helecho (MPZ 2008/158; Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza) con bioerosión. **D**. Detalle del icnofósil (MPZ 2008/159). **E**. Esquema del mismo. (Barras de escala = 1 cm.)

Referencias

Gautier, F. 1968. Sur l'existence et l'age d'un paléovolcanisme dans le Jurassique sud-aragonais (Espagne). *Comptes Rendues de la Société Géologique de France* **3**, 74-75.

Martínez-González, R.M., Lago San José, M, Valenzuela-Ríos, J.I., Vaquer Navarro, R. & Salas, R. 1996. El magmatismo alcalino jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica: composición y estructura. *Geogaceta*, **20**, 1687-1690.

Martínez-González, R.M., Valenzuela-Ríos, J.I., Lago, M; Bastida, J. & Vaquer, R. 1997. Origen epiclástico de estratificaciones cruzadas afectando a materiales volcanoclásticos jurásicos en la Sierra de Javalambre (Teruel). *Cuadernos de Geología Ibérica* **22**, 121-137.

Pons, D., Diez, J.B., Martínez-González, R.M. & Valenzuela-Ríos, J.I. 1998. Datation palynologique des matériaux volcanoclastiques jurassiques de la Sierra de Javalambre (province de Teruel, Espagne). *OFP Information* **23**, 30-31.

Scott, A.C. 1992. Trace fossils of plant-arthropod interactions. In: *Trace Fossils* (Eds. C.G. Maples & R.R. West). *Short Courses in Paleontology* **5**, 197-223.

Valenzuela-Ríos, J.I., Martínez-González, R.M. & Lago San José, M. 1996. Nota preliminar sobre la edad del paleovolcanismo jurásico de Javalambre (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geogaceta* **19**, 39-40.

Costas jurásicas frecuentadas por estegosaurios

García-Ramos, J.C.[1], Piñuela L.[1], Ruiz-Omeñaca, J.I.[1,2] y Pereda Suberbiola, X.[3]

1: Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), E-33328 Colunga; y Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. E-33003 Oviedo. España. www.dinoastur.com, jcgramos@geol.uniovi.es, lpinuela@geol.uniovi.es

2: Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, jigruiz@unizar.es

2: Universidad del País Vasco UPV/EHU. Facultad de Ciencia y Tecnología. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. xabier.pereda@ehu.es

Las huellas de estegosaurios son muy raras en el registro fósil global si se comparan con las de otros grupos de dinosaurios como terópodos, ornitópodos o saurópodos. No obstante, hay solamente dos áreas en el mundo, dos "megatracksites" que ostentan la mayor parte de los hallazgos de icnitas de estos reptiles. Una de ellas es la Cuenca de Cleveland en Yorkshire, Inglaterra, concretamente en el Grupo Ravenscar (Whyte *et al*., 2007), interpretado como una llanura costera con deltas del Jurásico Medio (Aaleniense a Bathoniense). Los yacimientos de icnitas de dicha cuenca han proporcionado al menos 46 huellas de pies atribuidas al icnogénero *Deltapodus* y algunas huellas de manos (Romano & Whyte, 2003; Whyte *et al.*, 2007). La otra es la Cuenca Jurásica Asturiana (N de España), concretamente el Miembro inferior de la Formación Tereñes, interpretado como una llanura litoral rica en fangos carbonatados, y la mayor parte de la Formación Lastres, constituida por ambientes deltaicos de dominio fluvial, desarrollados en la línea de costa de un mar somero y restringido, protegido del océano por un umbral controlado tectónicamente (semigraben). Las rocas de ambas unidades, pertenecientes al Kimmeridgiense, han aportado los primeros ejemplares de *Deltapodus* del Jurásico español.

Recientemente Milan & Chiappe (2008) mencionan la aparición de la primera icnita de *Deltapodus* de América, concretamente en el Miembro Brushy Basin de la Formación Morrison (Jurásico Superior) de Utah. Previamente, Lockley & Hunt (1998) habían descrito dos icnitas, en concreto un par mano-pie de un supuesto estegosaurio, que incluyeron en el icnogénero *Stegopodus*, procedente también de la Formación Morrison, al N de Moab (Utah).

La escasez de icnitas de estegosaurios en el registro mundial se debe probablemente a que muchas de ellas, debido a una conservación deficiente, han sido confundidas con huellas de saurópodos. Las icnitas asturianas de estegosaurios bien conservadas muestran impresiones de pies mesaxónicas en forma de pala o subtriangulares terminando en la parte anterior en tres dedos cortos, romos y gruesos dirigidos hacia delante. Las impresiones de las manos son de aspecto arriñonado o en media luna, parecidas a las de los saurópodos, aunque aparentemente tienden a ser de menor longitud y mayor anchura (l/a<0,50 y por lo general comprendido entre 0,30 y 0,40).

Los únicos restos óseos de estegosaurios del Jurásico Superior de Asturias están incluidos en niveles marinos someros asociados a depósitos transgresivos de abandono de series deltaicas. Por otro lado, Martill *et al*. (2006) destacan la alta diversidad de tireóforos en niveles marinos del Jurásico de Inglaterra con 5 géneros documentados (tres anquilosaurios y dos estegosaurios) mientras que sólo una forma procede de estratos no marinos. Concretamente, en las series de la Kimmeridge Clay Formation citan varios restos óseos de *Dacentrurus*, entre ellos el holotipo de *Dacentrurus armatus* (OWEN 1875). Asimismo, se han mencionado restos óseos de *Dacentrurus* en las "Argiles d´Octeville", en Cap de la Hève, Normandía (Francia) dentro de lutitas marinas equivalentes en parte a la "Lower Kimmeridge Clay" del Jurásico Superior (Galton, 1991).

En base a los resultados disponibles hasta el momento cabe plantearse la hipótesis de que *Dacentrurus* frecuentase los humedales de las llanuras costeras europeas mientras que

Stegosaurus, común en el Jurásico Superior norteamericano, dominase habitualmente las tierras vegetadas de riberas fluviales del interior continental. El primer ejemplar de *Stegosaurus* descrito en Europa, hallado en el Jurásico Superior de Portugal, también parece estar incluido en rocas no marinas pertenecientes a un antiguo cauce fluvial (Escaso *et al.*, 2007). La presencia frecuente de restos óseos de estegosaurios en el Jurásico Superior portugués (Antunes & Mateus, 2003) debería de proporcionar en un próximo futuro, junto con los previsibles hallazgos de icnitas de *Deltapodus* situadas en el contexto de sus facies, datos adicionales muy interesantes acerca de la paleoecología de este grupo de dinosaurios.



Figura 1. Algunos ejemplos de icnitas de *Deltapodus* del Jurásico Superior de Asturias. Formación Lastres. Escala en cm.

Agradecimientos

Investigación financiada por el Protocolo CN-04-226 (Consejería de Cultura y Turismo, Principado de Asturias-Universidad de Oviedo) y el proyecto CGL2007-62469/BTE (Ministerio Educación y Ciencia).

Referencias

Antunes, M.T. & Mateus, O. 2003. Dinosaurs of Portugal. *Comptes Rendus Palevol* **2**, 77-95.

Escaso, F., Ortega, F., Dantas, P., Malafaia, E., Pimentel, N.L., Pereda Suberbiola, X., Sanz, J.L., Kullberg, J.C., Kullberg, M.C. & Barriga, F. 2007. New evidence of shared dinosaur across Upper Jurassic Proto-North Atlantic: *Stegosaurus* from Portugal. *Naturwissenschaften* **94**, 367-374.

Galton P.M. 1991. Postcranial remains of the stegosaurian dinosaur *Dacentrurus* from the Upper Jurassic of France and Portugal. *Geologica et Paleontologica* **25**, 299-327.

Lockley, M.G. & Hunt, A.P. 1998. A probable stegosaur track from the Morrison Formation of Utah. *Modern Geology* **23**, 331-342.

Martill, D.M., Naish, D. & Earland, S. 2006. Dinosaurs in marine strata: evidence from the British Jurassic, including a review of the allochthonous vertebrate assemblage from the marine kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) of Great Britain. In: *Actas de las III Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno* (Ed. Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas, C.A.S.), Salas de los Infantes, 47-83.

Milan, J. & Chiappe, L. 2008. 2nd International Congress on Ichnology. Cracow, Poland. (inédito)

Romano, M. & Whyte, M.A. 2003. Jurassic dinosaur tracks and trackways of the Cleveland Basin, Yorkshire: preservation, diversity and distribution. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* **54(3)**, 185-215.

Whyte, M.A., Romano, M. & Elvidge, D.J. 2007. Reconstruction of Middle Jurassic dinosaur-dominated communities from the vertebrate ichnofauna of the Clevelan Basin of Yorkshire, UK. *Ichnos* **14**, 117-129.

Spongeliomorpha iberica: productor, construcción y función

Gibert, J.M. de[1] y Ekdale, A.A.[2]

1: Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona. Martí Franquès s/n. E-08028 Barcelona. España. jmdegibert@ub.edu

2: Department of Geology and Geophysics, University of Utah. Room 719 WBB. 135 South 1460 East. Salt Lake City, UT 84112-0111. USA. a.ekdale@utah.edu

En el análisis paleobiológico de una determinada traza fósil hay tres cuestiones fundamentales que deben ser abordadas:

a) ¿cuál fue el organismo productor?,

b) ¿cuál fue el mecanismo de construcción?, y

c) ¿con que propósito (función) se construyó la estructura?

Dicho de otra manera aspiramos a contestar quién, cómo y por qué. Para responder a estas preguntas nos apoyamos en criterios morfológicos de la traza que aporten datos sobre la anatomía del productor y su comportamiento y que puedan ser comparados con organismos actuales o fósiles. El resultado obtenido es a menudo parcial o especulativo.

Algunos grupos de icnofósiles muestran determinados caracteres (las *fingerprints* de Seilacher; e.g., Seilacher, 2007) que son de especial interés para el análisis paleobiológico. Uno de ellos son los llamados bioglifos, relieves inscritos en las paredes de madrigueras y pistas como resultado de la actividad del organismo productor. Éstos registran la interacción de determinados apéndices con el substrato excavado y pueden proporcionar valiosa información sobre la anatomía de los apéndices y su forma de operación. El estudio de los patrones observados en los bioglifos de estructuras de tipo *Cruziana* y *Rusophycus* ha sido usado con notable éxito para asignar diferentes icnoespecies a ciertos grupos de trilobites y para entender mejor los mecanismos de excavación de estos artrópodos (Seilacher, 2007).

Los crustáceos se cuentan entre los principales grupos de invertebrados bioturbadores en medios marinos desde, por lo menos, el Jurásico hasta la actualidad. Su registro icnológico incluye una amplia variedad de icnogéneros (*Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Psilonichnus*, etc., véase Carmona *et al*., 2004). Uno de estos icnogéneros, *Spongeliomorpha*, se caracteriza por la presencia de bioglifos en las paredes de las madrigueras. Con el objetivo de abordar los aspectos mencionados más arriba, se ha llevado a cabo un estudio de *Spongeliomorpha iberica* SAPORTA 1887 procedente del Mioceno de las cuencas de Fortuna en Murcia y del Vallès-Penedès en Cataluña. La presencia del icnotaxón en estas cuencas había sido ya descrita previamente por Calzada (1981) y Gibert & Robles (2005), respectivamente.

Spongeliomorpha iberica presenta una serie de características morfológicas propias:

a) su configuración está constituida por un laberinto de galerías (horizontales) con ramificaciones en forma de Y y más raramente en forma de T;

b) los abundantes túneles ciegos típicamente presentan su extremo distal en punta;

c) las paredes de los rellenos presentan una ornamentación con crestas cortas y gruesas dispuestas en dos direcciones principales oblicuas al eje de los túneles;

d) en algunos especímenes se reconoce un segundo tipo de marcas que se disponen transversalmente, son más finas y presentan un espaciado menor.

La configuración de *S. iberica* es similar a la que muestra el icnogénero *Thalassinoides*. Por comparación con análogos modernos se puede afirmar que este tipo de sistemas de galerías fueron producidos por crustáceos decápodos, y muy probablemente por thalassinideos. Los bioglifos apoyan la autoría por parte de un organismo con extremidades rígidas (i.e., un artrópodo). Si bien hay una abundante bibliografía sobre madrigueras de decápodos infáunicos, los estudios referentes a los mecanismos de construcción de las mismas son muy limitados. Esto convierte en tarea difícil el tratar de entender de que manera se

produjeron los bioglifos. Nuestra interpretación es que las rastrilladas principales fueron producidas durante la excavación de la madriguera y muy probablemente por acción de los quelípedos. Estos están más desarrollados que el resto de pereiópodos lo que permitiría al animal alcanzar más allá de su parte anterior y explicaría así la morfología apuntada del "frente de excavación". Dado que las marcas que se dan en las zonas terminales son idénticas a las que se encuentran en el resto del túnel cabe pensar que el mecanismo de excavación fue uniforme. Las marcas secundarias transversales, en cambio, tuvieron que ser producidas por otro tipo de apéndice y probablemente corresponden a procesos de modificación secundaria de la madriguera. La menor entidad de las marcas, su paralelismo y corto espaciado sugiere que quizás pudieron ser producidas por maxilas o maxilípedos.

La funcionalidad de los sistemas de galerías de decápodos es compleja y a menudo múltiple. Adicionalmente a la obvia función protectora (frente a depredadores o agentes físicos), estudios relativos a thalassinideos demuestran que éstos presentan una amplia variación de estilos tróficos (sedimentívoros, suspensívoros, "cultivadores") en los que las características de la madriguera juegan un papel esencial aunque, a menudo, a pesar de existir una preferencia por uno de ellos, una misma especie puede combinar diferentes estrategias de obtención de recursos (Griffis & Suchanek, 1991). En el caso que nos ocupa, parece difícil interpretar un modo de vida exclusivamente sedimentívoro dado que el sedimento excavado previamente compactado y transformado en un substrato firme no parece la mejor fuente de materia orgánica. Por otro lado, un suspensívoro infáunico necesita que se establezcan corrientes dentro de la madriguera, lo que no parece adecuarse muy bien a los sistemas observados de *Spongeliomorpha iberica* con muchos túneles ciegos. La presencia de túneles ciegos a menudo con cámaras terminales es propia de decápodos que basan su dieta en la acumulación de restos orgánicos no digeribles que son madurados dando lugar a productos comestibles (cultivadores o jardineros). Este podría ser el hábito trófico del productor de las trazas fósiles aquí estudiadas. Las posibles marcas de maxilas o maxilípedos podrían representar la actividad ramoneadora del animal que podría alimentarse de posibles tapices microbianos desarrollados en las paredes de la madriguera, de un modo similar al sugerido para los grafoglíptidos. En cualquier caso, esta hipótesis preliminar debe ser contrastada con más datos procedentes de organismos actuales.

Agradecimientos

Este resumen constituye una contribución al proyecto CGL 2007-60507/BTE del grupo de investigación "Paleobiologia del Neogen Mediterrani".

Referencias

Calzada, S. 1981. Revisión del icno *Spongeliomorpha iberica* Saporta, 1887 (Mioceno de Alcoy, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)* **79**, 189-195.

Carmona, N., Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2004. The trace fossil record of burrowing decapod crustaceans: evaluating evolutionary radiations and behavioral convergence. *Fossils and Strata* **51**, 141-153.

Gibert, J.M. de & Robles, J.M. 2005. Firmground ichnofacies recording high-frequency marine flooding events (Langhian transgression, Vallès-Penedès Basin, Spain). *Geologica Acta* **3**, 295-305.

Griffis, R.B. & Suchanek, T.H. 1991. A model of burrow architecture and trophic modes in thalassinidean shrimp (Decapoda: Thalassinidea). *Marine Ecology Progress Series* **79**, 171-183.

Seilacher, A. 2007. *Trace fossil analysis*. Springer-Verlag, Berlín, 226 pp.

Nota preliminar sobre los icnofósiles de la Formación Valongo (Ordovícico Medio) en la sección de Canelas (Geoparque Arouca, norte de Portugal)

Gutiérrez-Marco, J.C.[1] y Sá, A.A.[2]

1: Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas. José Antonio Nováis, 2. E-28040 Madrid. España. jcgrapto@geo.ucm.es

2: Departamento de Geologia. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Ap. 1013. PT-5001-811 Vila Real. Portugal. asa@utad.pt

La sucesión ordovícica del Geoparque Arouca (distrito de Aveiro, norte de Portugal) está representada por tres unidades, de las cuales la intermedia o Formación Valongo, que sigue en continuidad a la Formación Santa Justa (= Cuarcita Armoricana), tiene un amplio registro paleontológico, del que destacan los trilobites gigantes de la cantera de Valério (Sá & Gutiérrez-Marco, 2006). En la sección de Canelas, la Formación Valongo comprende 430 m de pizarras y limolitas masivas, cuyo rango temporal abarca desde el Arenigiense superior hasta el Dobrotiviense inferior (Sá *et al.*, 2007). La sucesión del Oretaniense inferior es especialmente fosilífera y corresponde a ambientes disaeróbicos someros, con restos de grandes trilobites y cefalópodos, que pasan gradualmente hacia techo a condiciones de plataforma marina interna con mayor oxigenación y fondos habitados por moluscos, trilobites, braquiópodos y equinodermos. En ambos casos el registro icnológico es poco variado, limitándose en las facies disaeróbicas a trazas espiraladas de pastoreo (*Rotundusichnium*, Fig. 1A), galerías simples, algunas con relleno meniscado (*Taenidium*, Fig. 1D), formas ramificadas complejas (*Phycodes, Chondrites, Cladichnus*?) y agregados fecales (*Tomaculum*), siempre desarrollados de forma somera en el plano horizontal. Por el contrario, los ambientes relativamente mejor oxigenados registran trazas sencillas con revestimiento tenue (*Palaeophycus*, *Sericichnus*?), formas irregulares a poco ramificadas impregnadas por óxidos de hierro (*Trichichnus*), y galerías intrincadas en el interior de conchas de moluscos y trilobites (*Arachnostega*, Fig. 1E). Además de los icnofósiles citados, hay contados casos de bioerosión que corresponden a mordeduras triangulares a irregulares en caparazones de moluscos y trilobites (Fig. 1F), imputables presumiblemente a grandes nautiloideos de pico córneo.

La abundancia y diversidad de este conjunto icnológico es comparable al de unidades siliciclásticas semejantes, casi siempre ligadas a ambientes tranquilos y pobres en oxígeno, que se depositaron durante el Ordovícico Medio en amplias áreas en torno a Gondwana. Sin embargo, para la Formación Valongo la mayoría de estos icnogéneros se cita por vez primera, a excepción de *Tomaculum* y *Palaeophycus*, ilustrados para el área tipo de la unidad (Gutiérrez-Marco & Sá, 2004). Con anterioridad, Couto & Gutiérrez-Marco (2000) habían señalado, también en el Oretaniense inferior de Valongo, la perforación *Terebripora perplexa* (MAYORAL, GUTIÉRREZ-MARCO & MARTINELL 1994), obra de briozoos endolíticos.

Desde el punto de vista paleoicnológico, dos de los icnotaxones identificados en Arouca tienen un interés especial. El primero es una nueva forma de *Rotundusichnium* de grandes dimensiones y contorno elipsoidal (Fig. 1A), que retrotrae el registro del icnogénero al Ordovícico Medio, unos 396 millones de años antes de sus representantes más antiguos, descritos en ambientes profundos del Cretácico Superior y Paleógeno (Flysch alpino de España, Austria, Suiza, Eslovaquia y Polonia). El nuevo material de *Rotundusichnium* confirma su interpretación como la traza de un sedimentívoro oportunista, que aquí aprovechaba la fermentación bacteriana de restos de cefalópodos enterrados someramente. El segundo descubrimiento reseñable es la icnoespecie *Phycodes noha* MIKULÁS 1992 (Fig. 1B-C), que forma cuerpos triangulares compactos en los cuales una galería se opone a las restantes, de disposición flabelliforme. El registro mundial del icnotaxón se limitaba hasta

ahora a la Formación Klabava (Arenigiense) de Bohemia, donde esta estructura de alimentación muestra rellenos de textura diferente a la roca matriz, que en el caso de Arouca corresponde a abundantes *Tomaculum problematicum* GROOM 1902.

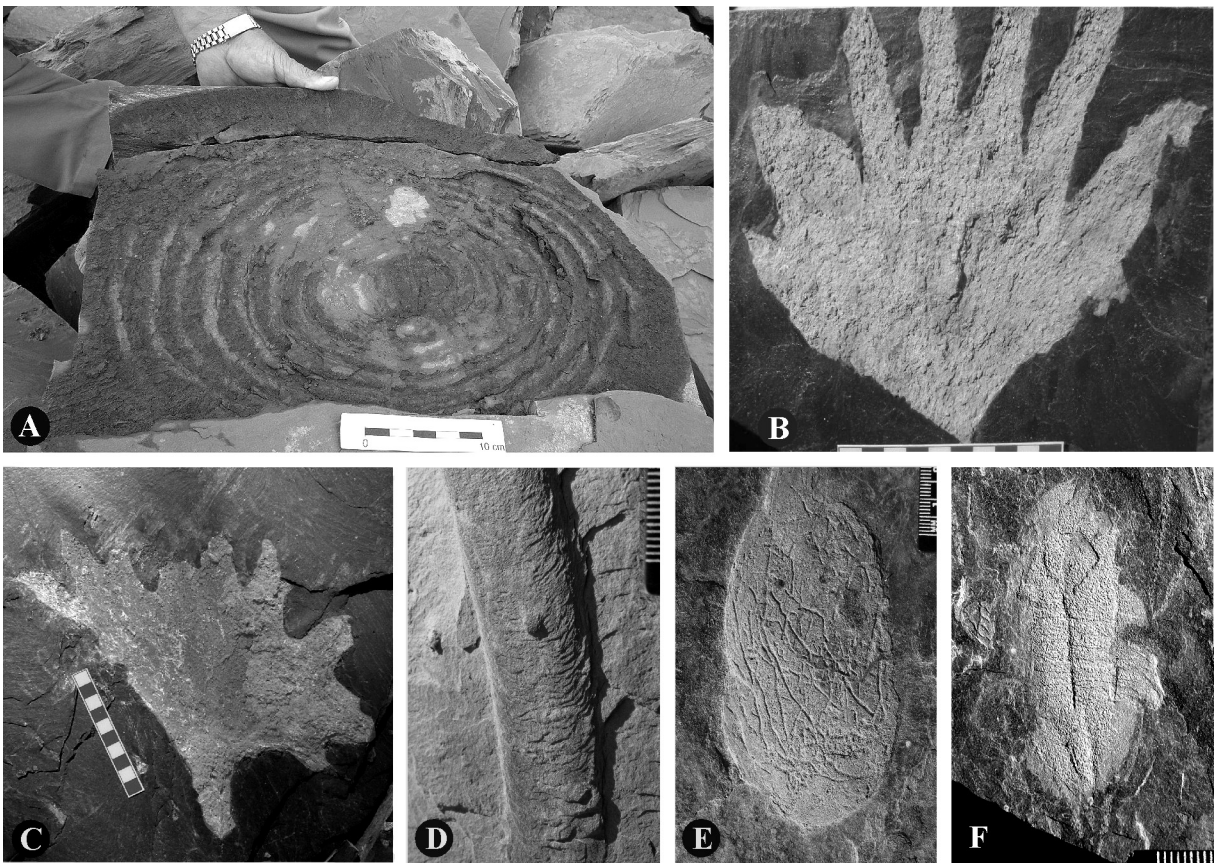


Figura 1. Icnofósiles del Oretaniense Inferior de la Formación Valongo, Canelas (Portugal). **A:** *Rotundusichnium* isp. **B-C:** *Phycodes noha* MIKULÁS 1992. **D:** *Taenidium* cf. *planicostatum* (KSIAZKIEWICZ 1977) **E:** *Arachnostega gastrochaenae* BERTLING 1992 en el molde interno de un gasterópodo. **F:** Praedichnion indet. afectando a un trilobites. Escalas gráficas: 10 cm (A-D) y milimétrica (D-F).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos CGL2006-07628/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación, PTDC/CTE-GEX/64966/2006 de la FCT portuguesa, e IGCP 503 (IUGS-UNESCO).

Referencias

Couto, H. & Gutiérrez Marco, J.C. 2000. Alguns fósseis raros ou pouco conhecidos da Formação de Valongo (Ordovícico Médio, norte de Portugal). In: *I Congresso Ibérico de Paleontología y XV Jornadas de la Soc.Española de Paleontología* (Eds. J.B. Díez & A.C. Balbino). Évora, 191-192.

Gutiérrez-Marco, J.C. & Sá, A.A. 2004. O enigma dos *tiges de végétaux terrestres* de idade ordovícica, encontrados por Nery Delgado (1908) na Formação Valongo (norte de Portugal). *Comunicações Geológicas* **91**, 37-44.

Sá, A.A. & Gutiérrez-Marco, J.C. (Coord.). 2006. *Trilobites gigantes das ardósias de Canelas (Arouca)*. Ardósias Valério & Figueiredo, Madrid, 205 pp.

Sá, A.A, Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. & Valério, M. 2007. Palaeontology and stratigraphy of the Ordovician in the Arouca region (central Portugal). *Acta Palaeontologica Sinica* **46**, 434-439.

Cruziana? *almadenensis* SEILACHER: problemática icnotaxonómica y revisión de su localidad tipo

Lorenzo, S.[1] y Gutiérrez-Marco, J.C.[2]

1: Departamento de Ingeniería Geológica y Minera, Universidad de Castilla-La Mancha., E-13400 Almadén. España. saturnino.lorenzo@uclm.es

2: Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas. José Antonio Nováis, 2. E-28040 Madrid. España. jcgrapto@geo.ucm.es

Cruziana? *almadenensis* SEILACHER 1970 es uno de los icnofósiles ordovícicos españoles más singulares, y desde su descubrimiento (Seilacher, 1970) constituye la forma nominal de un grupo de icnoespecies atribuidas a *Cruziana*, pero en cuya producción probablemente no estuvieron involucrados los trilobites, sino tal vez artrópodos quelicerados (Seilacher, 2007). Se trata de trazas de reposo excavadas de manera proclina (Fig. 1A), que presentan marcas de apéndices cefálicos fuertemente impresas en la parte anterior y con disposición radial, mientras que la parte posterior tiene unos relieves menos marcados, donde las coxas de los apéndices se combinan con lóbulos generados por supuestas patas traseras, que a su vez produjeron crestas orientadas longitudinalmente. Precisamente, esta última disposición sirvió para asociar de forma tentativa con *C. almadenensis* otras trazas de locomoción bilobuladas (Fig. 1B), con tres a cinco crestas redondeadas por lóbulo y recorrido prácticamente paralelo al eje, representadas en los mismos niveles que el morfotipo nominal. La descripción original fue acompañada por dos dibujos (Seilacher, 1970: figs. 7.16-17), constando el elemento rusoficiforme en primer lugar, seguido del crucianiforme. Ambos ejemplares, y otros 12 adicionales, fueron recogidos en la Cuarcita de Canteras (= Formación Botella) de la Sierra de la Cárcel, contigua a Almadén (Ciudad Real), en niveles considerados en esos momentos como Caradoc. Seilacher (1970) menciona también la icnoespecie en distintas localidades del Ordovícico Superior del sur de Jordania, Argelia y Turquía, sin aportar descripciones o ilustraciones concretas, lo mismo que sucede con sus citas posteriores en Arabia Saudita o Benín.

En España, *C.*? *almadenensis* fue revisada brevemente por Lauret (1974) en la localidad tipo, y citada entre 1976 y 1980 en tres trabajos franceses sobre el sinclinal de Almadén, El Centenillo (Jaén) y la parte oriental de la provincia de Badajoz, respectivamente, por lo que la distribución del icnotaxón (generalmente sus morfotipos cruzianiformes) se restringe a la parte meridional de la Zona Centroibérica, siempre al norte del eje de Los Pedroches.

Con todo, Lauret (1974: láminas 7 y 8) fue el único autor que publicó fotografías de ejemplares asignables a *C.*? *almadenensis*, a través de las cuales se percibe una variabilidad morfológica superior a la descrita inicialmente, y describió dos horizontes con este icnofósil dentro de la Formación Botella, incluidos en alternancias de cuarcitas micáceas de tonalidades violeta con pizarras micáceas grises.

En el presente trabajo se estudian de nuevo las secciones originales de la Sierra de La Cárcel, en su transición entre el polvorín minero que durante muchos años impidió el acceso a las canteras, y el relleno parcial que sirve de base a la restauración actual. Nuestro estudio permitió redescubrir los horizontes con *C.*? *almadenensis*, donde coexiste una variada y novedosa icnoasociación, entre la que identificamos *Rusophycus* y *Cruziana* de origen probablemente trilobítico, *Didymaulichnus*, *Monomorphichnus*?, *Curvolithus*, *Palaeophycus*, *Lockeia*, *Arenicolites*?, *Bergaueria* y *Monocraterion*?.

Desde el punto de vista icnotaxonómico, ni el material ilustrado por Seilacher (1970, y reiterado en muchos de sus trabajos posteriores), ni el nuestro, permiten establecer una correspondencia clara entre las trazas de excavación proclina y las pistas bilobuladas con crestas longitudinales. La propia asignación al icnogénero *Cruziana* es cuestionable, dado que

sus icnotaxobases originales se refieren a las trazas de reposo y no a las pistas de locomoción bilobuladas. Por otro lado, la presencia de marcas transversas asimilables a coxas en diversos ejemplares de "*C.*" *almadenensis* s. str. podría aproximarlo a *Rusophycus*, si bien las relaciones morfológicas con dicho icnogénero son dudosas debido a los tres pares de abultamientos fuertes (conteniendo arañazos apendiculares) que surgen en forma palmeada en el extremo anterior de la traza. En estas condiciones, y a la espera de poder concluir un estudio más riguroso disponiendo de un mayor número de ejemplares, optamos por restringir el nombre *Cruziana*? *almadenensis* a las trazas "rusoficiformes", seleccionando como lectotipo de la icnoespecie al ejemplar Tüb 1392/13, ilustrado por Seilacher (1970: fig. 7.16), que está depositado en el Instituto de Geología y Paleontología de la Universidad de Tübingen (Alemania).

Con respecto a la edad de *C.*? *almadenensis*, Seilacher (2007) continúa considerándola una forma característica del Ordovícico Superior perigondwánico, y sus hallazgos han sido referidos al Caradoc o al límite "Llandeilo-Caradoc" por distintos autores. Desde el punto de vista de la cronoestratigrafía regional, la Formación Botella, en la Sierra de La Cárcel, se restringe al Dobrotiviense, aunque por su posición estratigráfica los niveles icnológicos seguramente corresponden al Dobrotiviense superior, donde se verifica el tránsito Ordovícico Medio-Superior (Darriwiliense-Sandbiense de la escala global). Ajustando estas dataciones a la cronoestratigrafía regional británica, el Dobrotiviense superior equivaldría al Llandeiliense terminal (final del Llanvirn redefinido) y al Aureluciense (Caradoc) basal (= subpiso Velfreyense), términos de nuevo cuño estos últimos, creados para obviar las inconsistencias del "Llandeilo" en su área tipo.

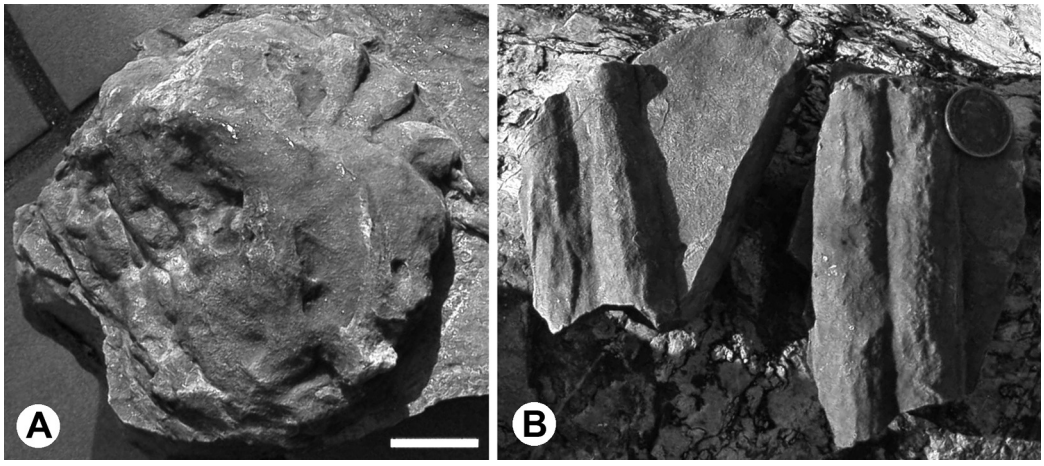


Figura 1: *Cruziana*? *almadenensis* SEILACHER 1970 *sensu lato*. **A:** morfotipo rusoficiforme (típico de la icnoespecie). **B:** morfotipo cruzianiforme (= *Cruziana* isp.). Escalas: 2 cm.

Agradecimientos

Este trabajo contribuye al estudio del patrimonio paleontológico de la región de Almadén, que cuenta con financiación del proyecto CGL2006-07628/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

Lauret, J. 1974. Un exemple de facies à ichnites: les "Quartzites Botella". Anexe II In: *Recherches géologiques et minières dans la région d'Almaden-Almadenejos (Espagne)*. Travaux tu Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Université de Paris-Sud (Centre d'Orsay), vol. 2, 1-10 (inédito).

Seilacher, A. 1970. *Cruziana* stratigraphy of "non-fossiliferous" palaeozoic sandstones. In: *Trace Fossils* (Eds. T.P. Crimes & J.C. Harper). Seel House Press (Geological Journal Special Issue, 3), Liverpool, 447-476

Seilacher, A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 226 pp.

Implicaciones paleogeográficas de los patrones direccionales de los rastros de dinosaurios de la Cuenca de Cameros (Cretácico Inferior, España)

Moratalla, J.J.[1] y Hernán, J.[2]

1: Instituto Geológico y Minero de España (Museo Geominero). c/ Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid. España. j.moratalla@igme.es
2: Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. c/ Ríos Rosas, 21. E-28003 Madrid. España.

Los depósitos sedimentarios que constituyen la Cuenca de Cameros se acumularon durante el desarrollo del rift ibérico, concretamente en una fase que abarcó desde el Tithónico (Jurásico Superior) hasta el Albiense (Cretácico Inferior). El relleno sedimentario de todo este proceso ha dado lugar a más de 8.000 metros de potencia de materiales claramente de origen continental con influencias marinas ocasionales que implican una extensión geográfica en torno a los 8.000 km^2. La Cuenca de Cameros se divide en dos áreas distintas: Cameros Oeste y Cameros Este (Mas *et al.*, 2002), ambas con una estructura estratigráfica diferente. Esto ha ocasionado una preservación diferencial que ha tenido como consecuencia que en la zona occidental predominen los yacimientos osteológicos mientras que, por el contrario, en la oriental predominen los yacimientos paleoicnológicos.

Tradicionalmente, se ha dividido a Cameros Este en cinco grupos geológicos de los cuales Tera, Urbión y Oliván presentan características de dominio fluvio-lacustre. Por el contrario, los Grupos Oncala y Enciso son de dominio netamente lacustre y es en estos dos episodios donde aparece la inmensa mayoría de los yacimientos de icnitas de dinosaurios de la zona. Así, en el Grupo Oncala los yacimientos se hallan fuertemente concentrados en la Aloformación Huérteles (Berriasiense) mientras que para el Grupo Enciso, la edad se considera como Aptiense inferior. En ese sentido, la diferencia temporal (de unos 25 millones de años) implica la posibilidad de profundos cambios no solamente en la composición de las paleofaunas sino también referidos a diferentes aspectos paleogeográficos (estructura general de la cuenca, dirección de los aportes, paleogeografía local, etc).

Para la realización de este trabajo se han medido las direcciones de progresión de una muestra de rastros de dinosaurios tanto de la Aloformación Huérteles -Grupo Oncala- (n=152) como del Grupo Enciso (n=863). Si bien es cierto que la mayor parte de los yacimientos con un gran número de rastros presentan un patrón marcadamente bi-direccional, el objetivo de este trabajo es, sin embargo, llevar a cabo un análisis global y general de los patrones direccionales de las dos secuencias temporales estudiadas.La paleogeografía de la Aloformación Huérteles sugiere la presencia en la Cuenca de Cameros de un gran y extenso complejo de tipo playa-lake con el establecimiento de un área lacustre rodeada por diversos cinturones que representan diferentes sub-ambientes (Gómez-Fernández & Meléndez, 1994). Es en estas áreas donde precisamente aparecen concentrados los yacimientos de la Aloformación Huérteles. El análisis del patrón direccional de los rastros de dinosaurios de esta zona muestra una distribución bastante amplia sin que se aprecie una clara orientación preferencial.

Por el contrario, el régimen extensional durante la deposición del Grupo Enciso facilitó una doble transgresión marina. Por un lado desde el dominio nor-atlántico (Cuenca Vasco-Cantábrica) y, por otro, desde el dominio sureste (Cuenca del Maestrazgo), algo que tuvo como consecuencia la partición de la Placa Ibérica en dos áreas emergidas. Como consecuencia de todo ello, la Cuenca de Cameros constituyó, durante la deposición del Grupo Enciso, la única franja emergida que conectaba el Macizo Ibérico con el Macizo del Ebro y, por tanto, actuó como una zona de paso obligado, para los vertebrados, entre ambas áreas. El análisis direccional de 863 rastros de dinosaurios del Grupo Enciso muestra una clara

orientación preferencial noreste-suroeste, resultado que parece plenamente consistente con el marco paleogeográfico descrito.

A pesar de estas diferencias en los patrones direccionales, la composición de las icnocenosis de ambos Grupos geológicos parece muy similar debido al inmenso predominio de los dinosaurios terópodos (Moratalla, 2008). Este abrumador dominio puede estar relacionado con la mayor actividad de este grupo de dinosaurios, cuya conducta de continua búsqueda de presas pudo llevar a un importante sesgo en producción icnológica de modo que estadísticamente este registro fósil ha sufrido un significativo desvío hacia una icnocenosis contraria a la composición esperable para una comunidad biológica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2006-10380 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

Gómez-Fernández, J.C. & Meléndez, N. 1994. Climatic control on Lower Cretaceous sedimentation in a playa-lake system of a tectonically active basin (Huérteles Alloformation, Eastern Cameros Basin, North-Central Spain). *Journal of Paleolimnology* **11**, 91-107.

Mas, R.; Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A. & Alonso-Azcárate, J. 2002. La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria-implicaciones en la exploración de hidrocarburos. In: *Aspectos naturalísticos de Los Cameros. I. Geología* (Ed. F. Pérez-Lorente). *Zubía* **Monográfico 14**, 9-64.

Moratalla, J.J. 2008. The story of the Cameros Basin dinosaurs (Lower Cretaceous, Spain) written in their tracks. *Geophysical Research Abstracts* **10**, EGU2008-A-06390.

Macroolithus turolensis como fósil guía para el Hauteriviense superior-Barremiense basal de Teruel

Moreno-Azanza, M., Gasca, J.M. y Canudo, J.I.

Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, mmazanza@unizar.es, jmgaska@hotmail.com, jicanudo@unizar.es

El uso de fragmentos de cáscaras de huevo, huevos y nidos como herramienta de correlación bioestratigráfica es relativamente reciente en nuestro país, existiendo una única propuesta formal de biozonación en el Cretácico Superior de los Pirineos (López-Martínez, 2005). El principal problema que presentan es su gran dependencia de facies, siendo mucho más abundantes en determinados sedimentos, especialmente lacustres y costeros. Sin embargo, la gran capacidad de dispersión de los fragmentos de cáscara de huevo al incorporarse fácilmente al flujo del sedimento tras el lavado de las áreas de nidificación, la posibilidad de identificar fragmentos de muy pequeño tamaño, así como un bajo potencial de reelaboración convierten a las cáscaras de huevo en posibles fósiles guía en los casos en que son abundantes. En esta comunicación proponemos el uso de un ootaxón, *Macroolithus turolensis* AMO-SANJUAN, CANUDO & CUENCA-BESCÓS 2000, como fósil guía para correlacionar los estratos del tránsito Hauteriviense-Barremiense en la Cordillera Ibérica.

El registro continental del tránsito Hauteriviense-Barremiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (subcuencas occidentales de la Cuenca del Maestrazgo) está representado en las formaciones El Castellar (Subcuenca de Galve) y Blesa (Subcuenca de Oliete). Se trata de depósitos *sinrift* en facies Weald correspondientes a la etapa de *rifting* de la Cuenca Ibérica que comienza en el Jurásico Superior y se prolonga durante el Cretácico Inferior. La tectónica de la zona está controlada por un gran número de fallas sinsedimentarias que configuran cuencas de *rift* intracontinentales complejas. La complejidad tectónica y sedimentaria de la zona dificulta la correlación de afloramientos. Se ha propuesto como nivel guía en la Formación El Castellar un nivel de margas con yesos que permite subdividirla en dos tramos, inferior y superior. Este nivel se ha relacionado con un cambio paleogeográfico y estructural significativo en la Subcuenca de Galve y es por lo tanto sincrónico para la subcuenca.. Sin embargo, este nivel no se reconoce en toda la Subcuenca y tampoco aparece en la Formación Blesa (Subcuenca de Oliete), por lo que parece tener una importancia local y no parece adecuado para la correlación a mayor escala.

Las formaciones Blesa y El Castellar son dos puntos de referencia para el estudio de vertebrados mesozoicos del Cretácico Inferior en la Cordillera Ibérica. Hasta el momento se conocen cerca de una centena de puntos fosilíferos en la Formación El Castellar y unos pocos yacimientos más en la Formación Blesa. Son yacimientos especialmente ricos en restos de vertebrados, especialmente dientes aislados y fragmentos de cáscara de huevo. De entre todos los ootaxones identificados destaca la gran abundancia de *Macroolithus turolensis* en un restringido intervalo del tramo superior de la Formación El Castellar y en el yacimiento de La Cantalera en la Formación Blesa.

Macroolithus turolensis fue descrito a partir de los fragmentos de cáscara recuperados en el yacimiento Cuesta Corrales 2 (Formación Castellar) de la localidad turolense de Galve (Amo Sanjuán *et al.* 2000). Son cáscaras relativamente gruesas (0,45 a 1 mm.) en comparación con otros ootaxones del Cretácico Inferior y presentan tipo básico ornitoide y morfotipo ratite. La superficie externa presenta ornamentación de tipo linearituberculada o sagenotuberculada. Las cáscaras del oogénero *Macroolithus* se asignan a dinosaurios terópodos, posiblemente ovirraptorosaurios o grupos afines.

La presencia de esta ooespecie de *Macroolithus* en ambas subcuencas en niveles de edad similar permite proponerlo como taxón-guía. La datación bioestratigráfica de las facies continentales del Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica se suele hacer a partir de clavatoráceas. Según Martín-Closas (1989: 447, fig. III-33C), en la serie tipo de la formación El Castellar, en la localidad de El Castellar (Subcuenca de Penyagolosa), a unos 30 Km al sur de Galve, la base y parte media de la formación tienen una edad Hauteriviense? (Biozona de *Steinhauseri*) y el techo Hauteriviense superior-Barremiense basal (Subzona de *Triquetra*). La flora de carofitas en el yacimiento de La Cantalera corresponde también a la Subzona de *Triquetra* (Canudo *et al*, 2002). *Macroolithus turolensis* aparece siempre en niveles correspondientes a esta Subzona.

La gran abundancia de este ootaxón, el tamaño relativamente grande que suelen presentar los fragmentos y su ornamentación característica facilitan su recolección e identificación en el campo, permitiendo identificar el tránsito Hauteriviense superior-Barremiense basal en yacimientos donde las carofitas son escasas o inexistentes. Además, la escasa distribución temporal de *Macroolithus turolensis*, restringida a un único nivel en ambas formaciones, permite precisar la correlación entre las secciones que contienen los yacimientos, y caracterizar un intervalo concreto dentro de la Subzona de *Triquetra*. Esta correlación permitirá realizar comparaciones entre las faunas conservadas en los diferentes yacimientos de la Subzona *Triquetra* y proponer modelos paleoecológicos y paleogeográficos más precisos.

Referencias

Amo Sanjuán, O., Canudo, J.I. & Cuenca-Bescós, G. 2000. First record of elongatoolithid eggshells from the Lower Barremian (Lower Cretaceous) of Europe (Cuesta Corrales 2, Galve Basin, Teruel, Spain). In: *First International symposium on Dinosaur eggs and babies. Extendend abstracts* (Eds. A.M. Bravo & T. Reyes). Publicaciones de la Excelentísima Diputación de Lleida, Lleida, 7-14.

Canudo, J.I., Aurell, M., Barco, J.L., Cobos, A., Cuenca-Bescós, G., Martín-Closas, C., Murelaga, X., Pereda-Suberbiola, X., Royo-Torres, R. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 2002. La Cantalera: un resumen de los dinosaurios del tránsito Hauteriviense-Barremiense (Cretácico Inferior) de la Cordillera Ibérica (Josa, Teruel). In: *XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología-II Congreso Ibérico de Paleontología, Salamanca 24-29 Sep./2002. Libro de Resúmenes* (Eds. J Civis y J.A. González-Delgado). Salamanca, 27-28.

López-Martínez, N. 2005. Dating dinosaur oodiversity: chronostratigraphic control of late Cretaceus oospecies succession. In: *Second International symposium on Dinosaur eggs and babies* (Eds. M. Vianey-Liaud, G. Garcia, G. Cheylan & N. Germain). *Palaeovertebrata* **32(2-4)** (correspondiente a 2003), 120-148.

Martín-Closas, C. 1989. *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona, 581 pp. (inédita).

Nueva estructura de bioturbación del Mioceno Superior de Lepe (Huelva, SO España)

Muñiz, F.[1], Mángano, G.[2], Gámez Vintaned, J.A.[3] y Buatois, L.[2]

1: Grupo de Investigación RNM316 "Tectónica y Paleontología", Universidad de Huelva. Campus de las Fuerzas Armadas s/n. E-21071 Huelva. España. fmguinea@uhu.es
2: University of Saskatchewan. 114 Science Place. Saskatoon, SK S7N 5E2. Canada. gabriela.mangano@usask.ca, luis.buatois@usask.ca
3: Área y Museo Paleontológico, Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. España. gamez@unizar.es

Introducción

El Mioceno Superior de Lepe (provincia de Huelva, SO España) está caracterizado por facies siliciclásticas marinas que constituyen los primeros registros (en superficie) de la sedimentación neógena en el extremo suroccidental de la cuenca del Guadalquivir (Muñiz *et al*., 2001). La sucesión estratigráfica establecida para el Mioceno en el área estudiada comprende cinco conjuntos litológicos o tramos, que de base hacia techo son: Arcillas grises; Limos arenosos blancos; Arenas glauconíticas verdosas; Arenas de grano medio a muy grueso pardo amarillentas; y Arenas de grano medio a muy grueso amarillentas.

Estos materiales destacan por su riqueza y diversidad en el contenido paleontológico y especialmente en el icnológico (estructuras de bioturbación y bioerosión). En esta comunicación se describen las icnotaxobases de una nueva estructura de bioturbación, se realiza su discusión icnotaxonómica preliminar y se analiza el significado etológico, así como los posibles organismos productores.

Material estudiado

Descripción: estructura de bioturbación conservada como hiporrelieve convexo y relieve completo, constituida por un entramado complejo de cámaras irregulares, poco profundas, de base plana y contorno subovoidal, pudiéndose reconocer en muy pocos ejemplares una ornamentación de marcas muy finas en las paredes. En el nivel inmediatamente inferior a la superficie de estratificación las cámaras están conectadas entre sí desde su parte superior por galerías horizontales, de paredes finamente revestidas, no ornamentadas, de sección transversal subcircular y trayectoria recta y corta (en ocasiones con terminación ciega). Los valores de los parámetros observados se detallan en la Figura 1.

Discusión icnotaxonómica

La morfología de la nueva estructura de bioturbación estudiada tiene afinidad en distinto grado con varios icnogéneros (Fig. 1): *Hormosiroidea*, *Spongeliomorpha* (en particular con la icnoespecie *S. sicula*) y *Maiakarichnus*. A partir de las características generales detalladas en la Figura 1 para cada uno de los icnogéneros discutidos, la disposición de las cámaras y el trazado general de la estructura justificarían, en principio, el establecimiento de un nuevo icnogénero e icnoespecie.

Consideraciones etológicas y posibles organismos productores

Desde el punto de vista del comportamiento, la presencia de cámaras en los icnogéneros discutidos tiene una interpretación común. Las cámaras de *Hormosiroidea* han sido interpretadas como posibles estructuras de crianza por parte de anélidos. Para *Spongeliomorpha sicula* y *Maiakarichnus*, las cámaras pudieron servir igualmente como áreas de reproducción y crianza de larvas por parte de crustáceos decápodos, aunque para *S. sicula* hay descritas otras interpretaciones (véase Muñiz & Mayoral, 2001). En este sentido, el comportamiento que reflejan las cámaras descritas en la nueva estructura de bioturbación

estudiada es igualmente el de la reproducción y/o la crianza de larvas, mientras que las galerías horizontales reflejan el avance constructivo por parte del organismo productor, muy probablemente un crustáceo. El nuevo icnogénero pertenecería a la categoría etológica de *calichnia*.

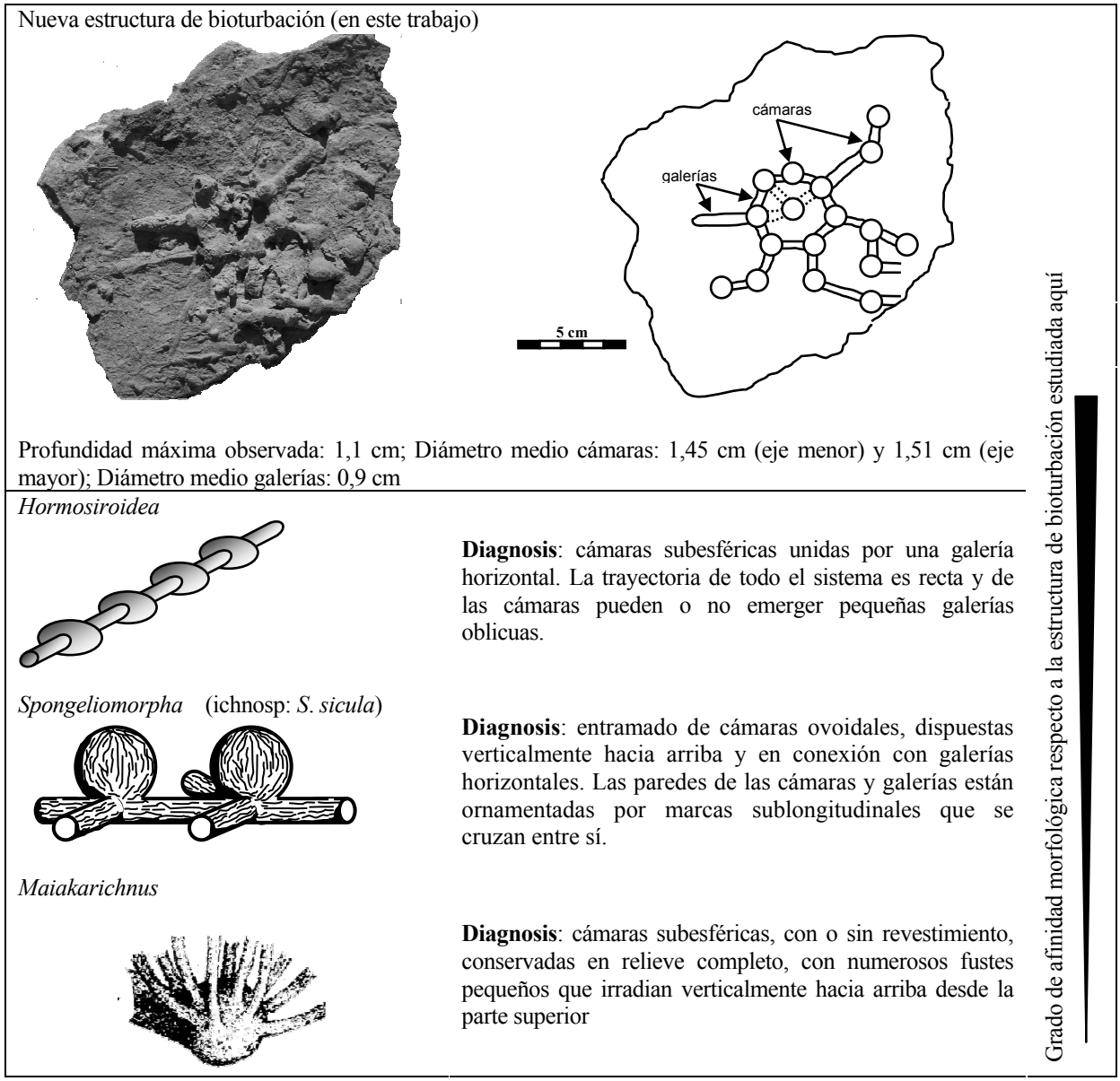


Figura 1. Dibujos esquemáticos, características y grado de afinidad morfológica de la estructura de bioturbación estudiada con los icnogéneros discutidos.

Agradecimientos
Al Grupo de Investigación RNM 316 "Tectónica y Paleontología" de la Junta de Andalucía.

Referencias

Muñiz, F. & Mayoral, E. 2001. El icnogénero *Spongeliomorpha* en el Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir, área de Lepe-Ayamonte, Huelva, España. *Revista Española de Paleontología* **16**, 115-130.

Muñiz, F., Mayoral, E., Cáceres, L.M. & Cachão, M. 2001. Nuevos datos bio-cronoestratigráficos para el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (área de Lepe-Ayamonte, Huelva, España). *Geogaceta* **30**, 243-244.

Bioerosión producida por necrófagos marinos en restos óseos del Plioceno Inferior de Huelva (SO España)

Muñiz, F.[1], Toscano, A.[2], Sánchez, A.[3], Esperante, R.[4] y Korestky, I.[5]

1: Grupo de Investigación RNM316 "Tectónica y Paleontología", Universidad de Huelva. Campus de El Carmen s/n. E-21071 Huelva, España. fmguinea@uhu.es
2: Grupo de Investigación RNM238 "Paleontología y Ecología Aplicada", Universidad de Huelva. Campus de El Carmen s/n. E-21071 Huelva. España. toscano.grande@telefonica.net
3: Museo Nacional de Ciencias Naturales. c/ José Jiménez Abascal, 2. E-28006 Madrid. España. mcnas539@mncn.csic.es
4: Geoscience Research Institute. Loma Linda, California, 92350. USA. resperante@llu.edu
5:Laboratory of Evolutionary Biology, Department of Anatomy College of Medicine. Howard University. 520 W St. NW Washington, DC 20059. USA. ikoret123@aol.com

Introducción y material estudiado

Las estructuras de bioturbación y bioerosión generalmente son resultado de la combinación de tres parámetros íntimamente relacionados: sustrato, productor y comportamiento (Gibert *et al*., 2004). La bioerosión es producida por una amplia gama de organismos mediante la destrucción mecánica y/o química de sustratos duros biogénicos (conchas, huesos y otros esqueletos mineralizados) o no-biogénicos (rocas de varios orígenes). En particular, las estructuras de bioerosión producidas sobre restos óseos por depredación o por actividad carroñera (necrofagia) adquieren un alto significado paleobiológico como indicio de una interacción depredador-presa.

En este trabajo, se dan a conocer estructuras de bioerosión producidas por necrófagos halladas en los depósitos marinos del Plioceno inferior de la Formación Arenas de Huelva, sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Huelva, SO España). Estas estructuras se hallaron en la pelvis izquierda de un espécimen de foca (SubFam. Monachinae) y en el húmero izquierdo de un ave (O. Charadriiformes?). Este material óseo es igualmente novedoso en los materiales del Plioceno de la Cuenca del Guadalquivir y actualmente se encuentra en estudio taxonómico.

Descripción

Estructuras de bioerosión a modo de surcos lisos, con trayectoria recta a suavemente curva, morfología ligeramente ahusada y orientación perpendicular respecto al eje longitudinal del hueso. Se encuentran organizadas en grupos aislados de 2 ó 3 surcos (ocasionalmente 4), paralelos a ligeramente oblicuos entre sí y con espaciado más o menos regular; o bien, en conjuntos de 9 a 16 surcos que se cortan unos a otros. Los grupos aislados se localizan en las superficies internas mientras que los conjuntos se hallan en los bordes de los huesos (Tabla 1). La longitud observada varía entre 1 y 3 mm y la anchura es menor o igual a 0,5 mm.

Consideraciones etológicas y afinidad biológica de los productores

La presencia de estas estructuras de bioerosión en el registro fósil no permite una distinción directa de comportamientos entre depredación *ante mortem* y actividad carroñera *post mortem* (Kowalewski, 2002). Para el material aquí descrito, nos inclinamos hacia una actividad carroñera o de necrofagia considerando la localización tan dispar y recóndita de los surcos en los huesos (Tabla 1). Estas estructuras de bioerosión pertenecerían a la clase etológica Praedichnia.

Respecto a los posibles organismos productores, si consideramos la organización regular observada de los surcos (Tabla 1) nos permite descartar *a priori* que hayan sido realizados por invertebrados necrófagos como crustáceos. Estructuras similares a las estudiadas aparecen en la bibliografía y su producción es asignada a Condrictios y en menor medida a Osteictios. Hay que señalar, que los dientes y restos óseos de estos grupos biológicos son muy abundantes en

los niveles estudiados de la Formación Arenas de Huelva (hasta la fecha se han determinado diecinueve géneros de Condrictios y cuarenta y seis de Osteictios). Otras estructuras parecidas se han relacionado igualmente con la depredación o necrofagia del tiburón cretácico *Squalicorax*, con la característica de presentar en los bordes de los surcos numerosas estrías, indicando que los dientes del productor eran aserrados. En el material descrito aquí, los bordes de los surcos son lisos, ajustándose mejor a un tipo de dentición anterior no aserrada. Esta característica permitiría hacer una selección de los posibles candidatos productores dentro de los condrictios descritos en la Formación Arenas de Huelva. Existe abundante información sobre estructuras de peces óseos actuales que bioerosionan sustratos duros, como corales, y que dejan grupos de surcos más o menos regulares. Por el contrario, este tipo de información es muy limitada para el registro fósil, por ejemplo, Neumann (2000) describe surcos similares en morfología y tamaño a los aquí estudiados, realizados por peces óseos en osículos de asteroideos del Cretácico.

Por último, si atendemos a la relación: Dimensiones de los surcos/Tamaño productor/es, podríamos atribuir la producción de las estructuras a osteictios, aunque Bardet *et al.* (1998) describen igualmente surcos muy pequeños, finos y elongados sobre la espina neural de una vértebra caudal de mosasaurio que atribuyen a la actividad carroñera de pequeños tiburones con dentición cortante. Las estructuras de bioerosión aquí expuestas se atribuyen a la actividad necrófaga de peces óseos o bien de tiburones de pequeño tamaño.

SURCOS					
Localización		**Tipo de organización**	**Nº**	**Disposición entre sí**	**Trayectoria**
Húmero izquierdo de Charadriiformes?					
Vista craneal	Zona distal del cóndilo ventral	Grupo aislado	2	Paralelos	Recta
	Zona proximal del cóndilo dorsal	Grupo aislado	3	≈ oblicuos	≈ curva
	Superficie craneal de la diáfisis	Grupo aislado	2	Paralelos	Recta
	Impressio coracobrachialis	Grupo aislado	3 y 4	Paralelos	Recta
	Zona distal de la cresta bicipital	Conjuntos	10	Paralelos y ≈ oblicuos	Recta
Vista caudal	Superficie caudal de la diáfisis	Grupo aislado	3 y 4	Paralelos	Recta
	Zona proximal de la *Crus dorsale fossae*	Conjuntos	16	Paralelos y ≈ oblicuos	Recta
Pelvis izquierda de Monachinae					
Vista caudal	Zona posterior superior de la espina iliaca	Grupo aislado	2 y 3	Paralelos	Recta
		Conjuntos	14	Paralelos y ≈ oblicuos	Recta a ≈ curva
	Superficie sinfisal del pubis	Conjuntos	9	Paralelos y ≈ oblicuos	Recta

Tabla 1. Localización en los huesos y principales características de las estructuras de bioerosión. ≈: aproximadamente.

Agradecimientos

A los Dres. Richard Bromley y Jordi María de Gibert por sus comentarios. Al Grupo de Investigación RNM 316 "Tectónica y Paleontología" de la Junta de Andalucía. A Miguel Ángel Bernal.

Referencias

Bardet, N., Jagt, J. Kuypers, M. & Dortangs, R. 1998. Shark tooth marks on a vertebra of the mosasaur *Plioplatecarpus marshi* from the late Maastrichtian of Belgium. *Natuurhistorisch Genootschap in Limburg* **41**, 52-55.

Gibert, J.M. de, Doménech, R. & Martinell, J. 2004. An ethological framework for animal bioerosion trace fossils upon mineral substrates with proposal of a new class, fixichnia. *Lethaia* **37**, 429-437.

Kowalewski, M. 2002. The fossil record of predation: an overview of analytical methods. In: *The fossil record of predation* (Eds. M. Kowalewski and P. Kelley). The Paleontological Society (The Paleontological Society Papers, 8), New Haven, 3-42.

Neumann, C. 2000. Evidence of predation on Cretaceous sea stars from northwest Germany. *Lethaia* **33**, 65-70.

Humanos en la pista y en la playa: implicaciones sobre la velocidad de los dinosaurios

Ruiz, J.[1] y Torices, A.[2]

1: Centro de Biología Molecular, CSIC-Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco. España. jaruiz@geo.ucm.es

2: Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. E-28040 Madrid. España. atorices@geo.ucm.es

Un tema clásico en paleontología es el cálculo de la velocidad de los dinosaurios a partir de la longitud de zancada observada en los rastros de pisadas fósiles de estos vertebrados. A partir de observaciones de animales moviéndose en libertad, de experimentos con humanos en una playa, y consideraciones teóricas de similaridad mecánica entre animales y estructuras de ingeniería, Alexander (1976) propuso que la velocidad (en metros por segundo) de un animal puede deducirse a partir de su longitud de zancada aplicando la ecuación

$$v \cong 0{,}25\, g^{0,5}\, \lambda^{1,67}\, h^{-1,17} = 0{,}78\, \lambda^{1,67}\, h^{-1,17} \qquad (1),$$

donde v es la velocidad de desplazamiento, g la aceleración de la gravedad, λ es la longitud de zancada y h la altura de la extremidad posterior (medida desde el suelo hasta la articulación de la cadera). Para aplicar esta ecuación a rastros de dinosaurios h debe estimarse de alguna forma a partir del tamaño y morfología de las icnitas del rastro y de la anatomía de los diferentes tipos de dinosaurios. Más aún, Alexander (1976) propuso utilizar el cociente λ/h deducido a partir de rastros fósiles para distinguir cuando un animal caminaba, trotaba, o corría.

En este trabajo analizamos la relación entre longitud de zancada y velocidad en humanos para poner a prueba la fiabilidad de la ecuación (1), y por tanto de las estimaciones de la velocidad de los dinosaurios basados en rastros fósiles. Los datos procedentes del análisis de competiciones de atletismo constituyen un excelente material de comparación, ya que se han obtenido en condiciones muy bien controladas (Kersting, 1999). Lamentablemente, resulta imposible encontrar información sobre la altura de la cadera en atletas. Sin embargo, las diferencias en la altura de la extremidad inferior en humanos son relativamente pequeñas, y en los estudios de biomecánica deportiva es frecuente el uso de un valor constante (Kersting, 1999), por lo que la relación entre λ y v puede analizarse en atletas, al menos en primera aproximación, sin tener en cuenta el valor de h.

Hemos comparado valores parciales de v en función de λ para varias carreras de 100 metros (correspondientes a la finales de hombres de los Campeonatos del Mundo de Tokio de 1991, de hombres y mujeres de la Copa del Mundo de Barcelona de 1989; Pascua, 1990; Ae *et al.*, 1992), 200 metros (finales de hombres y mujeres de los campeonatos del Mundo de Atenas 1997; Kersting, 1999), y 400 metros (finales de hombres y mujeres de 4 x 400 metros relevos del Campeonato del Mundo de Helsinki de 1983; Mero *et al.*, 1988). Por desgracia, no se hacen medidas parciales de v y λ en carreras de fondo o medio fondo, lo que limita las comparaciones a los resultados para las pruebas de velocidad.

Los resultados indican similares longitudes de zancada en 100, 200 y 400 metros, pero una importante dispersión de velocidades. En el rango de valores de λ empleados por atletas de 100 y 200 metros, un aumento de v con el incremento de λ es evidente, mientras que los diez datos de 400 m pueden agruparse en una serie propia, la cual se ajusta excelentemente mediante una regresión polinómica de segundo grado (lo que implica que la velocidad de desplazamiento presenta un máximo para una longitud de zancada de 4,9 m). Para un mismo valor de λ los datos de 400 metros indican velocidades más bajas que los de 100, e incluso

200 metros.

Se puede argumentar que los datos de atletas no son representativos del modo de moverse de personas (u otros animales bípedos) no entrenados para maximizar sus prestaciones deportivas. Por esa razón repetimos el experimento de Alexander (1976) en la playa de La Griega (Colunga), en las cercanías de icnitas de dinosaurios y al pie del Museo del Jurásico de Asturias, con 14 personas andando y corriendo a diferentes velocidades. Cuando se compara las observaciones de velocidad adimensional (equivalente a $v/(gh)^{1/2}$) en función de la zancada relativa (λ/h), con las predicciones de la ecuación (1) se puede comprobar que el método de Alexander (1976) da excelentes resultados para humanos al paso, mientras que para la carrera aparece una importante dispersión de valores, que es mayor para valores altos de λ.

Hemos comparado los resultados de nuestro experimento en la playa con los datos de atletas, comparando v y λ (pero no considerando h) en ambas muestras, y son absolutamente consistentes entre sí. Resulta muy llamativo que todos los datos considerados conjuntamente se pueden fijar a una regresión exponencial dada por

$$v = 0{,}79\ \lambda^{1{,}67} \qquad (2),$$

prácticamente indistinguible de la ecuación (1) cuando $h \approx 1$ m (lo cual es aproximadamente válido para humanos; este valor se encontraba entre 0,86 y 1,02 m en nuestra muestra).

Así, nuestros resultados implican que las argumentaciones de Alexander son correctas a rasgos generales. Pero esta comparación también implica que un valor concreto de longitud de zancada, aunque es muy fiable para calcular la velocidad de un animal que camina, no determina de manera única la velocidad de desplazamiento a la carrera. Otros factores, como la frecuencia de zancada (la cual no pueden obtenerse para animales fósiles), deben tenerse en cuenta. Por tanto, los estudios sobre la velocidad de carrera en dinosaurios bípedos (ej. Farlow, 1981), y por extensión en otros grupos de vertebrados fósiles, deben encararse con cautela.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Nieves López por su apoyo, comentarios y por sugerir la idea del experimento descrito en este trabajo, a J. Ignacio Ruiz-Omeñaca, Begoña Arenzana, Valle López y Alejandro González por su asistencia técnica durante la realización del experimento en la playa de La Griega, y a las personas que participaron en dicho experimento, en su mayoría alumnos de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

Referencias

Ae, M., A. Ito, A. & Suzuki, M. 1992. The men's 100 metres. *New studies in Athletics* **7**, 47-52.

Alexander, R.McN. 1976. Estimates of the speeds of dinosaurs. *Nature* **261**, 129-130.

Farlow, J.O. 1981. Estimates of dinosaur speeds from a new trackway site in Texas. *Nature* **294**, 747-748.

Kersting, U.G. 1999. Biomechanical analysis of the sprinting events. In: *Biomechanical research project Athens 1997. Final Report* (Eds. G.P. Brüggemann, D.Koszewski & H. Muller).Meyer and Meyer Sport, Oxford, 12-61.

Mero, A., Luhtanen, P., Komi, P. & Susanka, P. 1988. Kinematics of top sprint (400m) running in fatigued conditions. *Track and Field Quarterly* **88**, 42-45.

Pascua, M. 1990. Carreras de velocidad. In: *Atletismo (I) Carreras y marcha* (Ed. J. Bravo). Comité Olímpico Español, Madrid, 25-78.

Bioerosión en corales del Mioceno medio de los islotes de Porto Santo (Madeira, Portugal)

Santos, A.[1], Silva, C.M. da[1], Mayoral, E.[2] y Cachão, M.[1]

1: Centro de Geologia e Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa. Campo Grande. 1749-016 Lisboa. Portugal. asantos@dgyp.uhu.es, paleo.carlos@fc.ul.pt, mcachao@fc.ul.pt
2: Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. Campus del Carmen. Avda. de Las Fuerzas Armadas s/n. E-21071 Huelva. España. mayoral@uhu.es

La isla atlántica de Porto Santo, de origen volcánico, se sitúa a 40 km al NO de la isla de Madeira (Portugal). Se ha seleccionado ya que es la única isla del archipiélago que presenta una mayor proporción de materiales del Neógeno que en algunos casos, han sido deformados por la actividad tectónica de origen volcánico.

Los afloramientos estudiados se localizan en dos islotes próximos a la isla de Porto Santo: el Islote de Cima o del Farol, al NE de la isla principal y el islote de la Cal, al SE de la misma. En el primer islote se ha estudiado el yacimiento denominado Poio Pequeno (N 33º 03' 10.18"/ W 16º 16' 55,63"), y en el segundo, el de Engradia Pequena (N 32º 59' 48,95"/W 16º 22' 51,87").

Las facies representadas son volcano-sedimentarias, muy fosíliferas, donde se pueden distinguir a su vez las subfacies siguientes (Cachão *et al*., 1998): 1. paleoambientes de facies recifal, constituido por biohermos coralígenos, 2. paleoambientes costeros de energía moderada a alta y 3. paleoambientes costeros de baja energía relacionados con un back reef. En el yacimiento de Poio Pequeño las subfacies presentes corresponden a la 1 y 3, mientras que en el de Engradia Pequena, son la 2 y la 3.

En el yacimiento de Poio Pequeno, el sustrato bioerosionado corresponde a corales coloniales desarrollados sobre una superficie expuesta que marca el contacto entre un complejo volcánico submarino infrayacente, representado por basaltos del Mioceno inferior-medio y las calizas recifales suprayacentes, del Mioceno medio. Los corales de este biohermo presentan numerosos *Gastrochaenolites* producidos por bivalvos litófagos, en la mayoría de las ocasiones con un refuerzo carbonatado en las paredes y en ocasiones, con el molde recristalizado de su productor en el interior. En otros casos también presentan en el interior de la cavidad, estructuras meniscadas o de *spreiten*, que indican que la perforación se produjo en vida del sustrato anfitrión. De este modo, se pueden identificar dos estadios diferentes de ocupación, uno en vida del sustrato y otro, post-mortem (*Gastrochaenolites* sin *spreiten*). También se han identificado estructuras del tipo *Entobia*.

La fauna asociada está representada por vestigios de bivalvos (*Spondylus* sp., *Isognomon* sp.), balanomorfos (*Balanus* (*B*.) *stellaris*), y serpúlidos. Aparecen, también, abundantes concreciones algales (rodolitos).

En Engradia Pequena, el contexto es similar al del yacimiento anterior, si bien aquí, los corales bioerosionados – de dimensiones más grandes - corresponden al desmantelamiento de un arrecife de coral previo (Fig.1). En este afloramiento la única estructura bioerosiva encontrada corresponde a *Gastrochaenolites*. Éstos presentan un tamaño de gran escala, que varía entre 9 y 27 cm de longitud y entre 2,3 y 2,5 cm de anchura. Suelen aparecer en dirección paralela al crecimiento de los corales, siendo frecuente la presencia de estructuras meniscadas en su interior, junto con sus productores (correspondiente a moldes internos recristalizados de *Lithophaga*), así como el refuerzo calcáreo de sus paredes.

La fauna asociada está representada por fósiles de equinodermos (*Clypeaster* sp., *Schizaster* sp.), radiolas de cidaroideos, bivalvos (*Spondylus* sp., *Atrina pectinata* y pectinidos), gasterópodos (*Conus* sp.) y anélidos poliquetos (*Ditrupa* sp.), junto con abundantes concreciones algales (rodolitos).

Por encima de esta superficie bioerosionada aparece un nivel de arenas piroclásticas con estructuras de bioturbación muy erosionadas, representadas por *Bichordites* isp., *Laminites* isp. y *Dactyloidites* isp., las dos primeras relacionadas con la actividad excavadora de equinodermos irregulares y la última con anélidos.



Figura 1. Vista general del afloramiento de Engradia Pequena (Islote da Cal).

Agradecimientos
Este trabajado ha sido financiado por la ayuda al Grupo de Investigación RNM 316 de la Junta de Andalucía. A. Santos es beneficiaria de una Beca Post-Doctoral (Praxis/BPD/20562) financiada por la FCT (Gobierno portugués) y POCI 2010 (EU).

Referencias

Cachão, M., Rodrigues, D.M.M., Silva, C.M. da & Mata, J., 1998. Biostratigrafia (Nanofósseis calcários) e interpretação paleoambiental do Neogénico de Porto Santo (Madeira) (dados preliminares). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* **84**(1), A185-A188.

Bioerosión en costas rocosas pliocenas (Senhora da Vitória, Portugal Centro Occidental) y sus implicaciones paleoecológicas

Santos, A.[1], Silva, C.M. da[1], Mayoral, E.[2] y Cachão, M.[1]

1: Centro de Geologia e Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa. Campo Grande. 1749-016 Lisboa. Portugal. asantos@dgyp.uhu.es, paleo.carlos@fc.ul.pt, mcachao@fc.ul.pt
2: Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. Campus del Carmen. Avda. de Las Fuerzas Armadas s/n. E-21071 Huelva. España. mayoral@uhu.es

El registro de antiguas líneas de costa rocosas en costas actuales es muy escaso y casi siempre presentan unas condiciones particulares de exposición. Éste es el caso del afloramiento plioceno de Senhora da Vitória, situado en la costa Atlántica Occidental de Portugal y más concretamente, en la playa denominada Paredes de Vitória (39º42'25.68''N; 9º03'04.52''W), a unos 11 km al norte de la localidad de Nazaré (Fig. 1).

El sustrato que está bioerosionado se ha interpretado como parte de un conjunto de antiguos relieves rocosos (alineamientos de islas; Silva *et al.*, 1995, 1999) del Jurásico Inferior (Hettangiense) asociados a una deformación diapírica ocurrida antes y durante el Plioceno. Asociados a estos relieves aparecen clastos dolomíticos que fueron bioerosionados e incrustados por organismos durante la transición Plioceno Inferior-Medio (Zanclíense-Piacenziense). Estos clastos, resultantes de la exposición y erosión costera del acantilado, se incluyeron en la base de la Formación Carnide, constituidos por unas arenas arcillosas, gris oscuras, muy fosilíferas, que pasan a arenas finas, ricas en micas, bioturbadas y tectónicamente deformadas.

Los clastos varían desde cantos a bloques y fueron intensamente perforados, mostrando una icnocenosis diversificada. La pista fósil más abundante y característica es la perforación en forma de porra producida por bivalvos litófagos, correspondiente a *Gastrochaenolites*. Dentro de este icnogénero se han reconocido tres icnoespecies: *Gastrochaenolites lapidicus*, *G. dijugus* y *Gastrochaenolites* isp..

Otros icnotaxones presentes son *Entobia*, relacionado con la actividad perforante de esponjas, *Trypanites*, relacionado con sipuncúlidos perforantes, *Caulostrepsis* y *Maeandropolydora*, con anélidos y *Rogerella* con cirrípedos acrotorácicos, todos ellos igualmente perforantes. También se hallan algunos bivalvos, ya sean epilíticos, y conservados *in situ*, como ciertos Ostreidae y balanomorfos, como endolíticos. La icnocenosis de Senhora da Vitória se incluye dentro de la icnofacies de *Trypanites* y de la subicnofacies *Entobia*.



Figura 1. Vista general del afloramiento plioceno de Senhora da Vitória (Portugal). J: Jurásico. Plio: Plioceno.

Las características de las superficies bioerosionadas y las relaciones espaciales que se deducen de las perforaciones, reflejan varios estadios de colonización/perforación y abrasión. Por otra parte, estudios de esta naturaleza ponen de manifiesto que las superficies bioerosionadas no sólo sirven como herramientas para interpretar la evolución paleoambiental y paleoecológica de una comunidad propia de sustratos duros, sino que sirven también para investigar la paleogeografía del Neógeno Ibérico al situar la posición de antiguas líneas de costa neógenas y explorar sus relaciones con posibles pulsos tectónicos (y/o eventos diapíricos).

Agradecimientos
Este trabajado ha sido financiado por la ayuda al Grupo de Investigación RNM 316 de la Junta de Andalucía. A. Santos es beneficiaria de una Beca Post-Doctoral (Praxis/BPD/20562) financiada por la FCT (Gobierno portugués) y POCI 2010 (EU).

Referencias

Silva, C.M. da, Cachão, M., Martinell, J. & Domènech, R. 1995. Estruturas bioerosivas como indicadores de paleolitorais rochosos. O exemplo do Miocénico da Foz da Fonte (Sesimbra, Portugal). Dados Preliminares. *Memórias, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Universidade do Porto* **4**, 133-137.

Silva, C.M. da, Cachão, M., Martinell, J. & Domènech, R. 1999. Bioerosional evidence of rocky palaeoshores in the Neogene of Portugal: environmental and stratigraphical significance. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **45,** 156-160.

Ichnology in lithostratigraphic and sequence stratigraphic studies: Examples from the Toarcian-lower Aalenian series of the Lusitanian Basin, Portugal

Silva, R.[1,2] & Duarte, L.V.[1,3]

1:Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra. 3000-272 Coimbra. Portugal. ricardo.cdv@gmail.com, lduarte@dct.uc.pt
2: Centro de Geologia, Universidade de Lisboa. 1749-016 Lisboa. Portugal.
3: Insituto do Mar (IMAR), Centro Interdisciplinar de Coimbra. Universidade de Coimbra. 3004-517 Coimbra. Portugal.

The Toarcian and Early Aalenian carbonate series from the Lusitanian Basin (Portugal) are dominated by marl-limestone alternations and are characterized by a diverse set of palaeoichnological occurrences that could be used in several fields of research. The aim of the present study is to identify and typify these occurrences, in order to use them as tools to lithostratigraphic and sequence stratigraphic analysis, according to the works of Duarte & Soares (2002) and Duarte *et al.* (2007). To accomplish this we will present and discuss the lateral and temporal distribution of the main ichnogenus that occur in several studied sections of the basin: *Planolites, Chondrites, Zoophycos*, *Thalassinoides, Sphaerichnus* and *Skolithos.* Although, several others are present and were not classified, like ferruginous tubular burrows.
During the studied time interval, the basin was controlled by a homoclinal carbonate ramp system, gently dipping to northwest, with Tomar (proximal) and Figueira da Foz (distal) sectors occupying the onshore extremes of the basin. Four formations characterize the Toarcian-Lower Aalenian series of the Lusitanian Basin (Duarte & Soares, 2002): The Prado Formation (Lower Toarcian-Lower Aalenian?), defined in Tomar, is individualized by bioclastic component abundance, occurring some marly intervals on the base. The S. Gião Formation (Lower to Upper Toarcian), the most expressive formation in terms of areal exposure, comprises five members and shows a dominantly marly-limestone character. The Cabo Carvoeiro Formation (Lower Toarcian-Aalenian/Bajocian?), defined in Peniche, is individualized by the occurrence of a set of detrital, oolitical and bioclastic facies, also comprising five members. The S. Gião Formation is capped by the Póvoa da Lomba formation (middle Upper Toarcian-Lower Bajocian), a limestone dominated-unit which marks a regressive character in the basin.
Among the several ichnogenus presented, *Planolites* and *Chondrites* are the most expressive in the studied sectors, occurring all over the basin in several stratigraphical positions, and therefore, are of limited use to our proposes. On the other hand, *Zoophycos*, *Thalassinoides*, *Sphaerichnus* and *Skolithos* distribution seem to be controlled by the sedimentary conditions in the basin.
Zoophycos occurs in the limestone beds from the earliest Toarcian (Polymorphum Zone, Marly Limestones with *Leptaena* facies member of S. Gião Formation and Cabo Carvoeiro 1 member of Cabo Carvoeiro Formation), top of Middle-lowermost Upper Toarcian (Marls and marly Limestones with sponge bioconstructions member of S. Gião Formation and Cabo Carvoeiro 4 and 5 members of Cabo Carvoeiro Formation) and widely on the Upper Toarcian (Meneghinii and Aalensis Zones) in northern sector of the basin (Póvoa da Lomba formation). These are simple forms, generally flat, round and non-lobated, located on the top of limestone beds. They are associated to firmgrounds and hardgrounds and are generally located at the top of 5^{th} to 4^{th}-order parasequences.
Thalassinoides occurs in the Lower Toarcian (lowermost Levisoni Zone, Thin Nodular Limestones member of S. Gião Formation and base of Prado Formation), lowermost Upper Toarcian (Bonarellii Zone, Marls and marly Limestones with sponge bioconstructions

member of S. Gião Formation and Prado Formation) and in the Meneghinii-Opalinum Zone interval (Póvoa da Lomba formation). The first occurrence is extensively observed along all the studied sectors, associated to a lowstand interval (Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2007). The second and third occurrences are restricted to the most proximal sectors and are related to 3rd-order regressive phases. This ichnogenus is always observed in the marl/limestone interface.
Sphaerichnus and *Skolithos* have a very restricted temporal and spatial positioning in the basin. *Sphaerichnus* occurs in the Polymorphum (Marly Limestones with *Leptaena* facies member of S. Gião Formation) and in the middle-upper part of the Levisoni Zones (Marls and marly Limestones with *Hildaites* and *Hildoceras* member of S. Gião Formation). These fodinichnia traces (?), made by deposit-feeders (like polychaetes ?) (Fürsich, 1998), have an iron oxides cover and show some abrasion, indicating that they were reworked. They seem to be associated to 3rd-order transgressive phases. *Skolithos* ichnogenus occurs only in the Upper Toarcian of Peniche (Cabo Carvoeiro 4 and 5 members of the Cabo Carvoeiro Formation), associated with the occurrence of the typical littoral lithofacies (oolitical, bioclastic or sandy limestones) observed in this area.
As above demonstrated, the palaeoichnological occurrences in the Toarcian-Lower Aalenian of the Lusitanian Basin constitute an important tool to stratigraphic analysis, specially in the particular case of the sequence stratigraphy.

Acknowledgments
The present study is supported by the Project PDCTE/CTA/44907/2002.

References
Duarte, L.V. 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Early Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* **83**, 65-94.
Duarte, L.V. & Soares, A.F. 2002. Litostratigrafia das series margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* **89**, 135-154.
Duarte, L.V., Oliveira, L.C. & Rodrigues, R. 2007. Carbon isotopes as a sequence stratigrafical tool: examples from the Lower and Middle Toarcian marly limestones of Portugal. *Boletin Geológico e Minero* **118**, 3-18.
Fürsich, F.T. 1998. Environmental distribution of trace fossils in the Jurassic of Kachchh (Western India). *Facies* **39**, 243-272.

Comunicaciones.

Tema libre

Análisis estratigráfico integrado del Hauteriviense terminal-Barremiense inferior de la sección de Arroyo Gilico (Murcia)

Aguado, R.[1], Company, M.[2], O'Dogherty, L.[3], Palomo, I.[4], Sandoval, J.[2] y Tavera, J.M.[2]

1: Universidad de Jaén, Departamento de Geología, Escuela Universitaria Politécnica de Linares. Alfonso X El Sabio, 28. E-23700 Linares. España. raguado@ujaen.es
2: Universidad de Granada, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias. Avda. Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. España. mcompany@ugr.es, sandoval@ugr.es, jtavera@ugr.es
3: Universidad de Cádiz, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Polígono Río San Pedro, s/n. E-11510 Puerto Real. España. luis.odogherty@uca.es
4: Universidad de Granada, Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias. Avda. Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. España. ipalomo@ugr.es

Se ha llevado a cabo un estudio estratigráfico integrado en la sección de Arroyo Gilico, localizada cerca de Cehegín (Murcia), en el domino pelágico (Zona Subbética) de la Cordillera Bética. Se ha analizado y correlacionado la distribución estratigráfica de los ammonites, nannofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos, así como la evolución de los registros de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ y de la mineralogía de arcillas, para el intervalo comprendido entre el Hauteriviense terminal y la base del Barremiense superior.

Los ammonites, abundantes y bien preservados, permiten identificar todas las zonas estándar incluidas en este intervalo (Reboulet *et al*., en prensa); es decir, de muro a techo, las Zonas de *Crioceratites balearis*, *Pseudothurmannia ohmi*, *Taveraidiscus hugii*, *Kotetishvilia nicklesi*, *Nicklesia pulchella*, *Kotetishvilia compressissima*, *Moutoniceras moutonianum* y *Toxancyloceras vandenheckii*. Asimismo se han podido establecer algunas divisiones subzonales.

Los valores de $\delta^{13}C$ muestran un ligero aumento (desde 1.1‰ a 1.6‰) a lo largo del Hauteriviense terminal, con un incremento más acelerado en el intervalo correspondiente al Evento Faraoni (Baudin, 2005; Company *et al*., 2005). La tendencia general pasa a ser negativa en la base del Barremiense hasta alcanzar un mínimo (0.5‰) en la parte media de la Zona de *K. compressissima*. A partir de este punto, los valores medios de $\delta^{13}C$ aumentan rápidamente hasta llegar al máximo (1.9‰) en la Zona de *T. vandenheckii*. Este rápido incremento corresponde al Evento del Barremiense Medio de Coccioni *et al*. (2004).

La interpretación de la curva de $\delta^{18}O$ resulta más difícil debido a la oscilación de alta frecuencia que presenta, probablemente relacionada con factores diagenéticos. Su tendencia general muestra un suave incremento (hacia temperaturas más frías de las aguas superficiales) durante le primera mitad del Barremiense inferior, alcanzando un máximo en la Zona de *N. pulchella*, seguido por un cambio a valores más negativos (temperaturas más cálidas) al final del Barremiense inferior y en la parte baja del Barremiense superior. La mineralogía de la fracción arcillosa no muestra variaciones significativas a lo largo de la sección.

Las asociaciones de nannofósiles calcáreos muestran, por lo general, una alta diversidad. Tienen un fuerte carácter tetísico, estando dominadas por los géneros *Watznaueria*, *Nannoconus*, *Micrantholithus*, *Lithraphidites*, *Diazomatolithus* y *Rhagodiscus*, aunque son también comunes los ejemplares de *Biscutum*, *Zeugrhabdotus*, *Discorhabdus* y *Assipetra*. El intervalo estudiado corresponde a las Subzonas NC5B, NC5C, NC5D y NC5E de Bralower *et al*. (1995). Los eventos más significativos registrados a lo largo de ese intervalo son: la desaparición de *Lithraphidites* bolli, que define la base de la Subzona NC5C y coincide con el límite entre las Subzonas de ammonites de *P. ohmi* y *P. mortilleti* y el inicio del Evento Faraoni; la aparición de *Nannoconus circularis*, en la parte superior de la Subzona de *P. mortilleti*; la desaparición de *Calcicalathina oblongata*, que marca el límite entre las Subzonas NC5C y NC5D, dentro de la Zona de *K. nicklesi*, y la aparición de *Flabellites*

oblongus, que tiene lugar en la Zona de *M. moutonianum* y define la base de la Subzona NC5E.

Los foraminíferos planctónicos están representados exclusivamente por prehebergélidos (principalmente los géneros *Praehedbergella* y *Gorbachikella*). Las formas con cámaras alargadas radialmente, pertenecientes a las especies *P. similis* y *P. eocretacea* y generalmente asociadas a aguas pobres en oxígeno, son especialmente abundantes entre la parte superior de la Zona de *K. compressissima* y la base de la Zona de *T. vandenheckii*, coincidiendo con el Evento del Barremiense Medio.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2005-02500 (Ministerio de Educación y Ciencia) y el Grupo de Investigación RNM-178 (Junta de Andalucía).

Referencias

Baudin, F. 2005. A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the 'Faraoni Event'. *Comptes Rendus Geoscience* **337**, 1532-1540.

Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. & Thierstein, H.R. 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (Eds. W.A. Bergreen, D.V. Kent, M.P. Aubry & J. Hardenbol). *SEPM Special Publication* **54**, 65-79.

Coccioni, R., Galeotti, S., Marsili, A. & Sprovieri, M. 2004. The Mid-Barremian Event (MBE): the prelude to the OAE1a. *Geophysical Research Abstracts* **6**, 05130.

Company, M., Aguado, R., Sandoval, J., Tavera, J.M., Jiménez de Cisneros, C. & Vera, J.A. 2005. Biotic changes linked to a minor anoxic event (Faraoni Level, latest Hauterivian, Early Cretaceous). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **224**, 189-199.

Reboulet, S., Klein, J., Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, S.N., Sandoval, J., Szives, O., Tavera, J.M., Vašíček, Z. & Vermeulen, J. en prensa. Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Vienna, Austria, 15 th April 2008). *Cretaceous Research*.

El conjunto paleontológico del Pleistoceno Superior de la Cueva del Hueso (Castrillón, Asturias)

Álvarez-Laó, D.J.[1], Arbizu, M.[1], García, A.[2], Muñiz, I.[2], Turrero, P.[1] y Adán, G.[1]

1: Laboratorio del Cuaternario, Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. España. dalao@geol.uniovi.es
2: c/ La Cruz, 5. E-33457 Castrillón. España. alesga_op@yahoo.es

La cueva de Hueso, también conocida como Cueva del Güeso o de la Peña de Tante, se localiza en la Parroquia de San Cipriano de Pillarno (Castrillón, Asturias). Este yacimiento ha sido objeto de, al menos, una excavación previa (Muñiz & García, 2008), así como de diversos saqueos, desde la década de 1950.

Recientemente hemos podido estudiar diversos materiales procedentes de este yacimiento, entre los cuales se han identificado algunos de alto valor paleontológico y arqueológico, lo que nos ha llevado a plantear una nueva excavación durante la primavera de 2008. En esta nueva campaña se han recuperado un total de 620 restos óseos correspondientes a grandes mamíferos.

La Cueva tiene unos 21 m de longitud y consta de dos sectores principales: Un pasillo recto, donde se encuentra una de las zonas excavadas, y una sala o camarín, al fondo de la cavidad, que también ha sido excavado.

La zona del pasillo ha sido una de las más excavadas y saqueadas previamente, debido a su fácil accesibilidad. Por esta causa, durante la excavación, se detectó un primer nivel de relleno (nivel 1) formado por materiales revueltos del propio sedimento de la cueva. Este nivel, en sección, presenta la forma típica de trinchera y su espesor es variable, llegando a superar los 1,2 m de espesor. En él están presentes materiales de cronologías muy diversas, desde vidrios actuales hasta restos de fauna datados en más de 42 ka BP. Entre el conjunto de restos de macromamíferos recuperados en este nivel se incluyen dos premolares de *Stephanorhinus hemitoechus*. Dado el interés particular que presenta esta especie y su escasez en los yacimientos asturianos, se ha datado uno de los premolares. La fecha aportada por el laboratorio es > 42650 ^{14}C años BP (Beta - 244205), es decir, que su edad es superior al límite de fiabilidad del método. Este dato, aunque impreciso, aporta una edad mínima para el hallazgo.

Bajo este nivel revuelto se encuentra otro (nivel 2), considerado intacto, en el que se han identificado restos de *Vulpes vulpes, Meles meles, Cervus elaphus, Capreolus capreolus, Capra pyrenaica* y *Equus caballus*, y también numerosos huesos de micromamíferos y aves. En este nivel se han hallado algunos restos de industria lítica, entre ellos una azagaya con monobisel lateral, propio de los inicios del Paleolítico Superior (Adán Álvarez, 1997). Un hueso de este nivel ha sido datado en 29850 ± 240 ^{14}C años BP (Beta - 244206), cronología que es coherente con la industria hallada.

En el camarín del fondo de la cueva se ha excavado una sección en la que han sido identificados cinco niveles. El nivel de mayor desarrollo en este sector (nivel 3) ha proporcionado restos óseos de las siguientes especies: *Vulpes vulpes, Canis lupus, Cervus elaphus, Capreolus capreolus,* Bovinae indet. y *Equus caballus*. Este nivel no presenta ningún vestigio de presencia humana y, además, numerosos huesos de herbívoros presentan marcas de dientes de carnívoros. Dado que se han hallado restos de lobo y zorro, esta acumulación se interpreta como un cubil de carnívoros, por lo que los restos de herbívoros han debido ser aportados por los primeros, no por el hombre. Un hueso de este nivel ha sido datado en 29830 ± 240 ^{14}C años BP (Beta - 244204), por lo que su cronología es prácticamente contemporánea con la del nivel 2 del sector pasillo, que se considera de origen antrópico. Es muy posible que

la ocupación humana de la cavidad fuese estacional por lo que, a pesar de esta práctica contemporaneidad entre ambos depósitos, humanos y carnívoros podrían no haber coincidido.

Los conjuntos faunísticos presentes en todos los niveles de la cueva nos indican unas condiciones climáticas templadas. La mayoría de las especies son euritermas, es decir, poseen una amplia tolerancia climática. No obstante, el corzo se suele asociar a ambientes boscosos y templados. El ciervo, que es la especie dominante en todos los niveles, también es de preferencias forestales, aunque no tan exclusivo como el corzo. Hay especies propias de espacios abiertos como el caballo o el rinoceronte de estepa (*S. hemitoechus*), habitante de paisajes herbáceos. Ninguna de las especies presentes es indicadora de clima frío (Álvarez-Lao, 2007). Por tanto el paisaje podría estar formado por colinas cubiertas de bosque y con el fondo del valle ocupado por vegetación herbácea, paisaje muy semejante al actual.

La edad de los niveles intactos (cronología calibrada en 34,1 cal. ka BP, en ambos casos) es coherente con esta interpretación climática, pues correspondería al MIS 3, episodio con grandes fluctuaciones climáticas. El momento en que se depositaron estos niveles puede corresponder con uno de los "picos" de máximo calor o interestadiales (en torno al evento DO 6) registrados en la curva GRIP de Groenlandia (Roucoux *et al*., 2005).

El hallazgo de dos premolares (un P_3 y un P^4) del rinoceronte de estepa *Stepanorhinus hemitoechus* presenta un interés especial, dado que esta es una especie muy escasa en los yacimientos asturianos. Se ha identificado también con seguridad en la Cueva del Conde (Santo Adriano). Muy posiblemente correspondan también a esta especie los restos hallados en la Cueva de Arnero (Llanes; Cerdeño, 1990); y quizá también el esqueleto del rinoceronte infantil de La Peruyal (Benia, Onís).

Se citan 35 yacimientos ibéricos con presencia de esta especie, 7 de los cuales corresponden al Pleistoceno Medio y los otros 28 al Pleistocenos Superior (Cerdeño, 1990 Cuenca-Bescós *et al*., 2005). Esta especie es común en la Península Ibérica principalmente durante el Pleistoceno Superior, por lo general asociada a yacimientos con industria lítica Musteriense y, en dos casos dudosos, a Auriñaciense (Cerdeño, 1990). La cronología del ejemplar de la Cueva del Hueso que, como ya se indicó, es más antigua de 42650 ^{14}C años BP, está de acuerdo con estos datos. Estas dataciones indican también que los restos de rinoceronte han de proceder de un nivel más antiguo que los excavados en la presente campaña, posiblemente fruto de alguno de los numerosos saqueos sufridos por el yacimiento en las pasadas décadas. Stuart & Lister (2007) indican que la datación más reciente de esta especie de rinoceronte en Europa es de 37,6 ^{14}C ka BP (42,5 cal. ka BP).

Referencias

Adán Álvarez, G. 1997. *De la caza al útil. La Industria ósea del Tardiglaciar en Asturias*. Consejería de Cultura del Principado de Asturias, Oviedo, 383 pp.

Álvarez-Lao, D.J. 2007. *Revisión paleontológica de los macromamíferos indicadores de clima frío en el Pleistoceno de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 413 pp. (inédita).

Cerdeño, E. 1990. *Stephanorhinus hemitoechus* (Falc.) (Rhinocerontidae, Mammalia) del Pleistoceno Medio y Superior de España. *Estudios Geológicos* **46**, 465-479

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.

Muñíz, I. & García, A. 2008. *La Prehistoria en Castrillón.* Consejería de Cultura y Turismo del Principado de Asturias y Patronato municipal del Ayuntamiento de Castrillón, 43 pp.

Roucoux, K.H., Abreu, L. de, Shackleton, N.J. & Tzedakis, P.C. 2005. The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews* **24**, 1637-1653.

Stuart, A.J. & Lister, A.M. 2007. Patterns of Late Quaternary megafaunal extinctions in Europe and northern Asia. *Courier Forchungsinstitut Senckenberg* **259**, 287-297.

Variabilidad específica y adaptación al medio de los corales del Bartoniense (Eoceno Medio) de la cuenca de Igualada (Noreste de España)

Álvarez-Pérez, G. y Busquets, P.

Universitat de Barcelona. Facultat de Geologia. Departament d'Estratigrafia, Paleontología i Geociències Marines. Martí i Franquès s/n. E-08028 Barcelona. España. galvarez@xtec.cat, pere.busquets@ub.edu

Situación geológica

La Cuenca de Igualada está situada al sur de los Pirineos (Fig. 1). Forma parte de la Cuenca del Ebro y constituye una cuenca de antepaís de los sistemas Pirenaico y Catalánides.

Los dos ciclos eustáticos generales reconocidos en el Bartoniense se encuentran muy bien representados en la cuenca de Igualada (Serra-Kiel *et al*., 2003).

En los intervalos transgresivos, representados por margas, se encuentran algunos corales solitarios. Sin embargo, las facies coralinas más abundantes aparecen en niveles asociados a episodios transgresivos de alta frecuencia contenidos mayoritariamente en los intervalos regresivos de los dos grandes ciclos. Las facies arrecifales de mayor extensión y con mayor variedad de especies coralinas se encuentran intercaladas entre los sedimentos deltaicos regresivos del segundo ciclo. Estos ciclos transgresivos-regresivos de alta frecuencia han sido detalladamente analizados por López -Blanco (2006).

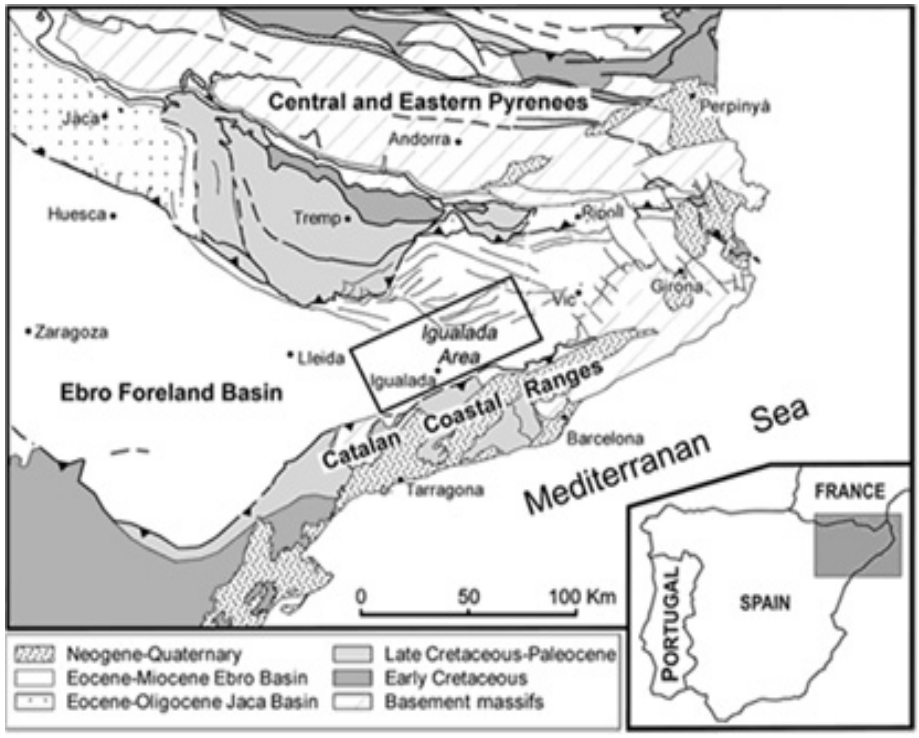


Figura 1. Situación geológica de la Cuenca de Igualada. Según Serra-Kiel *et al.* (2003), modificado

Estudio de las anomalías observadas en los corales de la cuenca de Igualada

Los corales crecen a lo largo de toda su vida según unas pautas genéticas que confieren cierta homogeneidad y simetría a todos los individuos de la misma especie. Sin embargo, este crecimiento viene modificado por agentes de tipo ecológico que influyen de manera decisiva en su desarrollo, dando lugar a una variedad de formas, algunas de las cuales quedan reflejadas en su esqueleto.

Estudiando los individuos de una misma especie, hemos podido establecer los siguientes casos de variabilidad y adaptación:

1. Diversidad fenotípica:

a- cálices de diversa forma. Así hemos podido observar individuos con el cáliz circular, elíptico, con invaginaciones laterales o más o menos irregular.
b- individuos que presentan formas diferentes. Así hemos observado individuos solitarios que son altos o bajos, rectos o curvados, anchos o estrechos. Un mismo individuo puede presentar varias de dichas formas.
c- colonias con reproducción extracalicinal que presentan cálices de tamaño diferente, según se trate de individuos adultos, ya desarrollados, o de individuos jóvenes, en fase de desarrollo.
d- colonias con algún individuo mayor de lo normal y un ciclo más de septos, que se consideran individuos mutantes.
e- colonias con los cálices relativamente pequeños y colonias con los cálices relativamente grandes.
f- colonias de especies meandroides con las series de cálices poco marcadas y colonias con las series muy marcadas.
g- colonias con los cálices dispuestos de manera regular y otras donde se disponen de manera irregular.

2. Diversidad ecotípica:

a- individuos de especies solitarias con estrechamientos y ensanchamientos en el crecimiento vertical, que pueden alternarse.
b- individuos de especies solitarias con crecimiento en ángulo (geniculación).
c- colonias, normalmente masivas, que presentan columnas romas.
d- colonias plocoides con el cenénquima normalmente liso y otras con surcos muy marcados.
e- colonias con cálices en toda la superficie exterior, resultado de una rotación pasiva.
f- colonias con coralitas columnares que, durante la rotación pasiva, evitan que las coralitas de la parte inferior queden pegadas al suelo y se mueran.
g- crecimiento en láminas superpuestas o separadas.
h- colonias de forma masiva y de forma aplanada.
i- individuos, solitarios o coloniales, con un crecimiento vertical muy pronunciado, adquiriendo una forma aplastada.

3. Interacción con otros seres vivos:

a- ejemplares de especies solitarias que regeneran el cáliz lesionado por la agresión de otros seres vivos o que regeneran el individuo entero a partir de un fragmento del mismo.
b- colonias que regeneran la parte lesionada formando verrugas muy pronunciadas.
c- asociaciones de comensalismo ubicadas bajo la cara inferior ondulada de la colonia.
d- fijación del coral sobre el esqueleto de un macroforaminífero.
e- animales incrustantes que se fijan al coral.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el Proyecto CGL2005-00404/BTE del Ministerio Español de Educación y Ciencia.

Referencias

Serra-Kiel, J., Mató, E., Saula, E., Travé, A., Ferràndes-Cañadell, C., Busquets, P., Samsó, J.M., Tosquella, J., Barnolas, A., Álvarez-Pérez, G., Franquès, J., & Romero, J. 2003. An inventry of the marine and transitional Middle/Upper Eocene deposits of the Southeastern Pyrenean Foreland Basin (NE Spain). *Geologica Acta* **1(2)**, 201-229.

López-Blanco, M. 2006. Stratigraphic and tectonosedimentary development of the Eocene Sant Llorenç del Munt and Montserrat fan-delta complexes (Southeast Ebro basin margin, Northeast Spain). *Contributions to Science* **3(2)**, 125-148.

La Cueva del Conde 2003-2008. Nuevas Aportaciones del Proyecto CN 04-218

Arbizu, M.[1], Arsuaga, J.L.[2], Adán, G.[1], Algaba, M.[2], Álvarez-Laó, D.J.[1], Aranburu, A.[3], Carretero, J.M.[4], Cuenca-Bescós, G.[5], Fombella, M.A.[6], García, R.[4], García, M.[1], Rey, A.[1] y Rodríguez, L.[4]

1: Laboratorio del Cuaternario, Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. Asturias. España. marbizu@geol.uniovi.es, gema@geol.uniovi.es
2: Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos. c/ Sinesio Delgado, 4, Pabellón 14. E-28029 Madrid. España. jlarsuaga@isciii.es
3: Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad del País Vasco. Apartado de Correos 644. E-48080 Bilbao. España. arantza.aranburu@ehu.es
4: Departamento de Ciencias Históricas y Geografía. Universidad de Burgos. Carretera de Villadiego s/n. E-09001 Burgos. España. jmcarre@ubu.es
5: Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España. cuencag@unizar.es
6: Dpto. Biodiversidad y Gestión Ambiental. Universidad de León. E-24071 León. España. dbvmfb@unileon.es

Con motivo de los nuevos hallazgos realizados durante la revisión de los materiales de las excavaciones en la Cueva del Conde y depositados en el Museo Arqueológico de Asturias, así como los datos propios obtenidos en las campañas de 2001 y 2003, se presentó una comunicación, en la "XI Reunión Nacional de Cuaternario" celebrada en Oviedo, que mostraba los conocimientos que se tenían entonces sobre diferentes aspectos arqueológicos, geológicos y paleontológicos. Dicho estudio, firmado por un equipo pluridisciplinar, ponía al día estos extremos y planteaba nuevos problemas que se debían resolver (Arsuaga *et al.,* 2004). Algunos de estos problemas se han podido abordar gracias a la ayuda obtenida con la concesión del proyecto *"Estudio arqueológico y geológico de la Cueva del Conde en Tuñón"* (CN-04-218), subvencionado por la Consejería de Cultura del Principado de Asturias, para poder abordar en profundidad el estudio de este yacimiento.

Hay que destacar la ampliación de la zona de excavación y de lo que se considera el yacimiento de la Cueva del Conde, cuya superficie actual es de alrededor de 2000 m^2.

Entre las novedades a destacar hay que mencionar los datos cronoestratigráficos aportados por las dataciones con C14 realizadas sobre hueso y/o carbones en diferentes niveles del yacimiento. Esto ha permitido precisar la edad de algunos niveles (Arbizu *et al* 2005a, García *et al.,* 2006). Se ha realizado un estudio detallado basado en la Susceptibilidad Magnética que ha permitido tener una columna estratigráfica completa con los eventos paleoclimáticos que se han reconocido en la Cueva del Conde (Ellwood *et al.,* 2005). Junto con estos métodos físicos de correlación se han empleado otros más clásicos, como el análisis de la fauna y flora (palinología) (Arbizu *et al*., 2005b) y otros sobre antracología que aportan datos sobre el paisaje vegetal y clima de la zona.

Como es natural, también se han tenido en cuenta los restos humanos de todo tipo, fósiles e icnofósiles, que han aparecido en este refugio. La industria lítica y ósea muestra la evolución y cambios acaecidos en el tránsito Paleolítico Medio/Superior. El hallazgo en este yacimiento de azagayas óseas, en niveles correspondientes a una posible ocupación neandertal, hace necesario replantearse algunos extremos sobre la utilización de este tipo de materiales por formas previas a *Homo sapiens*. Por otro lado, la actividad humana ha quedado impresa en las paredes de este particular refugio, que junto con los la Cueva de La Viña, ambos en Asturias, corresponderían, de acuerdo con Fortea Pérez (1990, 2000-2001) y datos propios (Fernández Rey *et al.,* 2005), a los grabados artísticos más antiguos de la Península Ibérica.

Desde el punto de vista paleoantropológico hay que señalar la presencia de restos dentales y fragmentos mandibulares de *H. sapiens*, así como un par de piezas dentales correspondientes a *H. neanderthalensis*, en estudio para su publicación. Este hallazgo de

restos dentales de *H. neanderthalensis* hace de este yacimiento el segundo de Asturias, junto con el de El Sidrón, con restos fósiles de esta especie.

Junto con la excavación de la Cueva del Conde, una labor que ha permitido tener una idea de conjunto sobre la evolución climática, faunística y humana del valle del Trubia, ha sido el estudio y exploración de su entorno, lo que ha dado lugar a nuevos hallazgos y estudios. Entre éstos se pueden destacar las observaciones realizadas en las diferentes terrazas del Trubia, así como sobre la industria lítica del Paleolítico Inferior que se ha encontrado en ellas (Fernández Rey *et al.*, 2005) y de los nuevos grabados parietales (Arsuaga *et al.*, 2007), la mayoría correspondientes a cérvidos, en yacimientos solutro-gravetienses; y ya desde un punto de vista más amplio, numerosos indicios sobre la evolución biológica y física de este valle.

Conclusiones. No se puede decir que la investigación esté acabada en este yacimiento. Sigue siendo uno de los pocos yacimientos donde se puede estudiar el tránsito Paleolítico Medio/Superior, y en otros de los alrededores como Cueva del Ángel y de El Rebollal, donde se pueden a encontrar estos niveles. Dentro del valle del río Trubia se encuentran otras cavidades que podrían ser la solución a muchas de las preguntas que se plantean sobre el tránsito Musteriense-Auriñaciense, y sobre cómo *H. sapiens* sustituyó a *H. neanderthalensis*. El conocimiento integral de la zona, y poder finalizar la excavación de la Cueva del Conde en niveles que no se encuentran removidos, sería del máximo interés para llegar a resolver alguno de los grandes problemas que se sitúan en el tránsito Paleolítico Medio/Superior.

Referencias

Arbizu, M., Arsuaga, J.L. & Adán, G.E. 2005a. La cueva del Forno/Conde (Tuñón, Asturias): un yacimiento del tránsito del paleolítico medio y superior en la Cornisa Cantábrica. In: *Actas de la Reunión Científica "Neandertales Cantábricos, estado de la cuestión"* (Eds. J.A. Lasheras & R. Montes). *Monografías del Museo de Altamira* **20**, 10-38.

Arbizu, M., Arsuaga, J.L., Adán Álvarez, G.E., Aramburu, A., Ellwood, B.B., Fombella, M.A., Álvarez Laó, D., García Menéndez, M., & Fernández Fernández, J. 2005b. Las condiciones ambientales durante la transición del paleolítico Medio al Superior en la Cornisa Cantábrica: del 40.000 al 30.000 BP en la Cueva del Conde (Tuñón, Asturias, España). *Cuaternario Mediterráneo y poblamiento de homínidos. IV Reunión de Cuaternario Ibérico. Gibraltar septiembre 2005.* AEQUA. Málaga, 31-32.

Arsuaga, J.L., Adán, G., Aramburu, A., Quan, R., Arbizu, M., Jiménez-Sánchez, M., Álvarez-Laó, D., Carretero, J.M., García, M., Ortega Martínez, A.I., Ortega Martínez, C., Rey, A., Rodríguez, L., Méndez-Bedia, I., Pérez, B., Posada, R. & García, M. 2004. Nuevas observaciones sobre la estratigrafía de la Cueva del Conde (Santo Adriano de Tuñón, Asturias). *XI Reunión Nacional de Cuaternario 2003* (Ed. G. Flor). Oviedo, 267-274.

Arsuaga, J.L., Adán, G.E., Arbizu, M., Criado, A., Fernández Algaba, M. & Girón, M. 2007. Nueves estaciones paleolítiques nel Valle de Tuñón (Santu Adrianu). *Asturies, memoria encesa d'un país* **22**, 4-11 (versión en castellano en http://www.atapuerca.tv/cuaderno?cuaderno=10).

Ellwood, B.B., Arbizu, M., Arsuaga, J.L., Harold, F., Zilhao, J., Adán Álvarez, G.E., Aramburu, A., Fombella, M.A., Méndez-Bedia, I., Álvarez Laó, D. & García Menéndez, M. 2005. The magnetosusceptibility stratigraphy (MS) alied as a correlation and hig precision relative dating tool in archaeology: Application to caves in Spain and Portugal. *Actas del meeting 2005 de la American Geophysical Union (A.G.U)*, U. Luisiana, N. Orleáns, 14-16.

Fernández Rey, A., Adán, G.E., Arbizu, M. & Arsuaga, J.L. 2005. Grafismo rupestre paleolítico de la Cueva del Conde (Tuñón, Santo Adriano Asturias). *Zephyrus* **58**, 67-88.

Fortea Pérez, J. 1990. El Arte Paleolítico en Asturias. *Historia de Asturias, 1. Ed.* Prensa Asturiana S.A., Oviedo, 65-84.

Fortea Pérez, J. 2000-2001. Los comienzos del arte paleolítico en Asturias: aportaciones desde una arqueología contextual no postestilística. *Zephyrus* **53-54**, 177-216.

García, M., Adán, G.E., Arsuaga, J.L., Arbizu, M. & Alvarez-Laó, D. 2006. L'Industrie lithique de pasaje du Paléolithique moyen au supérieur de la grotte de El Conde: premières dones. *Book of abstracts. XVth Congreso of the U.I.S.P.P. 4-9 september. Lisbon.* Lisbon, Vol 2, 709-710.

Los ungulados del Pleistoceno Superior de Valdegoba (Huérmeces, Burgos)

Arceredillo, D.

Departamento de Geología. Área de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. E-37008 Salamanca. España. rebaqui@hotmail.com

El yacimiento de la Cueva de Valdegoba (42º32'36"N y 3º46'27"W), se sitúa a 28 Km al NW de la ciudad de Burgos. Se enclava en un afloramiento de calizas Turonienses (Cretácico Superior) que es cortado por el río Urbel creando un estrecho cañón con numerosas cavidades. Este río une las estribaciones más meridionales de la cordillera Cantábrica con la llanura Terciaria de la Cuenca del Duero (Díez *et al.*, 1988-1989).

En él se han recuperado gran cantidad de restos de fauna, industria lítica y fósiles humanos. Destacan los herbívoros con un 87% de restos recuperados seguidos de los carnívoros con un 11% del material, mientras que han sido escasos los restos encontrados de microfauna y avifauna (Diez *et al.*, 1988-1989; Quam *et al.*, 2001). Los instrumentos líticos corresponden al Paleolítico Medio y los fósiles humanos se atribuyen a *Homo neanderthalensis* (Quam *et al*., 2001).

Material y métodos

Nos centramos en el estudio de los ungulados ya que es el grupo más abundante; y en concreto en su material dentario por ser el material mejor conservado.

Se han analizado dos familias correspondientes al orden Perissodactyla. Para el caso concreto de los équidos se ha seguido la terminología y los criterios biométricos propuestos por Eisenmann *et al*. (1988) en la "*Hipparion* Conference". Por otro lado, la nomenclatura de los rinocerótidos se ha tomado de Guérin (1980) y su medición se ha realizado a partir de Van der Made (en prensa).

Para la definición de los elementos oclusales de los artiodáctilos se ha seguido, tanto para la familia Cervidae y Bovidae, a Van der Made 1996, que utiliza criterios basados en los elementos positivos (cúspides y crestas). En el yacimiento nos encontramos con géneros cuya diferenciación es bastante complicada. Ejemplos de ello son la distinción entre *Capra* y *Ovis* (Halstead & Collins, 2002) y entre *Cervus* y *Dama* (Lister, 1996). En estos casos se ha llevado a cabo un estudio comparativo tanto a nivel morfológico como biométrico. Para la medición de este material se ha seguido a Van der Made (1989, 1996).

El material ha sido comparado con el encontrado en otros yacimientos de la Península del mismo periodo, como Abric Romaní (Barcelona), Los Casares (Guadalajara), Cova Negra (Valencia), Cueva del Buho (Segovia) y Lezetxiki (Guipúzcoa).

Conclusiones

La fauna de herbívoros recuperada es diversa. Destacan los artiodáctilos sobre los perisodáctilos. Entre los perisodáctilos nos encontramos con tres especies: *Stephanorhinus hemitoechus*, *Equus ferus* y *Equus hydruntinus*, siendo la más abundante *E. ferus*, en menor medida *E. hydruntinus* y por último el rinoceronte. Dentro de los artiodáctilos, *Rupicapra rupicapra* es la especie con mayor número de restos, llegando a representar el 62% del material recuperado. Destaca también la abundancia de *Capra pyrenaica*. La ausencia de material específico como el M_3 o los cuernos, no ha permitido la separación de gran bóvido recuperada, clasificándose los restos en la categoría *Bos*/*Bison* sp. Las otras especies de artiodáctilos representadas en el yacimiento son *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus* y *Sus* sp.

En cuanto a la edad de los individuos se puede afirmar que aparecen representados todos los rangos de edad. Sin embargo, son más abundantes las piezas correspondientes a animales

adultos lo que indica una selección en el tipo de presas. Nos encontramos desde individuos que presentan mandíbulas con los dientes deciduales sin emerger, como en el caso de *R. rupicapra*, hasta ejemplares con la dentición completamente gastada en todas las especies recuperadas.

En general las especies de Valdegoba no presentan diferencias en cuanto a la talla con poblaciones de los diversos yacimientos de la Península Ibérica mencionados. Sólo en algunos casos se encuentran ligeras diferencias en el tamaño como en *Cervus elaphus* que en general es de talla algo menor al reconocido en otros sitios arqueopaleontológicos como Cueva Millán (Burgos), Abric Romaní (Barcelona), y Aizbiarte, Urtiaga y Labeko Koba (en Guipúzcoa).

Agradecimientos

A Carlos Díez por permitirme analizar el material que aquí se expone. Trabajo inserto en el proyecto BU01/04 de la Consejería de Educación de la Junta de Castilla y León, y con fondos del proyecto BOS2003-08938-C03-02 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

Díez, C., García, M.A., Gil, E., Jordá Pardo, J.F., Ortega, A.I., Sánchez, A. & Sánchez, B. 1988-1989. La Cueva de Valdegoba (Burgos). Primera campaña de excavaciones. *Zephyrvus* **41-42**, 55-74.

Eisenmann, V., Alberdi, M.T., De Giuli, C. & Staesche, U. 1988. Collected papers after the "New York International *Hipparion* Conference, 1981". In: *Studying fossil horses. 1. Methodology* (Eds. M. Woodburne, P. Sondaar). Brill, Leiden, 1-72.

Guérin, C. 1980. Les Rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène Supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon* **79**, 1-1185.

Halstead, P. & Collins, P. 2002. Sorting the sheep from the goats: Morphological distinctions between the mandibles and mandibular teeth of adult *Ovis* and *Capra*. *Journal of Archaeological Science* **29**, 545-553.

Lister, A.M. 1996. The morphological distinction between bones and teeth of fallow deer (*Dama dama*) and red deer (*Cervus elaphus*). *International Journal of Osteoarchaeology* **6**, 119-143.

Made, J. van der. 1989. The bovid *Pseudotragus seegrabensis* nov. gen., nov. sp. from the Aragonian (Miocene) of Seegraben near Leoben (Austria). *Proceedings of the Royal Society B*: *Biological Sciences* **92**, 215-240.

Made, J. van der. 1996. Listriodontinae (Suidae, Mammalia), their evolution, systematic and distribution in time and space. *Contributions to Tertiary and Quaternary Geology* **33**, 3-254.

Made, J. van der. en prensa. The rhinos from the Middle Pleistocene of Neumark Nord (Germany). *Veröffentlichungen des Landesamtes für Archäologie*.

Quam, R., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Díez, J.C., Lorenzo, C., Carretero, J.M., García, N. & Ortega, A.I. 2001. Human remains from Valdegoba Cave (Huérmeces, Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution* **41**, 385-435.

Análisis biocronológico a través del límite Cretácico/Paleógeno en el Noreste de México (Estados de Nuevo León y Tamaulipas)

Arenillas, I., Arz, J.A., Liesa C.L. y Soria, A.R.

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España. ias@unizar.es

El objetivo de este trabajo es analizar la cronología de eventos acontecidos durante el tránsito Cretácico/Paléogeno (K/Pg) en el NE de México, utilizando datos bioestratigráficos de foraminíferos planctónicos. El límite K/Pg en el NE de México está caracterizado por un depósito clástico de entre 0,5 y 3 m de potencia, que consiste en una subunidad basal de microtectitas alteradas y una subunidad siliciclástica suprayacente. Este depósito, denominado informalmente "unidad clástica compleja" (CCU en siglas inglesas) o "*cocktail* del límite K/T", incluye una mezcla distintiva de microfósiles reelaborados de diferente edad, material impactoclástico (microtectitas, cuarzo de choque, etc.) y clastos de composición y tamaño heterogéneo. Por esta razón, la CCU ha sido genéticamente relacionada con el evento de impacto meteorítico de Chicxulub (Yucatán, México). En el NE de México, la CCU se sitúa entre la Formación Méndez (Cretácico) y la Formación Velasco (Paleoceno), ambas de naturaleza fundamentalmente margosa, depositadas en el paleotalud continental y ricas en foraminíferos planctónicos (Arz *et al*., 2001; Soria *et al*., 2001).

Las secciones estratigráficas analizadas en el NE de México son: El Tecolote y Los Ramones (Nuevo León) y El Mimbral, La Lajilla, El Mulato y El Peñón (Tamaulipas). Los datos bioestratigráficos utilizados en la correlación se basan en la zonación y distribución bioestratigráfica de foraminíferos planctónicos de la parte basal del Paleoceno de Arenillas *et al.* (2004), quienes reconocieron tres biozonas: Zonas de *Guembelitria cretacea*, de *Parvularugoglobigerina eugubina* y de *Parasubbotina pseudobulloides*. Los principales datos bioestratigráficos para el análisis biocronológico son: dato de último registro (DUR) de *Plummerita hankeninoides* (o límite K/Pg, datado en ~65,5 Ma), dato de primer registro (DPR) de *Parvularugoglobigerina longiapertura* (calibrado en ~6 ka después del límite K/Pg), DPR de *Pv. eugubina* (~20 ka), DPR de *Eoglobigerina simplicissima* (~35 ka), DPR de *P. pseudobulloides* (~60 ka), DPR de *Subbotina triloculinoides* (~250 ka) y DPR de *Globanomalina compressa* (~500 ka). También se han utilizado datos bioestratigráficos cuantitativos, basados en la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos (acmé-estratigrafía): DPRs de los acmés de *Guembelitria*, *Parvularugoglobigerina-Palaeoglobigerina* y *Woodringina-Chiloguembelina* (Arenillas *et al*., 2002, 2004).

Para analizar la bioestratigrafía y cronología de bioeventos en el NE de México se ha utilizado como corte de referencia el estratotipo del límite K/Pg en El Kef y se ha integrado en un corte compuesto la información magnetoestratigráfica y bioestratigráfica de foraminíferos planctónicos proveniente de otros perfiles del Tetis como Agost (Alicante) y Caravaca (Murcia). En el Tetis, el límite K/Pg viene marcado por una arcilla oscura conocida informalmente como la "arcilla del límite K/T", en cuya base se sitúa un nivel milimétrico, de color generalmente rojizo, rico en iridio y en material de impacto. La CCU en el Golfo de México y este nivel de eyecta en el Tetis son cronoestratigráficamente equivalentes. De acuerdo a las calibraciones biomagnetoestratigráficas de Arenillas *et al*. (2002, 2004), la "arcilla del límite K/T" tiene una duración de aproximadamente 10 ka y el nivel rojo con eyecta de menos de 30 años (sugiriendo que la CCU representa un depósito geológicamente instantáneo).

La línea de correlación entre el corte compuesto y los diferentes cortes del NE de México sugieren un pequeño hiato generalizado entre la CCU y la Fm. Velasco de entre 10 y 15 Ka de

duración. Este resultado es coherente con la ausencia de la "arcilla del límite K/Pg" en todas las secciones analizadas del NE de México. Un hiato de esta duración pasaría desapercibido en otro contexto geológico e intervalo estratigráfico pero, en el debate del límite K/Pg, la presencia de este hiato en el NE de México afectando a la arcilla del límite requiere una explicación.

Es conocido que las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas cambiaron bruscamente tras el impacto de Chicxulub, iniciando la extinción en masa catastrófica del límite K/Pg. Tras un breve episodio de "invierno de impacto", que debió durar meses o unos pocos años, le siguió un episodio más prolongado de calentamiento climático por efecto invernadero. La "arcilla de límite K/T" (~10 ka de duración) representa el registro estratigráfico de este último episodio a nivel mundial. El ascenso de la temperatura media de las aguas oceánicas superficiales pudo afectar temporalmente a la circulación oceánica global. Un cambio en la dirección y/o intensidad de las corrientes que fluían paralelas al talud continental en esta parte del Golfo de México pudo causar un hiato deposicional, que afectó principalmente a la Biozona de *G. cretacea* (15-20 ka). Esto es compatible con la intensa bioturbación a techo de la CCU en algunas secciones del NE de México (ej., El Peñón y Los Ramones), lo que sugiere tal vez una interrupción de la sedimentación (superficie de omisión). En estas secciones la CCU parece corresponder aproximadamente a una secuencia de Bouma completa. En otras secciones (ej., El Mimbral, La Lajilla, El Mulato), la secuencia de la CCU está aparentemente truncada, faltando los términos superiores de la secuencia de Bouma y sugiriendo una superficie erosiva en el techo de la CCU. El origen de las corrientes causantes de este hiato erosivo es incierto. No parecen estar relacionadas con los cambios paleoceanográficos antes mencionados, sino con la propia dinámica de emplazamiento de la CCU en las diferentes localidades.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto CGL2007-63724/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia de España, y dentro del Grupo Consolidado EO5 del Gobierno de Aragón.

Referencias

Arenillas, I., Alegret, L., Arz, J.A., Meléndez, A., Molina, E., Liesa, C., Soria, A.R., Cedillo-Pardo, E., Grajales-Nishimura, J.M. & Rosales, M.C. 2002. Cretaceous/Tertiary boundary planktic foraminiferal mass extinction and biochronology at La Ceiba, Bochil, México, and El Kef, Tunisia. *Geological Society of America Special Paper* **356**, 253-264.

Arenillas, I., Arz, J.A. & Molina, E. 2004. A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia* **37**, 79-95.

Arz, J.A., Arenillas, I., Soria, A.R., Alegret, L., Grajales-Nishimura, J.M., Liesa, C., Mélendez, A., Molina, E. & Rosales, M.C. 2001. Micropaleontology and Sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (Mexico): impact-generated sediment gravity flows. *Journal of South American Earth Sciences* **14**, 505-519.

Soria, A.R., Liesa, C., Mata, P., Arz, J.A., Alegret, L., Arenillas, I. & Meléndez, A. 2001. Slumping and a sandbar deposit at the K/T boundary in the El Tecolote sector (northeastern Mexico): An impact-induced sediment gravity flow. *Geology* **29**, 231-234.

Análisis bioestratigráfico a través del límite Cretácico/Paleógeno en el Sureste de México (Estados de Chiapas y Tabasco)

Arz, J.A.[1], Arenillas, I.[1], Grajales-Nishimura, J.M.[2], Murillo-Muñetón, G.[2] y Rosales-Domínguez, C.[3]

1: Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España. josearz@unizar.es
2: Instituto Mexicano del Petróleo (Exploración y Producción). Eje Lázaro Cárdenas, 152. México D.F. 07730. México.
3: Ixcateopan 57 Apartamento 6, Colonia Vértiz Narvarte. México D.F. 03600. México.

El impacto del asteroide Chicxulub en Yucatán (México) hace ~65,5 Ma expulsó balísticamente una ingente cantidad de material de impacto y generó depósitos ricos en eyecta a escala mundial (Smit, 1999). El espesor de estos depósitos decrece con la distancia al cráter de impacto, por lo que en perfiles estratigráficos marinos con sedimentación continua y localizados fuera del área del Golfo de México y El Caribe, el eyecta normalmente se concentra en un nivel milimétrico de tonalidades rojizas. Dicho nivel se sitúa invariablemente en la base de una arcilla oscura prácticamente azoica ("arcilla del límite K/T"), marcando oficialmente la posición estratigráfica de dicho límite (Molina *et al*., 2006). Dentro del campo de tectitas de Chicxulub, los depósitos marinos que contienen el eyecta alcanzan potencias que oscilan entre varios metros y decenas de metros, formando la llamada "unidad clástica compleja" (o CCU en siglas inglesas) que es reconocible en todo el Golfo de México y El Caribe.

La existencia de hiatos afectando la parte basal del Daniense en secciones del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) en el NE de México ha provocado intensos debates entre especialistas en foraminíferos planctónicos sobre si el depósito de la CCU tuvo lugar coincidiendo con dicho límite (Smit, 1999) o unos 300 ka antes (Keller *et al*., 2003). El objetivo de este trabajo es calcular la duración aproximada de acumulación de los depósitos relacionados con el límite K/Pg a través de un análisis biocronológico con foraminíferos planctónicos de las secciones del SE de México.

En el SE de México se han identificado CCUs muy potentes, destacando las de las localidades de Bochil (Chiapas) y Guayal (Tabasco), con 80 y 40 m respectivamente. Se trata de brechas carbonatadas granodecrecientes que gradan a areniscas, y que contienen abundante material de impacto: microtectitas, cuarzos de choque, espinelas de níquel y lapilli acreccionario (Grajales-Nishimura *et al*., 2003). Sellando las CCUs en ambos perfiles aparece una capa limosa de 1cm enriquecida en Iridio, seguida de una capa de arcilla oscura que alcanza los ~7 cm en Bochil y los ~4 cm en Guayal. Las CCUs de Bochil y Guayal se sitúan entre dos formaciones margosas ricas en foraminíferos planctónicos: la Formación Jolpabuchil (Campaniense-Maastrichtiense) y la Formación Soyaló (Paleoceno). El estudio bioestratigráfico del Cretácico autóctono en Bochil y Guayal indica la existencia de un hiato erosivo que abarca casi los últimos 4 millones de años del Maastrichtiense (hasta la parte alta de la Biozona de *Gansserina gansseri*), relacionado con el propio emplazamiento de la CCU. Aunque de dimensiones menores, se han identificado hiatos erosivos similares afectando a la parte superior del Maastrichtiense en todas las secciones publicadas hasta el momento del Golfo de México y El Caribe. Este hecho imposibilita utilizar el biohorizonte de extinción en masa de los foraminíferos planctónicos como marcador cronoestratigráfico del límite K/Pg en dicho dominio. Sin embargo, Arenillas *et al.* (2006) mostraron que la arcilla oscura identificada en Bochil y Guayal corresponde a la "arcilla del límite K/T" y que, por tanto, la CCU en el Golfo de México y el nivel rojo milimétrico con eyecta en el Tetis son cronoestratigráficamente equivalentes.

En esta arcilla oscura de Bochil y Guayal, se ha identificado la Subzona de *Hedbergella holmdelensis* de Arenillas *et al.* (2004), que representa el intervalo bioestratigráfico entre el límite K/Pg y el primer registro de *Parvularugoglobigerina longiapertura*, y está caracterizado por un acmé de *Guembelitria*. La potencia de esta subzona es de ~5 cm en Bochil y de ~3 cm en Guayal. De acuerdo con las calibraciones biomagnetoestratigráficas de Arenillas *et al.* (2004), esta subbiozona representa aproximadamente los primeros 6 ka del Daniense y la "arcilla del límite K/T" los primeros 10 ka. Además, estos autores sugirieron que el depósito del nivel de eyecta milimétrico en la región del Tetis se produjo en menos de 30 años. De acuerdo con este análisis biocronológico, la CCU representa un depósito geológicamente instantáneo. Estudios sedimentológicos sugieren que las CCUs en Bochil y Guayal están compuestas por materiales provenientes de la plataforma carbonatada adyacente de Chiapas-Tabasco y representan un depósito de flujo de alta densidad (Grajales *et al*., 2003). Las CCUs en el SE de México serían una consecuencia, por tanto, de la ruptura de la plataforma carbonatada adyacente debido a los gigantescos movimientos sísmicos asociados al impacto de Chicxulub, al retrabajamiento por corrientes de megatsunamis y a la llegada de material por transporte balístico. Su depósito pudo acontecer en horas, días o semanas, aunque la capa limosa de 1cm enriquecida en Iridio del techo de la CCU pudo acumularse más lentamente.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto CGL2007-63724/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia de España, y dentro del Grupo Consolidado EO5 del Gobierno de Aragón.

Referencias

Arenillas, I., Arz, J.A. & Molina, E. 2004. A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia* **37**, 79-95.

Arenillas, I., Arz, J.A., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G., Alvarez, W., Camargo-Zanoguera, A., Molina, E. & Rosales-Domínguez, C. 2006. Chicxulub impact event is Cretaceous/Paleogene boundary in age: new micropaleontological evidence. *Earth and Planetary Science Letters* **249**, 241-257.

Keller G., Stinnesbeck W., Adatte T. & Stüben, D. 2003. Multiple impacts across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews* **62**, 145-161.

Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G., Rosales-Domínguez, C, Cedillo-Pardo, E. & García-Hernández, J. 2003. Heterogeneity of lithoclast composition in the deep-water carbonate breccias of the K/T Boundary sedimentary succession, southeastern Mexico and offshore Campeche. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **79**, 312-329.

Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe N. & Zaghbib-Turki, D. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia: Original definition and revision. *Episodes* **29**, 263-273.

Smit, J. 1999. The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **27**, 75-113.

Revisión sistemática y bioestratigráfica de los multituberculados del Cretácico Inferior de Galve (Teruel, Aragón)

Badiola, A., Canudo, J.I. y Cuenca-Bescós, G.

Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, abadiola@unizar.es, jicanudo@unizar.es, cuencag@unizar.es

Los depósitos continentales y de transición que afloran en los alrededores de la localidad de Galve (Teruel, Aragón) han proporcionado cerca de un centenar de enclaves con fósiles de vertebrados del intervalo Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Los yacimientos paleontológicos con vertebrados se localizan en el extremo occidental de la Subcuenca de Galve (Cuenca del Maestrazgo, Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica) y están incluidos dentro de las Formaciones Higueruelas (Titónico), Villar de Arzobispo (Titónico superior-Berriasiense medio), El Castellar (Hauteriviense terminal-Barremiense basal) y Camarillas (Barremiense inferior), que corresponden a las unidades 1 (Formación Higueruelas), 2 (Formación Villar de Arzobispo), 3 y 4 (Formación El Castellar), y 5 (Formación Camarillas) de Díaz Molina & Yébenes (1987).

La mayoría de los fósiles corresponden a restos óseos, con diferentes estadios de conservación, pero también son abundantes los restos paleoicnológicos y paleoológicos. Los yacimientos están situados en la columna estratigráfica sintética de Galve y la lista faunística ha sido actualizada (Canudo *et al*., 1997; Ruiz-Omeñaca *et al*., 2004). Se han identificado cerca de 60 taxones de vertebrados, entre los cuales se encuentran fósiles de tiburones, peces óseos, anfibios, cocodrilos, tortugas, dinosaurios, pterosaurios, y mamíferos, siendo Galve la localidad tipo de 11 taxones: el tiburón *Lonchidion microselachos* ESTES & SANCHIZ 1982, el anfibio *Galverpeton ibericum* ESTES & SANCHIZ 1982, los dinosaurios *Aragosaurus ischiaticus* SANZ, BUSCALIONI, CASANOVAS, & SANTAFÉ 1987 y *Galvesaurus herreroi* BARCO, CANUDO & CUENCA-BESCÓS 2005, la oospecie de dinosaurio *Macroolithus turolensis* AMO SANJUÁN, CANUDO & CUENCA-BESCÓS 2000, y 6 mamíferos: los multituberculados *Parendotherium herreroi* CRUSAFONT-PAIRÓ & ADROVER 1966, *Eobaatar hispanicus* HAHN & HAHN 1992, *Galveodon nannothus* HAHN & HAHN 1992 y *Lavocatia alfambrensis* CANUDO & CUENCA-BESCÓS 1996, el espalacotérido *Spalacotherium henkeli* KREBS 1985, y el peramúrido *Pocamus pepelui* CANUDO & CUENCA-BESCÓS 1996. El mamífero drioléstido *Crusafontia cuencana* HENKEL & KREBS 1969, descrita en otra localidad de la Cordillera Ibérica (Uña, Provincia de Cuenca), también ha sido hallado en Galve (Krebs, 1993).

Los fósiles de multituberculados son los mamíferos mesozoicos más abundantes en Galve, tanto por su diversidad, como por el número de ejemplares hallados (dientes aislados). Éstos provienen de los depósitos lacustres de la parte alta de la Formación El Castellar (Pelejón-2 y probablemente nivel Colladico Blanco), correspondientes a un sistema lacustre efímero y de baja energía, en el que se desarrollaron esencialmente los subambientes palustres y eulitoral, y de las arcillas rojas y areniscas blancas de la Formación Camarillas (yacimientos Herrero 2, Cerrada Roya-Mina, y Poca), correspondientes a abanicos aluviales húmedos, formados en un sistema fluvial de canales de baja sinuosidad y extensas llanuras lutíticas (Canudo *et al*., 1997). Un importante número de ejemplares son de la colección Institut Paleontològic Dr. M. Crusafont de Sabadell –actualmente Institut Català de Paleontologia– que fueron descritos por Crusafont-Pairó & Gibert (1976), ahora depositada en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza. Dicha colección es el resultado de las campañas de lavado del sedimento que realizaron durante los años 60 el equipo alemán del profesor Kühne, de la Freie Universität Berlin, en el nivel Colladico Blanco, y el del profesor Crusafont, de la Universidad de Barcelona, en el Yacimiento Herrero. Se han propuesto varias sinonimias de

este material (véase referencias en Hahn & Hahn, 2006), pero en ningún trabajo se figuran todos los ejemplares, ni las descripciones han sido actualizadas. En esta comunicación se pone al día la sistemática y la distribución bioestratigráfica de los fósiles de multituberculados de Galve, incluyendo la revisión de los ejemplares de esta colección.

Los dientes que Crusafont-Pairó & Gibert (1976) describen como Formas 1 (p4), 2 (P5), algunos de 3 (I2 del grupo I) y 5 (P4/5) no se han encontrado, y otros no se mencionan en ese trabajo ni en ningún otro. En Hahn & Hahn (2006) sólo se citan los ejemplares que están figurados en Crusafont-Pairó & Gibert (1976) y se asignan al eobaatárido *Eobaatar hispanicus* y al paulchoffátiido *Parendotherium herreroi*. En la revisión de este material, sin embargo, se han identificado más taxones. Dentro de los ocho P1/3 agrupados en Forma 4, los que tienen tres cúspides y un contorno subcuadrangular en vista oclusal (Conjuntos 1a y 1b), presentan una morfología y talla similares a los premolares de *E. hispanicus*, mientras que otros (Conjunto 2) tienen dimensiones menores, cuatro cúspides y un contorno más rectangular, con una mayor longitud mesio-distal de la corona. Éstos últimos son similares en talla y morfología al taxón que ha sido descrito en el yacimiento La Cantalera (Formación Blesa; Hauteriviense terminal-Barremiense basal) como Eobaataridae ó Plagiaulacidae gen. et sp. indet. (Badiola *et al*., en prensa). La talla de los ejemplares incluidos en la Forma 6 (tres M2) y de algunos ejemplares inéditos (dos M1 y un fragmento de I3) también indica la presencia de estos dos taxones en la muestra. Dos I2 de la Forma 3 presentan varias cúspides en el margen distal del diente como los paulchoffátiidos y sus dimensiones encajan bien con la especie *P. herreroi*. Los dientes que no se han encontrado en la colección, pero están figurados en Crusafont-Pairó & Gibert (1976), corresponden a un paulchoffátiido (Forma 2) y a un eobaatárido (Forma 1), y podrían asignarse a *P. herreroi* y *E. hispanicus*, respectivamente, tal y como aparece en Hahn & Hahn (2006), excepto la Forma 5 (P4/5). Las dimensiones y morfología de este diente son similares al nuevo taxón de pinheirodóntido que se ha descrito en La Cantalera (Badiola *et al*., en prensa). Entre el material inédito también se encuentran dos m2 muy corroídos que conservan la típica morfología de paulchoffátiidos, y un incisivo inferior. Por sus dimensiones pueden corresponder a *P. herreroi* y *Galveodon nannothus*. La fauna de multituberculados de Galve, por lo tanto, está compuesta por un eobaatárido, un posible plagiaulácido, un pinheirodóntido, y por dos paulchoffátiidos que están presentes en Galve desde el Hauteriviense terminal hasta el Barremiense inferior.

Referencias

Badiola, A., Canudo, J.I. & Cuenca-Bescós, G. en prensa. New multituberculate mammals from the Hauterivian/Barremian transition of Europe (Iberian Peninsula). *Palaeontology*.

Canudo, J.I., Amo, O., Cuenca-Bescós, G., Meléndez, A., Ruiz-Omeñaca, J.I. & Soria, A.R. 1997. Los vertebrados del Titónico-Barremiense de Galve (Teruel, España). *Cuadernos de Geología Ibérica* **23**, 209-241.

Crusafont-Pairó, M. & Gibert, J. 1976. Los primeros multituberculados de España. Nota preliminar. *Acta Geológica Hispánica* **11**, 57-64.

Díaz Molina, M. & Yébenes, A. 1987. La sedimentación litoral y continental durante el Cretácico Inferior. Sinclinal de Galve, Teruel. In: *Geología y Paleontología (arcosaurios) de los yacimientos cretácicos de Galve (Teruel) y Tremp (Lérida)* (Coord. J.L. Sanz). *Estudios Geológicos* **volumen extraordinario Galve-Tremp**, 3-21.

Hahn, G. & Hahn, R. 2006. *Catalogus Plagiaulacidorum cum figuris (Multituberculata suprajurassica et subcretacea)*. Backhuys Publisher (Fossilium Catalogus I: Animalia, pars 140), Leiden, 344 pp.

Krebs, B.1993. Das Gebiß von Crusafontia (Eupantotheria, Mammalia)- Funde aus der Unter-Kreide von Galve und Uña (Spanien). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe E (Paläobiologie)* **9**, 233-252.

Ruiz-Omeñaca, J.I., Canudo, J.I., Aurell, M., Bádenas, B., Barco, J.L., Cuenca-Bescós, G. & Ipas, J. 2004. Estado de las Investigaciones sobre vertebrados el Jurásico Superior y Cretácico Inferior de Galve (Teruel). *Estudios Geológicos* **60**, 179-202.

Introducción al análisis distributivo y morfológico de los ammonoideos del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España

Barroso-Barcenilla, F.[1,2] y Pérez-Valera, J.A.[1]

1: Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. E-28040 Madrid. España. fbarroso@geo.ucm.es, jalbertoperez@geo.ucm.es

2: Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Medioambientales. Universidad de Alcalá. E-28871 Alcalá de Henares. España.

Basándose en los estudios generales desarrollados desde finales del siglo XIX, diversos especialistas han realizado en los últimos años análisis detallados sobre la estrecha relación existente entre la distribución, la morfología y el modo de vida inferido de los cefalópodos del Cretácico, entre los que destacan especialmente Batt (1989) y Westermann (1996). Tras examinar las morfologías de los ammonoideos del Cenomaniense y el Turoniense en el Western Interior de los Estados Unidos, Batt (1989) diferenció dieciocho morfotipos: once planiespirales y siete heteromorfos. Posteriormente, Westermann (1996) redefinió estos morfotipos como morfogrupos y añadió algunas observaciones propias a las ya realizadas por Batt (1989).

En el presente trabajo se determina la distribución y la morfología de los ammonoideos del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior en el Surco Ibérico. Para ello, los ejemplares identificados han sido agrupados en conjuntos taxonómicos con afinidades y tendencias particulares y se han considerado distintos parámetros de los mismos, entre ellos el contorno, la ornamentación, el tamaño y los grados de involución y de compresión de la concha, según detallan Barroso-Barcenilla (2006) y Pérez-Valera & Barroso-Barcenilla (2008, este volumen). Como resultado, entre los ammonoideos estudiados se han identificado ciertas pautas de distribución y se han reconocido diez de los morfogrupos definidos por Westermann (1996), denominados por su autor 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 11 y 12.

En concreto, se ha observado que la familia Desmoceratidae se identifica en niveles de plataforma externa ó margen de interna, y muestra una concha del morfogrupo 7 de Westermann (1996), con sifón estrecho y suturas muy complejas. La familia Engonoceratidae se halla en niveles de plataforma interna, y posee una concha del morfogrupo 11, con vientre plano y suturas con elementos mayores numerosos y poco elevados y menores escasos con tendencia a la simplificación.

Dentro de la familia Acanthoceratidae, el género *Eucalycoceras* se concentra en niveles moderadamente profundos de plataforma, y presenta una concha mediana del morfogrupo 8, con centros de masa y flotación muy próximos, y costillas numerosas. El subgénero *Calycoceras* (*Calycoceras*) se identifica en niveles de plataforma externa ó margen de interna, y muestra una concha globosa del morfogrupo 2, muy ornamentada y poco hidrodinámica. Los géneros *Euomphaloceras*, del Cenomaniense superior, y *Kamerunoceras*, del Turoniense inferior, se hallan en niveles de plataforma externa ó margen de interna, y poseen una concha pequeña y espinosa del morfogrupo 3, cuyas proyecciones posiblemente facilitaban la sustentación sobre fondos blandos y la protección contra los depredadores. El género *Metoicoceras* se concentra en niveles de plataforma interna, pero presenta una notable dispersión, y muestra una concha del morfogrupo 9, moderadamente hidrodinámica. El subgénero *Spathites* (*Jeanrogericeras*) se identifica desde los niveles más profundos hasta los más someros del Surco Ibérico, y muestra una variabilidad morfológica extremadamente amplia que incluye desde formas comprimidas, involutas y casi lisas, hasta deprimidas, evolutas y muy ornamentadas. El subgénero *Spathites* (*Ingridella*) se concentra en niveles de plataforma interna, y posee una concha, posiblemente del morfogrupo 5, poco ornamentada, poco hidrodinámica y con suturas relativamente sencillas. El subgénero *Spathites* (*Spathites*)

se halla en niveles de plataforma interna, y presenta una concha involuta y sin ornamentación, no asignable a ningún morfogrupo de Westermann (1996). El género *Mammites* se identifica en niveles de plataforma interna, y muestra una concha grande del morfogrupo 1, muy ornamentada y poco hidrodinámica.

En la familia Vascoceratidae, el género *Vascoceras* se halla en niveles de plataforma interna, y posee una concha del morfogrupo 6, con ornamentación escasa y suturas relativamente sencillas. El género *Fagesia* se identifica desde los niveles más profundos hasta los más someros del Surco Ibérico, y presenta una concha del morfogrupo 5, poco hidrodinámica y con suturas relativamente complejas. El género *Neoptychites* se halla en niveles de plataforma externa ó margen de interna, y muestra una concha grande del morfogrupo 11, muy hidrodinámica y con suturas relativamente complejas. Dentro de la familia Pseudotissotiidae, el subgénero *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) se identifica desde los niveles más profundos hasta los más someros del Surco Ibérico, y posee una concha pequeña ó mediana del morfogrupo 11, muy hidrodinámica y con suturas relativamente complejas. El subgénero *Choffaticeras* (*Leoniceras*) se halla en niveles de plataforma interna, y presenta una concha grande del morfogrupo 11, muy hidrodinámica y con suturas relativamente sencillas. El género *Wrightoceras* se identifica en niveles de plataforma interna, y muestra una concha del morfogrupo 11, con vientre plano y ornamentación variable. El género *Donenriquoceras* se concentra en niveles de margen de la plataforma interna, y posee una concha pequeña ó mediana del morfogrupo 11, muy hidrodinámica.

La familia Coilopoceratidae se halla en niveles de plataforma interna, y presenta una concha grande del morfogrupo 11, muy hidrodinámica. En este sentido, destacan los destacados paralelismos entre *Choffaticeras* (*Leoniceras*), en la subzona de *Choffaticeras* (*Leoniceras*) *luciae*, y *Hoplitoides*, en la subzona de *Wrightoceras munieri*. Finalmente, la familia Nostoceratidae se identifica en niveles de plataforma externa ó margen de interna, y muestra una concha heteromorfa del morfogrupo 12, poco hidrodinámica y con suturas complejas.**Agradecimientos**

Trabajo financiado por los proyectos CGL 2005-01765/BTE y PAI08-0204-1312, y una beca FPU del MEC. Los autores agradecen al Prof. Dr. Antonio Goy, de la UCM, sus interesantes aportaciones y sugerencias, así como a un revisor anónimo sus comentarios sobre el texto.

Referencias

Barroso-Barcenilla, F. 2006. *Cefalópodos del Cenomaniense superior y del Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 613 pp. (inédita).

Batt, R.J. 1989. Ammonite shell morphotype distribution in the Western Interior Greenhorn Sea and some paleoecological implications. *Palaios* **4**, 32-42.

Pérez-Valera, J.A. & Barroso-Barcenilla, F. 2008. Análisis tafonómico de cefalópodos del Triásico Medio colonizados por organismos cementantes en la sección de Calasparra (sector oriental de la Cordillera Bética, Murcia, España). In: *Libro de resúmenes. XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008* (Eds. J.I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela & J.C. García-Ramos). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 180-181.

Westermann, G.E.G. 1996. Ammonoid life and habitat. In: *Ammonoid Paleobiology* (Eds. N.H. Landman, K. Tanabe & R.A. Davis). Plenum Press (Topics in Geobiology 13), New York, 607-707.

Conodontos declinognátidos en el estratotipo de la Formación Barcaliente (Carbonífero, Zona Cantábrica)

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

1: Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. España. silvia.blanco@geol.uniovi.es
2: Facultade de Ciencias da Educación. Campus de Elviña, s/n. E-15071 A Coruña. España. jasanz@udc.es

Recientemente se han extraído conodontos del género *Declinognathodus* en capas próximas a la base de la Formación Barcaliente (Wagner *et al*., 1971) en la sección de Millaró (valle del río Bernesga, León; Sanz-López *et al*., 2006). Este hallazgo supone la aparición unos 100 m por debajo de donde se había reconocido con anterioridad en la Cordillera Cantábrica (Menéndez-Álvarez, 1991) de un género que se considera indicativo del límite del Carbonífero Medio (base del Bashkiriense y del Pensilvaniense). La sección de Millaró permite tan sólo el estudio de los primeros metros de la Formación Barcaliente, ya que las capas más altas están dolomitizadas. Era necesario, por tanto, confirmar y estudiar la primera aparición de *Declinognathodus* en otras secciones cantábricas. Por su significado en el contexto geológico regional y por su exposición nos pareció razonable comenzar por el estratotipo de la Formación Barcaliente (situado en el arroyo del mismo nombre, afluente del río Curueño, León). Menéndez-Álvarez (1991) ya había realizado una primera prospección orientada al estudio de los conodontos de dicha sección, con resultados positivos

Se han tomado 6 muestras en los primeros 50 m de la Formación Barcaliente. La más baja, recogida unos 3 m sobre la base de la formación, ha proporcionado junto a *Gnathodus* y *Lochriea*, los primeros *Declinognathodus noduliferus bernesgae* SANZ-LÓPEZ, BLANCO-FERRERA, GARCÍA-LÓPEZ & SÁNCHEZ DE POSADA 2006. Esta subespecie se encuentra también a 8,5 m sobre la base de la formación, para desaparecer en las muestras superiores, donde tan sólo permanecen elementos de *Gnathodus* y *Lochriea*. Menéndez-Álvarez (1991), por su parte, obtuvo elementos de *Gnathodus* hasta unos 105 m sobre la base de la formación en la misma sección. Este autor halló el primer declinognátido del Bashkiriense, *Declinognathodus lateralis* (HIGGINS & BOUCKAERT 1968), casi a 150 m sobre la base de la formación.

La presencia de *Declinognathodus n. bernesgae* entre 3 y 8,5 m en la sección de Barcaliente es congruente con el hallazgo de esta subespecie entre 2,8 m y 4 m sobre la base de la misma unidad litostratigráfica en la sección de Millaró (Sanz-López *et al*., 2006). Otras muestras con asociaciones similares corresponden a las recogidas en Figares y Bandujo (Sanz-López *et al*., 2006) con *D. n. bernesgae* y *D. praenoduliferus* NIGMADGANOV & NEMIROVSKAYA 1992, respectivamente. Es también el caso de la muestra depositada en el Museo Británico de Historia Natural, procedente de la localidad de Getino, originalmente estudiada por Higgins (1962), que hemos tenido ocasión de reinvestigar y que contiene *D. n. bernesgae* (el ejemplar fue atribuido por Higgins a *Cavusgnathus noduliferus* ELLISON & GRAVES 1941). Dicho autor situó la muestra en el techo de la Formación Alba.

Si atendiéramos de modo literal a la caracterización biostratigráfica del límite Misisipiense/Pensilvaniense (primera aparición de *Declinognathodus noduliferus* s.l.), todos estos hallazgos podrían tomarse como indicativos de que las capas estudiadas se sitúan por encima del denominado "Mid-Carboniferous boundary" (es decir por encima de la base del Pensilvaniense). Sin embargo, Sanz-López *et al*. (2006) discutieron la problemática de esta caracterización bioestratigráfica, proponiendo utilizar como indicador el primer hallazgo de *Declinognathodus inaequalis* (HIGGINS 1975) en el GSSP de Arrow Canyon (Nevada), la primera de las tres subespecies (consideradas después especies) que en el momento de la definición del límite se incluían dentro de *D. noduliferus*. Es posible que algunos

declinognatódidos, como los encontrados en los primeros metros de la Formación Barcaliente puedan encontrarse ya en capas misisipienses

Otra sección de relevancia en los niveles que nos ocupan es la de las Vegas de Sotres, Picos de Europa. Una muestra recogida a unos 6 m sobre la base de la Formación Barcaliente contiene *Gnathodus*, *Lochriea* y *Vogelgnathus*. Aunque no se ha encontrado *Declinognathodus*, dos elementos pequeños identificados como *Adetognathus* cf. *unicornis* (REXROAD & BURTON 1961) suponen un hallazgo novedoso en las Montañas Cantábricas y no frecuente en el conjunto de Europa. La especie es conocida en el Serpukhoviense superior (Misisipiense) de la Caliza de Tramaka, Bélgica (Groessens, 1983) y en la Cuenca de Donets, Ucrania (Nemyrovska, 1999), así como en el Norte de África (Cuenca de Belchar, Argelia, Manger *et al*., 1985). Este taxón es abundante en el Chesteriense (Serpukhoviense superior) de Norteamérica, donde tiene aplicación bioestratigráfica, alcanzando capas situadas por debajo del límite del "Mid-Carboniferous boundary" en la GSSP de Arrow Canyon (Lane *et al*., 1999). De este modo parece plausible que los primeros metros de la Formación Barcaliente puedan corresponder al final del Misisipiense, a pesar de registrar los primeros elementos conocidos de *Declinognathodus*.

Agradecimientos

Este trabajo se ha beneficiado de los proyectos CGL2006-04554 y CGL2006-06401 del Ministerio de Educación y Ciencia y del Fondo Europeo de Desarrollo Regional, así como de una estancia de JS-L en el BMHN de Londres sustentada por el Proyecto Synthesys de la Unión Europea (GB-TAF-4210).

Referencias

Comte, P. 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España* **60**, 1-440.

Groessens, 1983. Considerations sur l'Age de l'Encrinite de Tramaka. *Bulletin de la Société belge de Géologie* **92**, 225-235.

Higgins, A.C. 1962. Conodonts from the "Griotte" Limestone of North West Spain. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* **65**, 5-22.

Lane, H.R., Brenckle, P.L., Baesemann, J.F. & Richards, B. 1999. The IUGS boundary in the middle of the Carboniferous: Arrow Canyon, Nevada, USA. *Episodes* **22**, 272-283.

Manger, W.L., Weyant, M. & Pareyn, C. 1985. Mid-Carboniferous ammonoid biostratigraphy, Bechar Basin, Algeria. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **74**, 181-196.

Menéndez-Álvarez, J.R. 1991. *Conodontos del Carbonífero Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 283 pp. (inédita).

Nemyrovska, T.I. 1999. Bashkirian conodonts of the Donets basin, Ukraine. *Scripta Geologica* **119**, 1-115.

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera & Sánchez de Posada, L.C. 2004. Estratigrafía del Serpukhoviense y el Bashkiriense inferior (Carbonífero) en la provincia de Pliegues y Mantos, Zona Cantábrica. *Geotemas* **6(2)**, 131-134.

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, García-López, S. & Sánchez de Posada, L.C. 2006. The Mid-Carboniferous boundary in Northern Spain: difficulties for correlation of the Global Stratotype Section and Point. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **112**, 3-22.

Wagner, R.H., Winkler Prins, C.F. & Riding, R.E. 1971. Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in the northern León, Spain. *Trabajos de Geología* **4**, 603-663.

Bioestratigrafía de la Formación Alba en la sección de las Vegas de Sotres (Misisipiense, Zona Cantábrica)

Blanco-Ferrera, S.[1], Gibshman, N.B.[2], Sánchez de Posada, L.C.[1], Sanz-López, J.[3] y Villa, E.[1]

1: Departamento de Geología. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. España. silvia.blanco@geol.uniovi.es, lposada@geol.uniovi.es, evilla@geol.uniovi.es
2: Moscow Oil and Gas Academy. Leninsky Prospect 65. 117917 Moscow GSP-1. Russia. nilyufer@mtu-nt.ru
3: Facultade de Ciencias da Educación. Campus de Elviña s/n. E-15071 A Coruña. España. jasanz@udc.es

La sección de las Vegas de Sotres se localiza unos tres kilómetros al S de Sotres (Cabrales, Asturias), en la orilla izquierda del valle del río Duje. La sucesión reviste interés, ya que entre las Formaciones Alba y Barcaliente aparecen unos 8 m de calizas con intercalaciones bioclásticas, cuyas características no coinciden con las típicas de estas formaciones. Estas calizas contienen foraminíferos (mencionados por Martínez García *et al*., 1984) del suborden Fusulinina. Tal hecho resulta excepcional en las formaciones referidas, cuyas facies más características no son adecuadas para la presencia de estos fósiles. Los foraminíferos mencionados aquí son los primeros fusulininos del Serpukhoviense de la Zona Cantábrica (ZC), en la que sólo se conocían a partir del Bashkiriense inferior.

La Formación Alba no aflora completa; sus niveles inferiores están cortados por un cabalgamiento. Comienza por unos 12 m de calizas rojizas a gris rosadas, con margas en la parte inferior. Los conodontos del techo de este tramo corresponden a *Lochriea mononodosa* (RHODES, AUSTIN & DRUCE 1969), *L. nodosa* (BISCHOFF 1957) y *Mestognathus bipluti* HIGGINS 1961, entre otros. La entrada de *L. nodosa* es indicativa de la Zona de *L. nodosa* (Higgins, 1974; Menéndez-Álvarez, 1978; Higgins & Wagner-Gentis 1982) del Viseense superior.

Encima, se sitúan 6,5 m de calizas de color gris claro, nodulares, con capas bioturbadas y capas *packstone* bioclásticas predominantes al ascender en la sucesión, salvo en los 0,6 m finales donde las calizas son *mud* a *wackestone* nodulares. La capa basal del tramo registra la entrada brusca de especies ornamentadas de *Lochriea*, entre ellas *L. multinodosa* (WIRTH 1967) y *L. ziegleri* NEMIROVSKAYA, PERRET & MEISCHNER 1994. Ambas tienen relevancia ya que *L. multinodosa* fue utilizada por Higgins & Wagner Gentis (1982) para reconocer la Zona de *L. multinodosa*, Viseense terminal a Namuriense basal (=Serpukhoviense basal) en la ZC; por otra parte, la entrada de *L. ziegleri* cuenta con muchas posibilidades de ser seleccionada como marcador del límite Viseense-Serpukhoviense, aunque tal aparición tiene lugar en lo que hoy constituye el Viseense superior (Brigantiense; ver Richards & Task Group, 2007). Al techo de este tramo se produce la primera aparición de *L. cruciformis* (CLARKE 1960), indicando su pertenencia a la base de la zona del mismo nombre, que Belka & Lehmann (1998) han propuesto como horizonte de la base del Serpukhoviense en la ZC. De hecho, la entrada de *L. cruciformis* se produce próxima a las capas donde Kullmann (1961, 1963) y Wagner-Gentis (1963, 1980) han obtenido ammonoideos del Serpukhoviense inferior en la ZC, aunque en algunas cuencas de Europa occidental, la primera aparición de *L. cruciformis* puede darse en la parte más alta del Viseense, ya cerca de la base del Serpukhoviense (Skompski *et al*., 1995).

El tramo más singular de la sucesión corresponde a 1,9 m de calizas oscuras bioclásticas con nódulos silicificados, foraminíferos, algas, braquiópodos, restos de equinodermos y algunos corales. Entre los foraminíferos (identificaciones de N.B. Gibshman) se encuentran especies de *Archaediscus*, *Neoarchaediscus*, *Asteroarchaediscus*, *Eolasiodiscus*, *Endothyra*, *Planoendothyra*, *Omphalotis, Janischewskina*, y *Eostafella*, algunas de las cuales son frecuentes en el Viseense superior (V3), y pueden atravesar el límite Viseense-Serpukhoviense, mientras que otras no hacen su aparición hasta el Serpukhoviense inferior.

De estas últimas son especialmente relevantes *Eolasiodiscus* aff. *donbassicus* REITLINGER 1956, *Janischewskina* cf. *delicata* (MALAKHOVA 1956), *Janischewskina* sp. nov. y *Endothyra* (*Rectoendothyra*) aff. *latiformis* BRAZHNIKOVA 1983. Los conodontos obtenidos en este tramo son asignados a la Zona de *L. cruciformis*, Serpukhoviense inferior.

Sobre este tramo se disponen unos 2,7 m de una alternancia de caliza y chert. Las calizas contienen abundantes espículas de esponjas y localmente fantasmas de ammonoideos. Encima, se disponen ya las calizas grises oscuras y laminadas de la Formación Barcaliente. Dos muestras estudiadas en el tramo con chert contienen *Gnathodus truyolsi* SANZ-LÓPEZ, BLANCO-FERRERA, SÁNCHEZ DE POSADA & GARCÍA-LÓPEZ 2007, y *G. postbilineatus* NIGMADGANOV & NEMIROVSKAYA 1992, entre otros, que se encuentran en la Zona de *G. truyolsi* de Sanz-López *et al*. (2007), Serpukhoviense superior del N de España. Este tramo parece equivalente a las Capas de Millaró (Sanz-López *et al*., 2004) que contienen ammonoideos arnsbergienses (Kullmann, 1962) en un gran número de localidades de la ZC.

Agradecimientos

El trabajo se ha beneficiado de los proyectos CGL2006-04554 y CGL2006-06401 del MEC y FEDER.

Referencias

Belka, Z. & Lehmann, J. 1998. Late Viséan/early Namurian conodont succession from the Esla area of the Cantabrian Mountains, Spain. *Acta Geologica Polonica* **48**, 31-41.

Higgins, A.C. & Wagner-Gentis, H.T. 1982. Conodonts, goniatites and the biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. *Palaeontology* **25**, 313-350.

Kullmann, J. 1961. Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrichen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie. Paläontologie der U.O. Goniatitina Hyatt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **113**, 219-326.

Kullmann, J. 1962. Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, **6**, 259-377.

Kullmann, J. 1963. Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrichen Gebirge (Nordspanien). II. Paläontologie der U.O. Prolecanitina Miller & Furnish. Die Altersstellung der Faunen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **116**, 269-324.

Martínez García, E., Rodríguez Fernández, L.R., Ginkel, A.C. van, Martínez Díaz, C., Granados, L. García Cortés, A., Ramírez del Pozo, J., Martínez Chacón, M-L., Winkler Prins, C.F., Sánchez de Posada, L., García López, S., Dorning, K., Marcos, A., Valladares, I. & Carballeira, J. 1984. *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Carreña-Cabrales 56 (16-5)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 45 pp.

Menéndez-Álvarez, J.R. 1978. Conodontos de la Formación Genicera en el corte de Entrago (Teverga, Asturias). *Breviora Geológica Astúrica* **22**, 1-2.

Nemyrovska, T.I. 2005. Late Viséan/early Serpukhovian conodont succession from the Triollo section, Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Scripta Geologica* **129**, 13-89.

Richards, B.C. & Task Group 2007. Report of the Task Group to establish a GSSP close to the existing Viséan-Serpukhovian boundary. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy* **25**, 5-6.

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. & Sánchez de Posada, L.C. 2004. Estratigrafía del Serpukhoviense y el Bashkiriense inferior (Carbonífero) en la provincia de Pliegues y Mantos, Zona Cantábrica. *Geotemas* **6(2)**, 131-134.

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S., Sánchez de Posada, L.C. & García-López, S. 2007. Serpukhovian conodonts from Northern Spain and biostratigraphic application. *Palaeontology* **50**, 883-994.

Skompski, S., Alekseev, A., Meischner, D., Nemirovskaya, T.I., Perret, M.F. & Varker. W.J. 1995. Conodont distribution across the Visean/Namurian boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **188**, 177-209.

Wagner-Gentis, C.H.T. 1963. A general account of the Paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW. Spain). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España* **74**, 171-331.

Wagner-Gentis, C.H.T. 1980. Goniatites from the Viséan-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain. *Scripta Geologica* **55**, 1-43.

Presencia de foraminíferos bentónicos y planctónicos en el yacimiento de mamíferos del Mioceno terminal de Venta del Moro (Valencia)

Blázquez, A., Guillem, J., Montoya, P. y Usera, J.

Departamento de Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. E-46100. Burjasot. España. Ana.M.Blazquez@uv.es, Jorge.Guillem@uv.es, pmontoya@uv.es, Juan.usera@uv.es

El yacimiento paleontológico de Venta del Moro (Valencia, España) es uno de los más interesantes del Mioceno continental de la Península Ibérica (Aguirre *et al*., 1973; Morales, 1984; Montoya *et al*., 2006). El rico y diverso conjunto de fósiles recuperado incluye, principalmente, restos de carofitas, polen, macroflora, tecamébidos, foraminíferos, moluscos acuáticos y terrestres, ostrácodos, peces, anfibios, reptiles y pequeños y grandes mamíferos. El yacimiento se incluye en el Turoliense superior (zona MN13 de Mein, 1999) y su edad, inferida por la datación biocronológica de la asociación de mamíferos y los datos paleomagnéticos, se sitúa entre 5,5 y 5,8 millones de años, próxima al límite Mioceno-Plioceno (Opdyke *et al*., 1990, 1997). Es la localidad tipo de cuatro especies de macromamíferos.

Fue excavado en la década de los setenta por un equipo del Museo Nacional de Ciencias Naturales y desde 1995 hasta la actualidad las campañas de excavación están a cargo de la Universitat de València, financiadas por la Consellería de Cultura, de la Generalitat Valenciana.

El yacimiento de Venta del Moro (UTM $^{6}42494$, $^{43}70967$) se halla en una antigua trinchera de ferrocarril, en las cercanías de la localidad valenciana del mismo nombre. Desde un punto de vista geológico, se sitúa en la cuenca del Cabriel, y se incluye en la parte superior de la Unidad Detrítica de Los Isidros, dentro de la Formación Venta del Moro-Villatoya, según la estratigrafía descrita por Robles (1970) para dicha cuenca, 50 metros por debajo del techo de la Unidad arriba mencionada (Mathisen & Morales, 1981).

La serie aflorante en la trinchera se compone de: a) depósitos lacustres-palustres, representados por calizas y margas, b) depósitos fluviales, representados por areniscas y conglomerados en cuerpos canaliformes, y c) depósitos de llanura de inundación, representados por una alternancia de arcillas rojas y areniscas. Los depósitos lacustres-palustres, presentan en el área de Venta del Moro una extensión aproximada de 5 por 1,5 km y se formaron en un ambiente lacustre somero, sujeto a fluctuaciones en el nivel del agua y con episodios de condiciones anóxicas. Estas facies se estructuran en varios ciclos de inundación-estabilidad-desecación. El yacimiento de Venta del Moro se sitúa en niveles de margas lignitosas, margas y calizas margosas, en el último de los ciclos lacustres reconocidos en la serie (Montoya *et al*., 2006).

Se han distinguido cuatro niveles fosilíferos, que han sido denominados de techo a muro, en función del orden de excavación: A-costra, A, B y C, que se acuñan pasando lateralmente a un quinto nivel, llamado D. El nivel C se compone de margas lignitosas de color negro. Los niveles B y A forman una única capa sedimentaria margosa, más oscura y detrítica hacia la base y gradualmente más clara y carbonatada hacia el techo. El nivel A-costra consiste en la parte basal, más margosa, de la costra carbonática que corona el ciclo lacustre. El nivel D está formado por margas arenosas grises muy biodetríticas. Por lo que se refiere al ciclo lacustre, los niveles C y B representan una fase de estabilidad, A y A-costra se relacionan con las etapas finales de colmatación y desecación, y el nivel D se interpreta como una facies marginal de la cubeta, más energética y oxigenada, colonizada por bivalvos uniónidos, muy abundantes en este nivel (Montoya *et al*., 2006).

Los niveles A, B y el techo de C fueron muestreados para su estudio micropaleontológico en la campaña de 2005, con el principal objetivo de estudiar el contenido en foraminíferos,

tecamébidos y ostrácodos, ya detectados en análisis previos de estos niveles. Las muestras fueron tomadas cada 5 cm de la serie, levigadas y tamizadas en tres fracciones distintas (>0,4, >0,125 y >0,063 mm), con objeto de facilitar el proceso de separación de los foraminíferos mediante el empleo de la lupa binocular.

Los resultados indican la presencia de algunas especies de foraminíferos planctónicos como *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerina quinqueloba* NATLAND, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Globigerinella obesa* (BOLLI), *Globorotalia (Hirsutella)* cf. *cibaoensis* BERMÚDEZ, cuya frecuencia parece disminuir hacia el techo. Destaca la presencia muy abundante, sobre todo en la fracción 0,063 mm, de un foraminífero bentónico próximo al género *Physalidia*. Esta especie se encuentra en las actuales marjales de Torreblanca (Guillem, 2007) y Peñíscola (Usera *et al*., 2006), así como en los niveles más recientes de un sondeo de sedimentos cuaternarios en la Albufera de Elche (Blázquez, 2005). Además, pueden reconocerse varias especies de ostrácodos de aguas salobres, como *Cyprydeis torosa* (JONES) y dulceacuícolas como *Ilyocypris giba* (RAMDHOR), *Paralimnocythere* sp. y *Candona neglecta* SARS. La presencia de tecamébidos confirma la baja salinidad dentro del rango de salobridad del agua en esta cuenca atalásica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por las Consellerias de Universitat i Empresa y Cultura de la Generalitat Valenciana

Referencias

Aguirre, E., Robles, F., Thaler, L., López Martínez, N., Alberdi, M.T. & Fuentes, C. 1973. Venta del Moro, nueva fauna finimiocena de Moluscos y Vertebrados. *Estudios Geológicos* **29**, 569-578.

Blázquez, A.M. 2005. *Evolución cuaternaria de l'Albufera d'Elx: Paleoambientes y foraminíferos fósiles*. Universidad de Alicante y Museo Paleontológico de Elche (Memorias del MUPE, 1), Elche, 334 pp.

Guillem, J. 2007. *Tafonomía, taxonomía y ecología de los foraminíferos de la Albufera de Torreblanca.* Tesis Doctoral. Universitat de València, 523 pp. (www.tdx.cbuc.es)

Mathisen, M. & Morales, J. 1981. Stratigraphy, facies and depositional environments of the Venta del Moro vertebrate locality, Valencia, Spain. *Estudios Geológicos* **37**, 199-207.

Mein, P. 1999. European Miocene Mammal Biochronology. In: *The Miocene Land Mammals of Europe* (Eds. G.E. Rössner & K. Heissig). Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, 25-38.

Montoya, P., Morales, J., Robles, F., Abella, J., Benavent, J.V., Marín, M.D. & Ruiz Sánchez, F.J. 2006. Las nuevas excavaciones (1995-2006) en el yacimiento del Mioceno final de Venta del Moro, Valencia. *Estudios Geológicos* **62**, 313-326.

Morales, J. 1984. *Venta del Moro: su macrofauna de mamíferos y biostratigrafía continental del Mioceno terminal mediterráneo*. Editorial Universidad Complutense, Madrid, 340 pp.

Opdyke, N., Mein, P., Moissenet, E., Pérez González, A., Lindsay, E. & Petko, M. 1990. The magnetic stratigraphy of the late Miocene sediments of the Cabriel Basin, Spain. In: *European Neogene Mammal Chronology* (Eds. E.H. Lindsay, V. Fahlbusch & P. Mein). Plenum Press, New York, 507-514.

Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez González, A., Moissenet, E. & Norton, V.L. 1997. Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of Eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **133**, 129-148.

Robles, F. 1970. *Estudio estratigráfico y paleontológico del Neógeno del río Júcar*. Tesis Doctoral, Universitat de València, 275 pp. (inédita)

Usera, J., Blázquez, A.M., Guillem, J. & Alberola, C. 2006. Evolución holocena de la Marjal de Peñíscola (Castellón, España) deducida del estudio de sus foraminíferos fósiles. *Revista Española de Micropaleontología* **38**, 381-393.

Patrones paleobiológicos y éxito evolutivo de las floras del Paleozoico

Cascales, B. y Ruiz-Sanchez, F.J.

Facultat de Ciències Biològiques. Universitat de València. c/ Dr. Moliner 50. E-46100 Burjassot. España. borja.cascales@uv.es, francisco.ruiz@uv.es

Introducción

El éxito evolutivo puede definirse y cuantificarse como producto de la cantidad de tiempo que consigue permanecer un taxón en la biota. Según esta definición, el éxito evolutivo aumentará proporcionalmente cuantos más intervalos del tiempo geológico contengan registro fósil de un taxón. Por tanto, cabría esperar que cuanto mayor sea la cercanía en el tiempo geológico de dos intervalos temporales dados, mayor será la similitud entre los mismos (hipótesis nula). Del mismo modo, dos intervalos separados en el tiempo, pero con una baja disimilitud entre ellos, deberían reflejar un mayor éxito evolutivo de los taxones originados en el intervalo más antiguo (Cascales & Ruíz-Sánchez, 2008).

El presente trabajo pretende caracterizar la composición taxonómica de las floras de los distintos intervalos temporales paleozoicos desde el Silúrico hasta el Pérmico, estudiar la similitud y la distancia entre estas floras para poder medir el éxito evolutivo de los diferentes taxones de plantas vasculares durante este periodo de tiempo y analizar el papel que las extinciones han jugado en la conformación del comportamiento evolutivo de los taxones originados.

Metodología

Los datos taxonómicos se han extraído a través de la base de datos del SCI (Science Citation Index), partiendo principalmente de Cleal & Thomas (1999) y trabajando a nivel de familia.

Para la elaboración de los perfiles paleobiológicos se han utilizado las tasas evolutivas descritas por Stanley (1985), reflejadas en la metodología utilizada por De Renzi *et al.* (1996) y Cascales & Ruiz-Sánchez (2007). Con objeto de testar la hipótesis del estudio, los cálculos referentes a la similitud y la distancia entre intervalos temporales se han realizado a partir del cálculo del índice de Jaccard según Sokal & Sneath (1973). Respecto a los métodos de agrupamiento se siguió la metodología expuesta en Sokal & Sneath (1973).

Para complementar el estudio se realizó un análisis de supervivencia taxonómica (Hoffman & Kitchell, 1984), con la finalidad de observar el efecto de las extinciones acontecidas sobre el grupo de estudio.

Resultados y conclusiones

Las tasas evolutivas siguen una distribución muy heterogénea para los diferentes niveles taxonómicos (Fig. 1A). Por otra parte y a tenor de los resultados, las extinciones del Paleozoico afectaron por igual a los linajes, independientemente de su época de originación. Estos resultados sugieren que no sólo las innovaciones evolutivas constituyen "landmarks" en la historia del grupo, sino que también lo hacen las grandes extinciones, que muchas veces permiten el despliegue evolutivo de innovaciones.

Respecto a los agrupamientos de los intervalos temporales (Fig. 1B), la similitud entre un intervalo y los posteriores adquiere su valor mínimo cuando el último taxón de la época más antigua se extingue. Ello pone de manifiesto que las medidas de similitud y distancia son un buen indicador de procesos que alteran la composición en taxones entre los rangos temporales del estudio tomando como referencia el grupo control (Fig. 1C).

Así pues, si el número de taxones compartidos entre un intervalo temporal y los sucesivos más modernos alcanza un valor constante, este hecho marca el éxito evolutivo del taxón o grupo de taxones originados en la época más antigua, dado que dicho taxón contribuye de forma equitativa y está presente en la biota en todo el rango temporal estudiado.

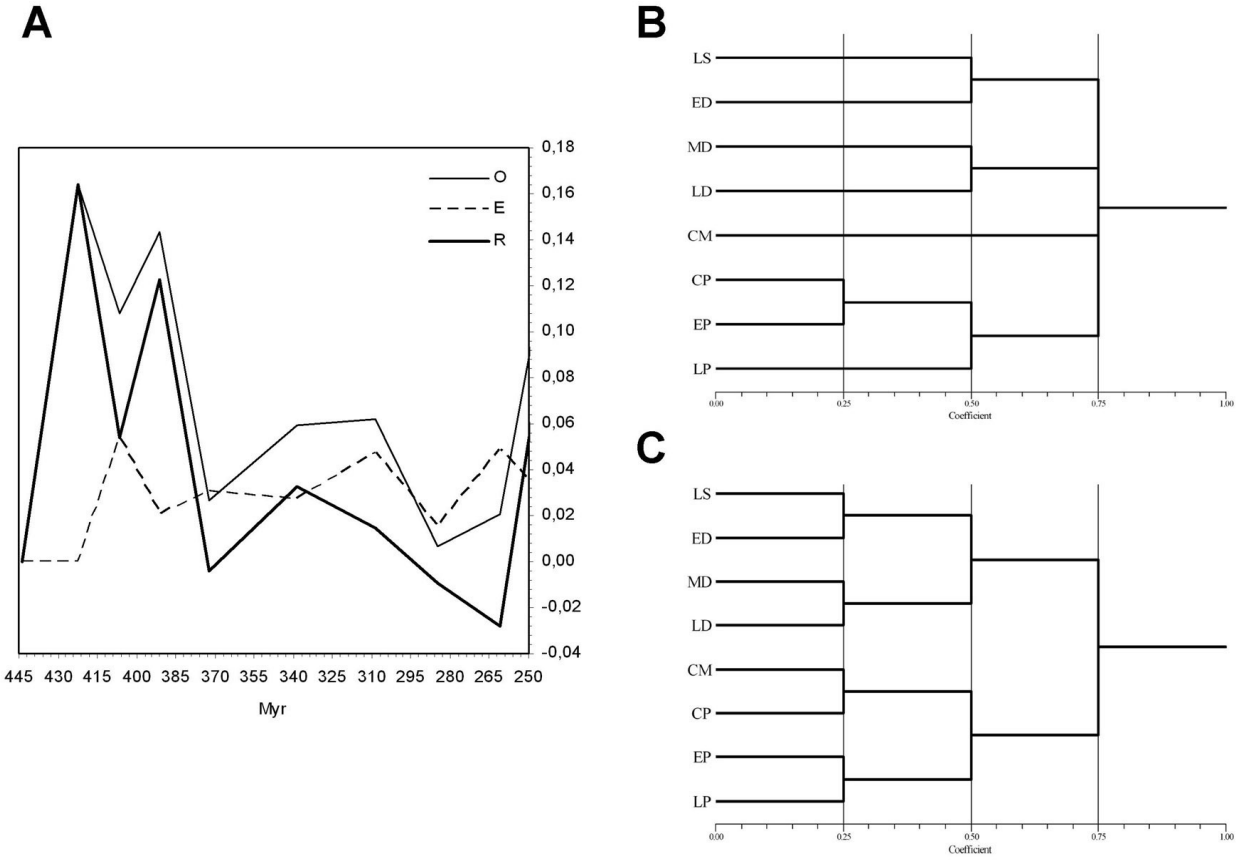


Figura 1. Patrones paleobiológicos de las floras del Paleozoico. **A**: Tasas evolutivas. O, Tasa de originación de familias; E, Tasa de extinción de familias; R, Tasa de diversificación de familias. **B**: Dendrograma consenso de los intervalos temporales del Paleozoico. **C**: Encadenamiento control. LS, Silúrico superior; ED, Devónico inferior; MD, Devónico medio; LD, Devónico superior; CM, Mississipiense; CP, Pennsylvaniense; EP, Pérmico inferior; LP, Pérmico superior.

Referencias

Cascales, B. & Ruíz-Sánchez, F. 2007. Distribución de tasas evolutivas en plantas vasculares entre el Silúrico y el Pleistoceno. In: *Cantera Paleontológica* (Eds. O. Cambra-Moo, C. Martínez-Pérez, B. Chamero, F. Escaso, S. de Esteban Trivigno & J. Marugán-Lobón). Diputación provincial de Cuenca, Cuenca, 99-109.

Cascales, B. & Ruíz-Sánchez, F. 2008. Medida del éxito evolutivo de las floras del Paleozoico basada en técnicas de clasificación numérica. In: *Paleontologica Nova (VI EJIP)* (Eds. J. Esteve & G. Meléndez). Universidad de Zaragoza (Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, SEPAZ, 8), Zaragoza, 151-163.

Cleal, C.J. & Thomas, B.A. 1999. *Plant Fossils: The History of Land Vegetation*. The Boydell Press, Woodbridge (Fossils Illustrated, 3), 316 pp.

De Renzi, M., Budurov, K. & Sudar, M. 1996. The extinction of conodonts -in termns os discrete elements- at the Triassic-Jurasic boundary. *Cuadernos de Geología Ibérica* **20**, 247-364.

Hoffman, A. & Kitchell, J.A. 1984. Evolution in a pelagic planktic system: a paleobiologic test of models multispecies evolution. *Paleobiology* **10**, 9-33.

Sokal, R.R. & Sneath, P.H.A. 1973. *Numerical Taxonomy*. Freeman, San Francisco, 573 pp.

Stanley, S.M. 1985. Rates of evolution. *Paleobiology* **11**, 13-26.

Discriminación métrica dentaria entre recental de uro (*Bos primigenius*) y ternero domestico (*Bos taurus*)

Castaños, P.[1], Castaños, J.[2], Murelaga, X.[2], Ortega, L.A.[3], Zuluaga, M.C.[3] y Alonso-Olazabal, A.[3]

1: Museo Arqueológico, Etnográfico e Histórico Vasco. Plaza Miguel de Unamuno, 4. E-48006 Bilbao. España. pedrocastanos@yahoo.es

2: Universidad del País Vasco UPV/EHU. Facultad de Ciencia y Tecnología. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. jonecastanos@yahoo.es, xabier.murelaga@ehu.es

3: Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Apartado 644. E-48080 Bilbao. España. luis.ortega@ehu.es, mcruz.zuluaga@ehu.es, ainhoa.alonso@ehu.es

Establecer el origen de la domesticación y diferenciar entre especies salvajes y domésticas es uno de los problemas clásicos asociados a los yacimientos de época Neolítica. Este problema se complica cuando gran parte de los restos corresponden a individuos infantiles ya que los datos métricos publicados para la dentición de leche son escasos. El yacimiento de Mendandia (Condado de Treviño) corresponde a un abrigo de caza de ocupación prehistórica Mesolítica (ca 7546 a 6397 cal BP) y Neolítica (ca 6119 a 5283 cal BP) (Alday, 2005), caracterizado por la gran abundancia de restos faunísticos (Castaños, 2005). Todos los fragmentos identificados (5278) pertenecen a especies salvajes, no habiéndose encontrado cabaña doméstica ni siquiera en las fases neolíticas. Así mismo cabe destacar la alta proporción del uro (*Bos primigenius*), un taxón poco frecuente en yacimientos de ocupación humana y ampliamente representado en Mendandia. Además de los restos de uro (*B. primigenius*) la tafocenosis de macrovertebrados está compuesta por restos de ciervo (*Cervus elaphus*), corzo (*Rupricapra rupicapra*), cabra montesa (*Capra pyrenaica*), sarrio (*Capreolus capreolus*), caballo (*Equus caballus*), jabalí (*Sus scrofa*) así como lobo (*Canis lupus*), zorro (*Vulpes vulpes*), marta (*Martes martes*), gato montes (*Felis silvestris*) y tejón (*Meles meles*).

Una de las estrategias de caza en este asentamiento consistiría en la captura de recentales de uro durante el verano dando origen a una de las mejores muestras europeas de piezas dentarias deciduas de esta especie. La excepcionalidad del material proporciona un conjunto de datos métricos de gran interés a partir de las 328 piezas de la dentición de leche recuperadas. Teniendo en cuenta la disminución de tamaño asociada a la domesticación del bovino, las medidas dentarias constituyen una de las herramientas más útiles para poder establecer diferencias entre el agriotipo salvaje (uro) y la forma doméstica (vacuno).

Como elemento de comparación se han utilizado medidas de individuos recién nacidos de ganado vacuno procedentes de varios yacimientos arqueológicos de diferentes cronologías (Neolítico, Edad de Bronce y época Romana) y de fauna actual. El test t de Student permite establecer con un 99% de confianza diferencias estadísticamente significativas entre la población de uro (recogida en Mendandia) y la cabaña domestica utilizada como referencia.

En síntesis, nos encontramos ante un asentamiento que por su ubicación estratégica como atalaya de una amplia llanada, que ha permitido la explotación sistemática de los rebaños formados por hembras y crías neonatas de uro. Estas circunstancias no se dan en la mayor parte de los yacimientos mesolíticos y explican la elevada proporción de esta especie respecto de los restantes ungulados. En número de restos el uro representa el 20% de todos los herbívoros cazados, con un mínimo de 48 individuos de los cuales 11 son adultos, uno juvenil y 36 neonatos de menos de dos meses. Este trabajo demuestra una vez más que las diferencias entre el bovino doméstico y su agriotipo salvaje son meramente cuantitativas. La disminución de talla es un claro efecto de los procesos de domesticación.

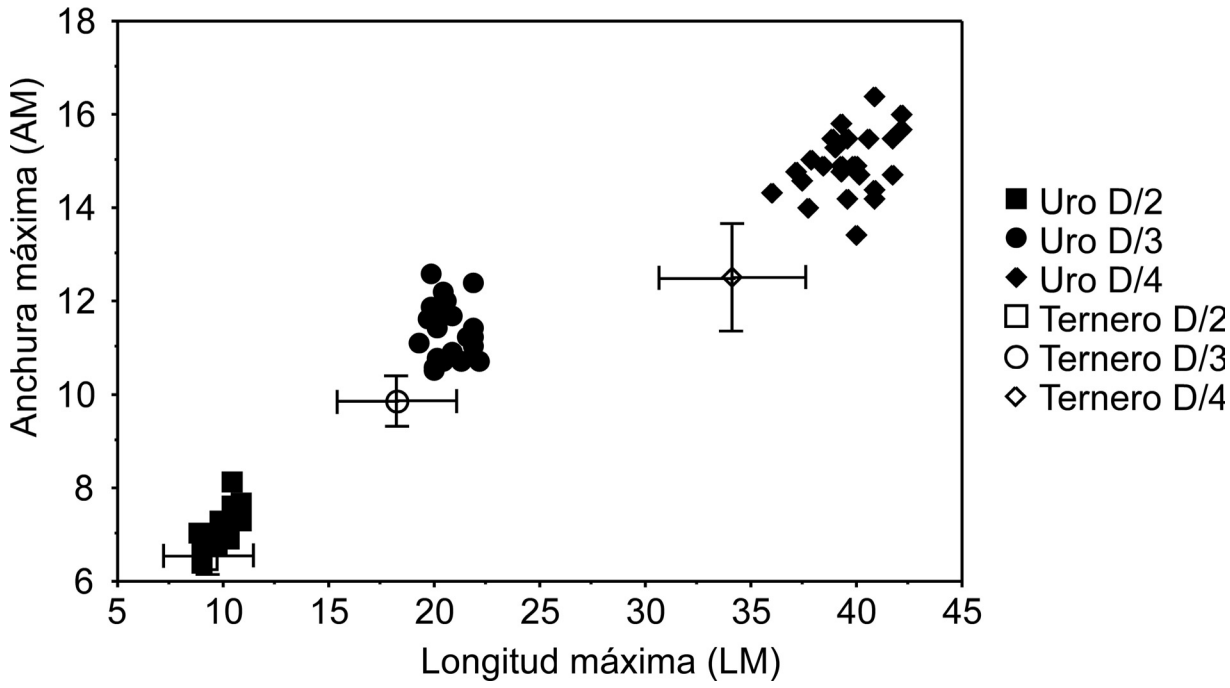


Figura 1. Medidas dentarias de mandíbula de recental de uro de Mendandia y valores medios con su desviación estándar de ternero domestico de referencia.

Agradecimientos
Este trabajo ha recibido la ayuda de los proyectos CGL2007-64428/BE del MEC, Unesco 07/01 y EHU06/84 de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea.

Referencias

Alday, A. 2005 (Ed.). *El campamento prehistórico de Mendandia: Ocupaciones Mesolíticas y Neolíticas entre el 8500 y el 6400 BP*. Fundación José Miguel de Barandiaran, Vitoria-Gasteiz, 660 pp.

Castaños, P. 2005. Estudio arqueozoológico de la fauna de Mendandia (Sáseta, Treviño). En: *El campamento prehistórico de Mendandia: Ocupaciones Mesolíticas y Neolíticas entre el 8500 y el 6400 BP*. (Ed. Alday, A.). Fundación José Miguel de Barandiaran, Vitoria-Gasteiz, 427-447.

El subgénero *Conocoryphe* (*Parabailiella*) (Trilobita) en el Cámbrico medio de Murero (Cadenas Ibéricas, Prov. Zaragoza)

Chirivella Martorell, J.B.[1], Gozalo, R.[1] y Liñán, E.[2]

1: Departamento de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, 50. E-46110 Burjassot. España. rodolfo.gozalo@uv.es

2: Departamento de Ciencias de la Tierra (Área de Paleontología). Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España.

Los muestreos llevados a cabo en los últimos años en las formaciones Mansilla y Murero han librado numerosos ejemplares del género *Conocoryphe* HAWLE & CORDA 1847 cuyos cranidios presentan el surco marginal incompleto al estar cortado por la sutura, lo que de acuerdo con la propuesta de Sdzuy (1961) permite asignarlos al subgénero *Parabailiella* THORAL 1946. Recientemente, Cotton (2001) realizó un análisis filogenético de la familia donde considera *Conocoryphe* y *Parabailiella* como géneros; en el citado trabajo no se realizó un análisis detallado de las especies asignadas a estos dos géneros y, por el momento, sigue habiendo una clara división entre los distintos autores en cuanto a su consideración como géneros separados o como subgéneros de un mismo género.

Los ejemplares aquí estudiados provienen mayoritariamente de Murero, pero también de diversas otras localidades de las Cadenas Ibéricas como Villafeliche, Jarque o Borobia (Liñán & Gozalo, 1986; Gámez *et al*., 1991; Gozalo *et al*., 1993; Liñán *et al*., 1996; Chirivella Martorell, 2008). Presentamos en este trabajo el hallazgo en las Cadenas Ibéricas de las cuatro especies que hasta el momento se han descrito de este subgénero: *Conocoryphe (Parabailiella) languedocensis* THORAL 1946*, C. (P.) schmidti* SDZUY 1957, *C. (P). matutina* SDZUY 1968 y *C. (P). sebarensis* SDZUY 1968.

Todas las especies presentan un cefalón semicircular y el margen anterior recto o ligeramente convexo, con relieve muy marcado y surcos profundos; el área preglabelar es abombada y recorrida por varias filas de tubérculos; la glabela es troncocónica, tiene el ápice redondeado y está surcada por tres pares de surcos no transglabelares. La ornamentación consiste en tubérculos homogéneamente repartidos por todo el cefalón. Son de dos tamaños, los más gruesos son más escasos y los más finos mucho más abundantes.

Tres de las cuatro especies del subgénero presentan aristas oculares muy rudimentarias en la fixígena, que en el caso de *C. (P.) sebarensis* es un tubérculo más engrosado; *C. (P.) languedocensis* es la única especie que no presenta esta estructura.

La distribución de los taxones de este subgénero en las Cadenas Ibéricas abarca desde la zona de *Eccaparadoxides asturianus* hasta la zona de *Pardailhania multispinosa* (Sdzuy, 1961; Liñán & Gozalo, 1986; Chirivella Martorell, 2008). La primera aparición de *Conocoryphe (Parabailiella)* en las Cadenas Ibéricas se produce en los niveles más lutíticos de la Formación Mansilla, en la zona de *Eccaparadoxides asturianus*; los niveles inferiores de esta formación no han librado trilobites por el momento. En este primer nivel ya se encuentran *C. (P.) matutina*, *C. (P). schmidti* y *C. (P.) sebarensis*; la primera de estas especies tiene un registro continuo hasta la base de la zona de *Badulesia tenera*, mientras que las otras dos llegan hasta la base de la zona de *Pardailhania hispida*. Por último, la primera aparición de la especie *C. (P.) languedocensis* se produce en la base de la zona de *B. tenera* y llega hasta la zona de *Pardailhania multispinosa*.

Además de las Cadena Ibéricas, este subgénero se encuentra presente en la Montaña Negra (Francia), Doberlug (Alemania), Cordillera Cantábrica, Sierra de Córdoba y Sierra de la Demanda (España), Montañas de Amanos y Sultan Dag (Turquía), Bohemia (República Checa) y Anti Atlas (Marruecos). Su distribución geográfica está, limitada a la subprovincia Mediterránea (Sdzuy, 1972; Sdzuy *et al.*, 1999). La distribución bioestratigráfica del

subgénero *Parabailiella* en la subprovincia Mediterránea comprende desde la zona de *Eccaparadoxides sdzuyi* (Leoniense medio) hasta la zona de *Pardailhania multispinosa* (Caesaraugustiense medio).

La presencia de estas cuatro especies en varias secciones y numerosos niveles de las Cadenas Ibéricas, permite abordar por primera vez el estudio bioestratigráfico y filogenético de este subgénero.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto Consolider CGL2006-12975/BTE ("MURERO) del Ministerio de Educación y Ciencia de España, al Grupo Consolider E-17 y al Proyecto PM067/2006 del Gobierno de Aragón.

Referencias

Chirivella Martorell, J.B. 2008. *Sistemática de los Trilobites, bioestratigrafía y paleoecología del límite Leoniense-Caesaraugustiense (Cámbrico medio) en las Cadenas Ibéricas (NE de España)*. Tesis Doctoral, Universitat de València, 226 pp. (inédita).

Cotton, T.J. 2001. The phylogeny and systematics of blind Cambrian ptychoparioid Trilobites. *Palaeontology* **44**, 167-207.

Gámez, J.A., Fernández-Nieto, C., Gozalo, R., Liñán, E., Mandado, J. & Palacios, T. 1991. Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria. Cadena Ibérica Oriental). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **16**, 251-271.

Gozalo, R., Liñán, E. & Álvaro, J. 1993. Bioestratigrafía del Cámbrico Medio de Villafeliche (Prov. Zaragoza, España). *Revista Española de Paleontología* **nº extraordinario**, 49-57.

Hawle, I. & Corda, A.J.C. 1847. Podrom einer Monographie der böhmischen Trilobiten. *Abhandlungen der Königliche böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften* **5**, 121-292.

Liñán, E. & Gozalo, R. 1986. Trilobites del Cámbrico Inferior y Medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza* **2**, 1-104.

Liñán, E., Villas, E., Gámez-Vintanez, J. A., Álvaro, J., Gozalo, R., Palacios, T. & Sdzuy, K. 1996. Síntesis paleontológica del Cámbrico y Ordovícico del Sistema Ibérico (Cadenas Ibéricas y Cadenas Hespéricas). *Revista Española de Palentología* **nº extraordinario**, 21-32.

Sdzuy, K. 1957. Revision der mittelkambrischen Trilobiten von Doberlug. *Senckenbergiana lethaea* **38**, 7-28.

Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftililichen Klasse* **1961(7-8)**, 217-408.

Sdzuy, K. 1968. Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* **1**(1967), 77-133.

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.

Thoral, M. 1946. Conocoryphidae Languedociens. *Annales de l'Université de Lyon, série 3eme, section C, Sciences naturelles* **4**, 1-74.

Presencia del estegosaurio *Dacentrurus* en Riodeva (Teruel)

Cobos, A., Royo-Torres, R. y Alcalá, L.

Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis. Avda Sagunto s/n. E-44002 Teruel. España. cobos@dinopolis.com, royo@dinopolis.com, alcala@dinopolis.com

Hasta el momento, el único estegosaurio clasificado en el registro español se limita al género primitivo *Dacentrurus* LUCAS 1902. Los fósiles más antiguos proceden del Kimmeridgiense y consisten en diversos elementos postcraneales hallados en Villaviciosa (Asturias; Escaso *et al*., 2006; García-Ramos *et al*., 2006). Sin embargo, la mayoría de restos de *Dacentrurus* se ha descrito en la Formación Villar del Arzobispo (Titónico-Berriasiense) de Valencia (vértebras cervicales, dorsales y caudales, costillas, un fragmento de isquion, un fémur y una espina caudal; Casanovas-Cladellas *et al.*, 1999). Algunos de estos restos se han asignado a Dinosauria indet. y a Thyreophora indet. por Maidment *et al.* (2008). En la misma formación se excavaron los restos de estegosaurios tratados aquí, depositados en el Museo Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel.

Tras los trabajos paleontológicos llevados a cabo por la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis en el municipio de Riodeva desde el año 2002, se han localizado más de 40 yacimientos con dinosaurios y cinco de ellos, al menos, contienen fósiles de estegosaurios; aquí se presentan los de RD-3 (El Romeral; Royo-Torres *et al*., 2003) y RD-10 (Barrihonda-El Humero; Royo-Torres *et al*., 2006).

El yacimiento RD-3 fue uno de los primeros descubiertos en Riodeva, en el año 2003. Los restos de estegosaurios corresponden a dos centros vertebrales encontrados *ex situ,* muy próximos entre si. El primer centro, CPT-1007, es ligeramente anficélico, con un contorno acorazonado posteriormente. La cara anterior tiene mayor anchura lateromedial que la posterior, que presenta mayor concavidad y tiene una depresión en su zona central. Su aspecto general es mazudo y compacto, sin pleurocelos pero con ligeras depresiones laterales en la parte más basal del centro. Su canal neural es redondeado y las parapófisis están rotas, aunque se reconoce que las costillas estarían fusionadas al centro. Estas características indican que se trata de una vértebra cervical de estegosaurio. El centro presenta una longitud anteroposterior igual a la máxima anchura lateromedial, correspondiendo probablemente a la séptima u octava vértebra de la serie cervical. El otro centro, CPT-1005, presenta un canal neural muy ancho y circular. Su cara anterior muestra una ligera convexidad y la posterior una suave concavidad. Carece de pleurocelos y, posteriormente, presenta una muesca lineal horizontal. El centro tiene una anchura lateromedial bastante mayor que la longitud anteroposterior, identificándose como una dorsal anterior. Esta último carácter es diagnóstico de *Dacentrurus armatus* (OWEN 1875) (Galton & Upchurch, 2004; Maidment *et al*., 2008). Su tamaño (Tabla 1) indica las grandes dimensiones que alcanzaron estos estegosaurios basales.

El otro yacimiento, RD-10, es la localidad tipo de *Turiasaurus riodevensis* ROYO-TORRES, COBOS & ALCALÁ 2006. Entre los fósiles de este gran saurópodo fueron recuperados diversos restos postcraneales de estegosaurio, incluyendo una vértebra cervical, un bloque ilio-sacral con dos isquiones y dos pubis fusionados incompletos y tres vértebras caudales; del esqueleto apendicular se ha encontrado un fémur, una tibia y una fíbula izquierdas fusionadas distalmente. Los diferentes restos estaban dispersos en un área de unos 200 metros cuadrados y algunos de ellos se hallaron articulados, como la extremidad posterior izquierda. El tamaño de los restos parece indicar que pertenecerían a un único individuo.

En la vértebra cervical CPT-1330, que formaría parte del primer tercio de la serie cervical, las costillas se reconocen fusionadas a la parapófisis y a la diapófisis. Además, la superficie dorsal de la diafisis distal del isquion, CPT-1435, es recta. Estos caracteres son diagnósticos

de *Dacentrurus armatus*; el primero de ellos según Galton & Upchurch (2004) y el segundo según Maidment *et al*. (2008).

Todos los restos citados de RD-3 y RD-10 son asignados a *Dacentrurus* sp., hasta que se constaten las ligeras diferencias mencionadas por algunos autores entre el material de la Península Ibérica y de Gran Bretaña (Maidment *et al*., 2008)

La recuperación de este material de *Dacentrurus* en Riodeva, así como la de más restos de estegosaurios en otros yacimientos de la misma localidad (Están de Colón, La Quineta 2 y Prado de las Arenas, entre otros), aumenta considerablemente el número de huesos de estos dinosaurios identificados en España. Además, la presencia de restos directos articulados de estegosáuridos junto a otros de saurópodos, en yacimientos donde no se ha detectado apenas transporte de los huesos, parece indicar que al menos ciertas especies de ambos grupos convivieron en los mismos ambientes.

yacimiento	sigla	LC	ACa	MACa	MACp	MACN
RD-3 (El Romeral)	CPT-1007	135	90	118	135	43
RD-3 (El Romeral)	CPT-1005	85	112	115	110	52
RD-10 (Barrihonda-El Humero)	CPT-1330	105	55	80	85	30

Tabla 1. Dimensiones en mm de varios centros vertebrales de *Dacentrurus* sp. de RD-3 y RD-10 (Riodeva). Abreviaturas: LC*:* longitud del centro; ACa*:* altura del centro anteriormente; MACa*:* máxima anchura del centro anteriormente; MACp*:* máxima anchura del centro posteriormente; MACN*:* máxima anchura del canal neural.

Agradecimientos

Dirección General de Patrimonio Cultural y Dirección General de Investigación, Innovación y Desarrollo (E-62, FOCONTUR) del Gobierno de Aragón. Proyecto CGL2006-13903, Ministerio de Educación y Ciencia, cofinanciado con fondos FEDER. A Rosalía Gutiérrez.

Referencias

Casanovas, M.L., Santafé, J.V., Santisteban, C. & Pereda Suberbiola, X. 1999. Estegosaurios (Dinosauria) del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Comarca de los Serranos. *Revista Española de Paleontología* **Número extraordinario Homenaje al Prof. J. Truyols**, 57-63.

Escaso, F., Ortega, F., Dantas, P. & Malafaia, E. 2006. Thyreophora del Jurásico Superior de la Península Ibérica. In: *IV Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología (Salamanca, 2006). Libro de resúmenes*, 79-80.

Galton, P.M. & Upchurch, P. 2004. Stegosauria. In: *The Dinosauria, Second Edition* (Eds. D.B. Weishampel, P. Dodson & H. Osmólska). University of California Press, Berkeley, 343-363.

García-Ramos, J.C., Piñuela, L. & Lires, J. 2006. *Atlas del Jurásico de Asturias*. Nobel, Oviedo, 225 pp.

Maidment, S.C.R., Norman, D.B., Barrett, P.M. & Upchurch, P. 2008. Systematics and phylogeny of Stegosauria (Dinosauria: Ornithischia). *Journal of Systematic Palaeontology* **(**Published online**,** 06 May 2008**)**, 1-41.

Royo-Torres, R., Cobos, A. & Alcalá, L. 2006. A giant european dinosaur and a new sauropod clade. *Science* **314**, 1925-1927.

Royo-Torres, R., Cobos, A., Alcalá, L. & Bello, Y. 2003. Primeros restos de dinosaurios en el Cretácico Inferior de Riodeva (Teruel). In: *XIX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (Morella, 2003). Libro de resúmenes* (Eds. M.V. Pardo Alonso & R. Gozalo). Morella, 147.

Registro estratigráfico de isótopos estables en el Barremiense (Cretácico inferior) de la Cordillera Bética

Company, M.[1], O'Dogherty, L.[2], Sandoval, J.[1], Tavera, J.M.[1] y Aguado, R.[3]

1: Universidad de Granada, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias. Avda. Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. España. mcompany@ugr.es, sandoval@ugr.es, jtavera@ugr.es
2: Universidad de Cádiz, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Polígono Río San Pedro, s/n. E-11510 Puerto Real. España. luis.odogherty@uca.es
3: Universidad de Jaén, Departamento de Geología, Escuela Universitaria Politécnica de Linares. Alfonso X El Sabio, 28. E-23700 Linares. España. raguado@ujaen.es

En el marco de un amplio estudio sobre los distintos grupos fósiles presentes en los sedimentos pelágicos y hemipelágicos de edad Barremiense (Cretácico inferior) de la Cordillera Bética, y con el objetivo de mejorar nuestra comprensión de las posibles relaciones existentes entre los cambios paleoceanográficos y las modificaciones que se observan en la composición y estructura de las asociaciones fósiles de esa edad, hemos llevado a cabo la elaboración de curvas de alta resolución de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ para el intervalo comprendido entre el Hauteriviense terminal y el Aptiense basal. Para ello se analizaron varios centenares de muestras procedentes de diversas secciones en las provincias de Jaén, Murcia, Alicante y Valencia, y correspondientes a diferentes dominios paleogeográficos del margen sudibérico.

Durante el Hauteriviense superior (Zonas de *Crioceratites balearis* y *Pseudothurmannia ohmi*) los valores de $\delta^{13}C$ muestran una ligera tendencia positiva que se acentúa coincidiendo con el Nivel Faraoni en la base del Subzona de *Pseudothurmannia mortilleti*. Este nivel es un pequeño intervalo estratigráfico, caracterizado por la presencia de sedimentos ricos en materia orgánica, que ha sido reconocido en diversas áreas del Tetis mediterráneo. Ha sido interpretado (Baudin, 2005; Company *et al*., 2005) como un evento anóxico de corta duración ligado a un máximo transgresivo de segundo orden (Hardenbol *et al*., 1998) bien documentado en las plataformas del Tetis occidental.

Por encima del Nivel Faraoni, los valores de $\delta^{13}C$ se estabilizan e, incluso, empiezan a descender suavemente durante el Barremiense basal hasta alcanzar un mínimo en la Zona de *Nicklesia pulchella* y, tras una corta recuperación, otro mínimo en la Zona de *Kotetishvilia compressissima.* A partir de ese punto, la curva de $\delta^{13}C$ toma una tendencia claramente positiva hasta la base del Barremiense superior (parte baja de la Zona de *Toxancyloceras vandenheckii*). Este cambio podría estar ligado al poco conocido 'Mid-Barremian Event' (Coccioni *et al*., 2004), un intervalo también rico en materia orgánica identificado en algunos puntos de Europa occidental (Bersezio *et al*., 2002) dentro de la zona de polaridad magnética M3, en una posición estratigráfica equivalente, y que parece relacionado con cambios importantes en las asociaciones de foraminíferos planctónicos y radiolarios.

Durante el resto de la Zona de *T. vandenheckii* y la Zona de *Heinzia sartousiana* los valores muestran una cierta oscilación sin una tendencia definida. En la parte baja de la Zona de *Imerites giraudi* experimentan un pequeño incremento, antes de caer un nuevo mínimo en la parte terminal del Barremiense. Finalmente, los valores de $\delta^{13}C$ se recuperan rápidamente en el límite Barremiense-Aptiense, preludiando el gran evento anóxico del Aptiense inferior (OAE 1a) y probablemente en relación con las fases más activas de vulcanismo en la provincia de Ontong-Java (Courtillot & Renne, 2003; Erba & Tremolada, 2004).

Agradecimientos
El presente trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2005-02500 (Ministerio de Educación y Ciencia) y el Grupo de Investigación RNM-178 (Junta de Andalucía).

Referencias

Baudin, F. 2005. A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the 'Faraoni Event'. *Comptes Rendus Geoscience* **337**, 1532-1540.

Bersezio, R., Erba, E, Gorza, M. & Riva, A. 2002. Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **180**, 253-275.

Coccioni, R., Galeotti, S., Marsili, A. & Sprovieri, M. 2004. The Mid-Barremian Event (MBE): the prelude to the OAE1a. *Geophysical Research Abstracts* **6**, 05130.

Company, M., Aguado, R., Sandoval, J., Tavera, J.M., Jiménez de Cisneros, C. & Vera, J.A. 2005. Biotic changes linked to a minor anoxic event (Faraoni Level, latest Hauterivian, Early Cretaceous). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **224**, 189-199.

Courtillot, V.E. & Renne, P.R. 2003. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience* **335**, 113-140.

Erba, E. & Tremolada, F. 2004. Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: Phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO_2, and anoxia. *Paleoceanography* **19**, PA1008.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C. & Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins* (Eds. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, & P.R. Vail). *SEPM Special Publication* **60**, 3-13.

Asociaciones de foraminíferos en San Miguel de Salinas (Cuenca del Bajo Segura): Expresión de la Crisis de Salinidad del Messiniense y la reinundación del Plioceno

Corbí, H., Caracuel, J.E., Pina, J.A., Soria, J.M. y Yébenes, A.

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Apdo. 99. E-03080 San Vicente del Raspeig. España. hugo.corbi@ua.es, jesus.caracuel@ua.es, jose.pina@ua.es, jesus.soria@ua.es, ayeb@telefonica.net

En este trabajo se analizan las asociaciones de foraminíferos de la sección de El Canal (San Miguel de Salinas), ubicada en el sector sur de la cuenca neógena del Bajo Segura. El registro neógeno de esta cuenca ha sido estudiado recientemente por Soria *et al.* (2005, 2008) relacionándolo con la Crisis de Salinidad del Messiniense y la reinundación del Plioceno. La parte inferior de la sección está constituida por la Unidad Messiniense (Fm San Miguel), formada por bancos de yeso selenítico, margas con laminaciones y capas arenosas. En el techo de esta formación se desarrolla una importante superficie erosiva sobre la que se superpone la Unidad Plioceno (Fm Margas de Hurchillo y Fm Areniscas de Rojales) constituida por conglomerados, margas con *Thalassinoides* y areniscas.

Se han muestreado los niveles margosos de las formaciones San Miguel, Hurchillo y Rojales y se ha realizado un estudio semicuantitativo de las asociaciones de foraminíferos siguiendo el protocolo de Murray (1991). Para la identificación de foraminíferos planctónicos se han seguido los criterios de Serrano (1979) y, para los bentónicos, los de Loeblich & Tappan (1988) y Agip (1982). Se ha adoptado el esquema bioestratigráfico propuesto por Iaccarino y Premoli-Silva (2007). Las variables consideradas en la interpretación paleoambiental han sido:

i) las variaciones en las asociaciones de foraminíferos.
ii) la relación de foraminíferos planctónicos/bentónicos (P/P+B).
iii) los índices de diversidad (Número de especies, Shannon (H) y Fisher-α).

Las características micropaleontológicas generales de la Unidad Messiniense son:

1) Asociaciones de foraminíferos de baja diversidad.
2) Los foraminíferos bentónicos más relevantes son *Ammonia beccarii*, *Elphidium* spp. (*E. granosum*, *E. macellum* y *E. williamsoni*), *Bolivina* sp., *Bulimina* spp., *Globocassidulina subglobosa*, *Heterolepa* spp., *Melonis pompilloides*, *Nonion commune*, *Textularia* sp., *Uvigerina* spp. y *Valvulineria bradyiana*.
3) Entre los foraminíferos planctónicos se encuentran *Globigerina (G. apertura*, *G. bulloides*, *G. falconensis* y *G. parabulloides*), *Turborotalia* (*T. continuosa*, *T. incompta*, *T. obesa*, *T. pseudobesa* y *T.* sp.), *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinita* (*G. glutinata* y *G. uvula*) y *Turborotalita quinqueloba*.
4) En relación con la bioestratigrafía, se han determinado *G. mediterranea*, *N. acostaensis* (predominantemente dextrosa) y *T. multiloba* (Messiniense superior).
5) El análisis de las asociaciones de foraminíferos indica una alternancia de tramos en los que predominan foraminíferos planctónicos (*Globigerina* y *Turborotalia*) típicos de aguas frías y eutróficas, con otros con predominio de foraminíferos bentónicos (*A. beccarii* y *E. granosum*) típicos de ambientes restringidos.

La Unidad Plioceno muestra las siguientes características micropaleontológicas:

1) Asociaciones de foraminíferos de alta diversidad.

2) Los foraminíferos bentónicos más relevantes son *Ammonia* spp. (*A. beccarii* y *A. inflata*), *A. planorbis*, *Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Cibicidoides* spp., *Dorothia gibbosa*, *Elphidium* spp. (*E. advenum*, *E. complanatum*, *E. crispum* y *E. macellum*), *Heterolepa* spp., *Neoeponides schreibersii*, *Nonion commune, Reusella spinulosa*, *Textularia* spp., y *Valvulineria bradyiana*.

3) Los foraminíferos planctónicos predominantes pertenecen al género *Globigerinoides* (*G. elongatus, G. extremus, G. obliquus* y *G. trilobus*), típicos de ambientes de aguas cálidas y oligotróficas, mientras que de forma minoritaria aparecen *Globigerina* (*G. bulloides* fundamentalmente).

4) Respecto a la bioestratigrafía se han determinado *G. margaritae* y *G. elongatus* (Plioceno inferior no basal).

5) El estudio paleoecológico de las asociaciones permite inferir una sucesión general de somerización.

El estudio de las asociaciones de foraminíferos ha permitido caracterizar paleoambientalmente el Messiniense y Plioceno en el área estudiada. En su conjunto la Unidad Messiniense puede interpretarse como un depósito de plataforma marina somera con asociaciones de foraminíferos poco diversas e indicativas de aguas frías, eutróficas y de salinidad variable, registrándose episodios de precipitación evaporítica como consecuencia de la Crisis de Salinidad del Messiniense. La Unidad Plioceno registra en su conjunto ambientes de plataforma de aguas cálidas, oligotróficas y oxigenadas con un brusco aumento de la abundancia y diversidad de las asociaciones coincidente con la reinundación del Plioceno.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación CGL2007-65832 (MCyT), la Beca Predoctoral AP2005-1908 (MEC) y el grupo de investigación Cambios Paleoambientales de la Universidad de Alicante (VIGROB-167). Los autores agradecen la ayuda prestada por el *Ventas de Huelma Micropaleontological Lab* en el procesado de las muestras.

Referencias

AGIP Mineraria. 1982. *Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario)*. Agip Mineraria, second edition. Milan, 52 láms.

Iaccarino, S. & Premoli-Silva. 2007. *Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. International school on planktonic foraminifera*. 6th course, Università degli Studi di Perugia, Perugia, 140 pp., 39 láms.

Loeblich, A.R. & Tappan, H. 1988. *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 pp.

Murray, J.W. 1991. *Ecology and paleoecology of benthic foraminifera*. Longman Scientific and Technical/Wiley, UK/New York, 397 pp.

Serrano, F. 1979. *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno Superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de la Cordillera Bética* (Tesis Doctoral). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Malaga, Málaga, 272 pp., 40 láms.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Yébenes, A., Fernández, J. & Viseras, C. 2005. The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the nothern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology* **179**, 225-247.

Soria, J.M., Caracuel, J.E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J.E., Viseras, C. & Yébenes A. 2008. The Messinian-early Pliocene stratigraphic record in the southern Bajo Segura Basin (Betic Cordillera, Spain): Implications for the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentary Geology* **203**, 267-288.

Geoturismo paleontológico en el Concejo de Laviana (Asturias)

Coronado, I.[1] y Suárez, P.[2]

1: Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. c/ José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria. E-28040 Madrid. España. ismael.coronado@gmail.com
2: Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas. c/ José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria. E-28040 Madrid. España. psuarez@estumail.ucm.es

En esta ponencia se proponen dos itinerarios geo-paleontológicos en el concejo asturiano de Laviana, y se detallan las infraestructuras que éstos necesitarían para poder cumplir una labor divulgativa dentro de este concejo, históricamente ligado a la Geología mediante la industria minera del carbón.

En los últimos años, el interés por la conservación del Patrimonio Geológico ha aumentado considerablemente en nuestro país y para que esta conservación sea efectiva son siempre necesarios el conocimiento y la conciencia, por parte de la población, de la influencia que el sustrato geológico tiene tanto en el paisaje y en el ecosistema que les rodea como en su contexto socioeconómico. Los itinerarios geológicos son una de las mejores vías para hacer llegar al público general, unos conocimientos básicos sobre Geología, sobre toda la información que esta ciencia aporta para entender el entorno natural que nos rodea y sobre su importancia a la hora de resolver algunos de los problemas más acuciantes que afronta la sociedad actual. Los itinerarios permiten transmitir estos conocimientos en el propio afloramiento, tomando contacto con las rocas "in situ" y obteniendo las explicaciones en el momento de la observación, además de poder disfrutar al mismo tiempo de un fantástico día de campo.

Los itinerarios propuestos supondrían la primera actuación para difundir la Geología en un concejo cuya superficie está declarada, en gran parte, Lugar de Interés Cultural dentro del Paisaje Protegido de las Cuencas Mineras. Serían también un primer intento de poner en valor la Geodiversidad de este concejo, para lo que se ha seguido la propuesta de valoración del patrimonio geológico elaborada por la Junta de Andalucía.

Los objetivos perseguidos al proponer estos itinerarios son, en primer lugar, sociales, intentando ser motor del desarrollo sostenible en una zona rural, pudiendo fomentar el turismo y la creación de puestos de empleo mediante las rutas y las infraestructuras que éstas precisen. En segundo lugar, estas rutas tienen un objetivo didáctico, transmitiendo conceptos básicos de Geología y Paleontología, como la fosilización, la evolución, la escala temporal geológica, la tectónica, la paleogeografía, la estratigrafía y el ciclo de las rocas.

Para la realización de esta propuesta se ha llevado a cabo previamente un análisis exhaustivo de la bibliografía disponible sobre la Geología y Paleontología del Concejo de Laviana haciendo especial hincapié en los libros y artículos que la abordan con mayor profundidad: Martínez Álvarez (1962), García Loygorri *et al.* (1971), Barba Regidor (1992) y Salvador (1993). Con toda esta información previa se eligieron dos itinerarios en función de: la facilidad de acceso, la existencia de rutas preparadas para recorrerlos, la mínima necesidad de inversión para su puesta a punto y la valoración de su patrimonio geológico desde el punto de vista didáctico. Los itinerarios seleccionados se muestran en la Figura 1, y son:

- **Les Foces del Raigosu**, "Un viaje en el tiempo": situadas en las proximidades de la aldea Acebal, *Les Foces* son los escarpados barrancos que el río Raigosu ha ido horadando en las rocas que conforman la Sierra de Peña Mea. Al erosionarlas, el río las ha dejado al descubierto, haciendo posible su observación y su estudio de una forma más cómoda, sin necesidad de subir a los picos más altos de la sierra. Para su puesta en valor y protección, se considera necesario definir la sucesión estratigráfica que recorre este itinerario como un Lugar

de Interés Geológico. A lo largo de esta sección se podrán apreciar materiales de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero, así como sus diferentes contenidos fósiles y características petrológicas y sedimentológicas.

- **Las Minas de Coto Musel**, "La Tierra se mueve": en las proximidades de la capital del concejo, Pola de Laviana, discurre el valle del Meruxalín, en cuya cabecera se encuentran una serie de pequeñas explotaciones de carbón que estuvieron activas durante gran parte del siglo XX y que dieron trabajo y vida al concejo durante muchos años: las minas de Coto Musel. También en la cabecera del valle se encuentra un magnífico ejemplo de pliegue sinclinal a partir del cual podrán explicarse aspectos de la tectónica y dinámica de la litosfera. Para poner de manifiesto el valor geológico de esta ruta, se considera necesario clasificar este pliegue como Lugar de Interés Geológico. Otro elemento fundamental en la ruta son las escombreras que hay al pie de las diferentes bocaminas de Coto Musel. Estas escombreras son una gran acumulación de fragmentos de distinto tamaño de pizarras negras entre los que se pueden encontrar numerosos restos vegetales carboníferos. Mediante estos restos se pueden hacer accesibles al público general conceptos de paleobotánica y paleoecología. También se considera necesario declarar, al menos una de estas escombreras, como Punto de Interés Geodidáctico.

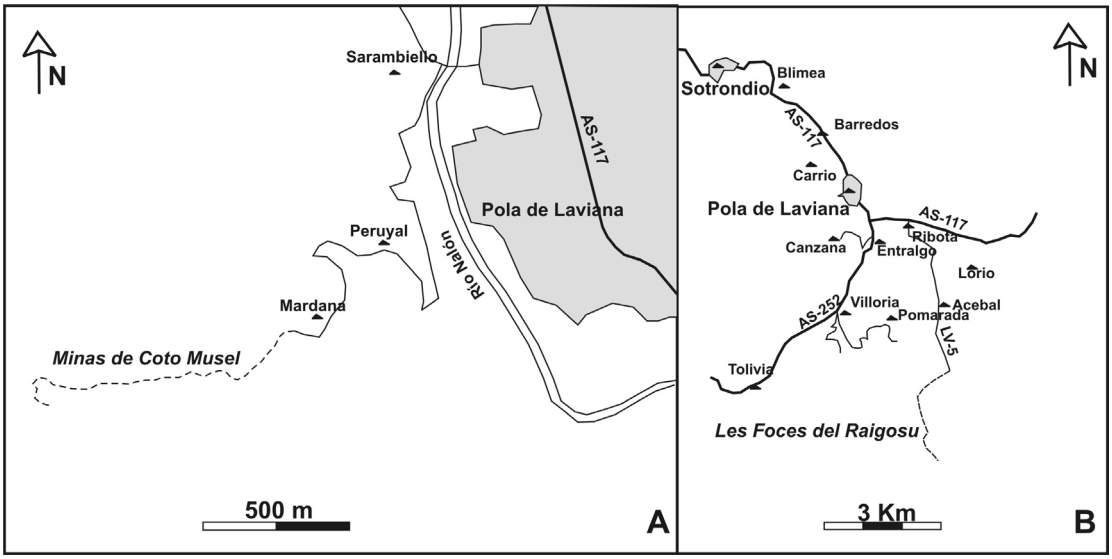


Figura 1. Itinerarios geo-paleontológicos. **A**: Minas de Coto Musel. **B**: Les Foces del Raigosu.

Agradecimientos
Los autores agradecen el apoyo y consejo de las profesoras Graciela N. Sarmiento y María José Comas, del Departamento de Paleontología de la UCM, y la colaboración en las tareas de campo de Jorge Colmenar Lallena.

Referencias

Barba Regidor, P. 1992. *Estratigrafía y sedimentología de la sucesión Westfaliense del borde sureste de la Cuenca Carbonífera Central*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, Oviedo, 2 microfichas.

García Loygorri, A., Ortuño, G., Caride, C., Gervilla, M., Grever, CH. & Feys, R. 1971. El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología* **3**, 101-150.

Martínez Álvarez, J.A. 1962. *Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias*. Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo, 2 tomos, 229 pp.

Salvador, C.I. 1993. La sedimentación durante el Westfaliense en una cuenca de antepaís (Cuenca Carbonífera Central de Asturias, N de España). *Trabajos de Geología* **19**, 195-254.

Aplicación de análisis multivariantes a los modelos de dispersión de hadrosáuridos

Cruzado-Caballero, P., Gasca, J.M., Moreno-Azanza, M. y Canudo, J.I.

Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, penelope@unizar.es, jmgaska@hotmail.com, mmazanza@unizar.es, jicanudo@unizar.es

Los hadrosáuridos son los dinosaurios fitófagos más abundantes y diversos de finales del Cretácico, aunque su origen hay que situarlo en el Cretácico Inferior. El registro más antiguo se sitúa en el Barremiense de Norteamérica y en el Albiense de Europa y Asia, extinguiéndose al final del Maastrichtiense. Su máxima diversidad, con 20 especies, se da en el Campaniense, reduciéndose a la mitad en el Maastrichtiense. Presentan una distribución fundamentalmente laurasiática con 19 especies norteamericanas, 18 especies asiáticas y 3 especies europeas. Además, se ha definido un taxón en Sudamérica y hay restos en la Antártida. El conocimiento actual del registro fósil parece indicar que la dispersión es el factor más determinante en la distribución paleobiogeográfica de los hadrosáuridos. El estudio de modelos de distribución de las asociaciones de hadrosáuridos es un tema tratado con frecuencia en la literatura científica, sin embargo, hasta ahora no se había realizado utilizando datos numéricos. En esta comunicación se aplican por primera vez técnicas de agrupamiento (análisis de clúster) y ordenación (análisis de correspondencia) para la contrastación de modelos de dispersión de hadrosáuridos.

Dentro del supercontinente Laurasia no está claro el punto de origen de este grupo de ornitópodos y se han propuesto varias hipótesis: origen asiático y origen norteamericano. En ambas hipótesis se plantean migraciones a través del Istmo de Bering, abierto probablemente durante el Aptiense-Albiense y que persistió durante el Cretácico Superior. La hipótesis asiática propone un origen en Asia para las dos subfamilias con dos eventos principales de dispersión hacia Norteamérica: los hadrosaurinos migrarían durante el Santoniense, y los lambeosaurinos antes de o al inicio del Campaniense superior, y siempre por el Istmo de Bering. Secundariamente, durante el Campaniense y el Maastrichtiense inferior varios linajes independientes de hadrosaurinos retornarían a Asia desde Norteamérica empleando la misma ruta. La hipótesis norteamericana propone una división entre las subfamilias Hadrosaurinae y Lambeosaurinae en el continente norteamericano a mediados del Cretácico, dándose al menos dos eventos de dispersión de los hadrosaurinos: uno hacia Asia no posterior al Maastrichtiense inferior y otro hacia Sudamérica no posterior al Campaniense. Con respecto a los lambeosaurinos, el evento de dispersión hacia Asia no se produciría más tarde del Campaniense. En todas las propuestas paleobiogeográficas, el continente europeo se representa aislado del flujo migratorio entre Asia y Norteamérica. La fauna basal maastritchtiense encontrada se explica en términos de vicarianza, con una dispersión previa a la existencia de barreras geográficas. La fauna europea formaría endemismos, sin embargo las últimas evidencias que confirman la presencia de lambeosaurinos en Europa (Norte de España) indican un modelo de distribución de los hadrosáuridos más complejo de lo que se pensaba.

En este trabajo se ha utilizado el programa informático PAST versión 1.75 para realizar análisis multivariantes (análisis de clúster y análisis de correspondencia) sobre una matriz de presencia/ausencia de taxones en modo Q. Con esto se pretende evaluar la relación entre las faunas de hadrosáuridos a lo largo del Cretácico Superior (antes del Campaniense, Campaniense, y Maastrichtiense) en las dos regiones con registro más amplio (Norteamérica y Asia) y que se postulan como posible origen de la familia Hadrosauridae y de sus dos subfamilias.

El registro de los hadrosáuridos está formado por un importante número de géneros y especies, sin embargo, la fauna común para Asia y Norteamérica se reduce al género *Saurolophus* por lo que es necesario buscar para el análisis un rango taxonómico mayor que permita comparar las distintas asociaciones. En este sentido, partiendo de la propuesta filogenética de Godefroit *et al.* (2008: 67, fig. 18) se ha utilizado un rango taxonómico (equivalente al que clásicamente se denominaba "tribu") en el que incluyen los clados Edmontosaurini, Brachylophosaurini, Saurolophini, Corythosaurini, Parasaurolophini y siete clados monogenéricos con el resto de taxones del cladograma no incluidos en las "tribus" anteriores. El registro de Europa no se ha considerado para el análisis al no existir géneros comunes con las otras regiones ni criterios para poder incluir los tres conocidos en alguna de las tribus consideradas.

El análisis de clúster (Fig. 1B) refleja una similitud creciente entre las faunas de Asia y Norteamérica a lo largo del Cretácico Superior, que solo puede ser explicado mediante un modelo de dispersión. Además, los datos apuntan a un origen asiático para los hadrosáuridos y un flujo migratorio entre ambos continentes: con al menos un evento anterior al Campaniense y otro anterior al Maastrichtiense. Por otra parte, en el análisis de correspondencia (Fig. 1A) se puede observar la proximidad entre las faunas maastrichtienses, que viene condicionada por los taxones hadrosaurinos, lo cual sería coherente con una posible migración de linajes de esta subfamilia como la propuesta por Godefroit *et al.* (2008). En este contexto, la afinidad de los hadrosáuridos del archipiélago europeo sigue siendo incierta. La descripción de nuevos taxones que puedan relacionar la fauna europea con otras regiones puede cambiar significativamente el marco paleobiogeográfico de los hadrosáuridos.

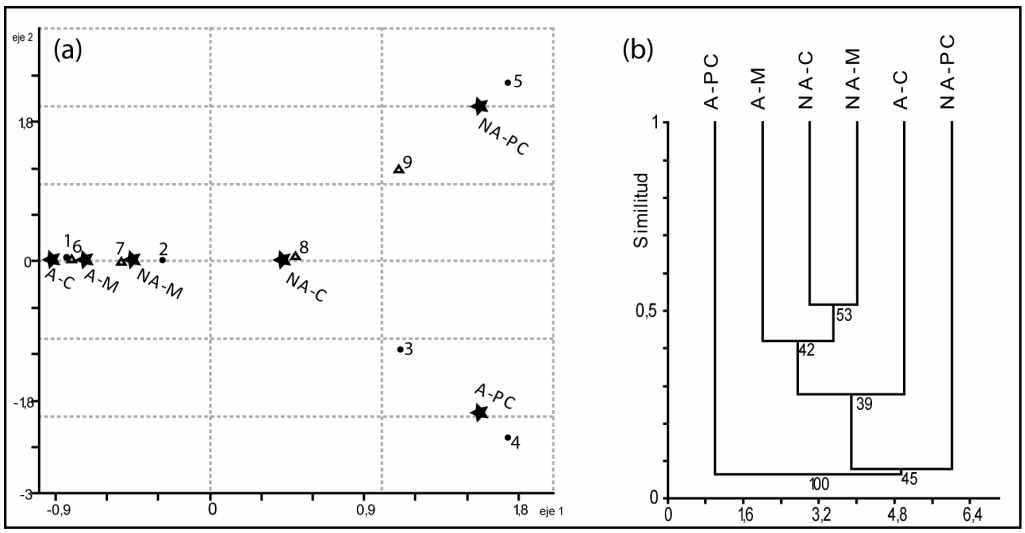


Figura 1. Análisis multivariantes sobre matriz de ausencia-presencia de taxones. **A:** análisis de correspondencia mostrando la distribución de clados y localidades; 1-5: "tribus" de Lambeosaurinae (1= *Sahaliyania*, *Amurosaurus*; 2= Corythosaurini; 3= Parasaurolophini; 4= *Jaxartosaurus*; 5= *Aralosarus*); 6-9: "tribus" de Hadrosaurinae (6= *Wulagasaurus*, *Kerberosaurus*; 7= Saurolophini, Edmontosaurini; 8= Brachylophosaurini, 9= *Gryposaurus*). **B:** Análisis de clúster utilizando el índice de similitud de Simpson, con índice de Bootstrapping (100); coeficiente de correlación = 0,8282. Localidades: A-PC Asia pre-Campaniense; A-C Asia Campaniense; A-M Asia Maastrichtiense; NA-PC Norteamérica pre-Campaniense; NA-C Norteamérica Campaniense; NA-M Norteamérica Maastrichtiense.

Referencias

Godefroit, P., Hay S., Yu T. & Lauters, P. 2008. New hadrosaurid dinosaurs from the uppermost Cretaceous of northeastern China. *Acta Palaeontologica Polonica* **53**, 47-74.

Colecciones históricas en el Museo Geominero (IGME): la Colección Donayre de fósiles de la provincia de Zaragoza

De la Fuente, M., Rodrigo, A. Menéndez, S. y Lozano, R.P.

Museo Geominero. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. España. m.delafuente@igme.es, a.rodrigo@igme.es, s.menendez@igme.es, r.lozano@igme.es

Introducción

Algunas de las colecciones geológicas conservadas en el Museo Geominero, dependiente del Instituto Geológico y Minero de España, poseen un marcado carácter histórico, relacionado con los trabajos de la *Comisión del Mapa Geológico de España* (1850-1910). Las labores de inventariado y catalogación de las colecciones han puesto de manifiesto la existencia de numerosos ejemplares recogidos en esa época, tal y como atestiguan los etiquetados manuscritos anexos y las diferentes tipologías de etiquetas adheridas a las piezas. No obstante, gran parte de los archivos que documentan las circunstancias de ingreso de los ejemplares están desaparecidos, por lo que el trabajo de investigación relativo al origen de las citadas colecciones ha de ser exhaustivo y minucioso.

Origen de la colección

Las colecciones de Zaragoza tienen su origen en 1863 (Donayre, 1873), pero no fue hasta el año siguiente cuando se obtuvo la colección completa de fósiles y rocas. En 1867, los miembros de la *Comisión del Mapa Geológico de España*, integrada a la sazón en la *Junta General de Estadística*, entregaron a De Verneuil el mapa definitivo de la provincia de Zaragoza que se publicó ese mismo año, tras la revisión de las colecciones por el citado geólogo. La publicación del manuscrito sobre Zaragoza pasó por numerosas vicisitudes derivadas de problemas económicos, de tal manera que no fue hasta 1873 cuando vio la luz. Este trabajo constituye por un lado, la síntesis de las investigaciones realizadas por Felipe Martín Donayre en la citada provincia y, por otro, un documento fidedigno sobre la autoría de la colección y sus peculiaridades.

Material y métodos

Con objeto de identificar los fósiles históricos de la provincia de Zaragoza vinculados a los trabajos de la *Comisión del Mapa Geológico de España*, se ha revisado un total de 745 ejemplares pertenecientes a las colecciones de *Flora e Invertebrados Fósiles Españoles* y de *Vertebrados Fósiles*. De ellos se han seleccionado aquellos que poseían etiquetas históricas adheridas o anexas que, en una primera aproximación, pudieran arrojar información respecto a su origen. A continuación, se han cotejado los datos del conjunto de los ejemplares con los existentes en el listado original de los fósiles de la provincia de Zaragoza elaborado por Felipe Martín Donayre e incluido en el *Catálogo General de las especies fósiles existentes en la Comisión del Mapa Geológico de España* (inédito). Asimismo, se contrastó con la información publicada en el *Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza* (Donayre, 1873). Del total del material revisado, se han seleccionado 69 ejemplares teniendo en cuenta la información de la base de datos del Museo, la localidad de procedencia y la presencia de etiquetas anexas y/o adheridas. De esta primera selección se han desechado 19 ejemplares, bien porque su carácter histórico es posterior a la época de la *Comisión* o bien porque su etiquetado es claramente moderno. Los criterios utilizados para asignar ejemplares recogidos en la época de la *Comisión* son la existencia de etiquetas anexas y/o adheridas identificativas de ese periodo (Lozano *et al*., 2005), la correspondencia con el listado manuscrito depositado en el Museo (*Catálogo General de las especies fósiles*

existentes en la Comisión del Mapa Geológico de España) o la presencia en el *Catálogo de los fósiles recogidos en la provincia de Zaragoza* incluido en el trabajo *de* Donayre.

La colección histórica de Zaragoza

Aunque se tiene constancia de la existencia de fósiles recogidos por Donayre en otras localidades zaragozanas, como Villafeliche, Fombuena, Herrera de los Navarros, etc. (Rábano y Delvene, 2003), no se han encontrado en las colecciones del Museo atendiendo a los criterios de búsqueda anteriormente mencionados. Los 50 ejemplares localizados y adscritos sin duda a la época de la *Comisión* se muestran en la Tabla 1.

localidad	**determinación**	**edad**
Aguilón	*Ceratomyopsis striata* (1), *Ammonites boucaltianus* (2), *Macrocephalites macrocephalus* (1)	Jurásico
Alhama	*Ostrea columba* (2), *Tylostoma torrubiae* (2)	Cretácico
Bijuesca	*Myophoria vulgaris* (1)	Triásico
Fuendetodos	*Venus* sp. (1)	Mioceno
Luesia	*Melania* sp. (1)	Mioceno
Luesma	*Pradocrinus baylii* (1)	Devónico
Malanquilla	*Cingentolium (C.)* sp. (1)	Jurásico
Mequinenza	*Natica* sp. (2), *Lymnaea* sp. (2), *Lymnaea ventricosa* (2)	Mioceno
Miedes	*Planorbis* sp. (3)	Mioceno
Morata de Jalón	*Harpoceras pseudoserpentinus* (1)	Jurásico
Moyuela	*Lobothyris subpunctata* (3)	Jurásico
Murero	*Paradoxides* sp. (1) *Ctenocephalus antiquus* (3)	Cámbrico
Pozo de San Marzal	*Ostrea cyathula* (2), *Spondylus bifrons* (2), *Spondylus limoides* (1)	Eoceno
Ricla	*Ammonites radians* (1), *Ctenostreon rugosum* (1), *Quadratirhynchia attenuata* (4)	Jurásico
Santa Cruz de Ateca	*Cruziana furcifera* + *Skolithos* ichnosp. + *Palaeophycus* ichnosp. (1)	Ordovícico
Sierra de Santo Domingo	*Spondylus bifrons* (1), *Chlamys plebeius* (1)	Eoceno
Sos	*Lymnaea* sp. (4), *Planorbis* sp. (2)	Mioceno

Tabla 1. Relación de ejemplares de la provincia de Zaragoza recogidos por la *Comisión del Mapa Geológico de España* presentes en las colecciones del Museo Geominero. Entre paréntesis se indica el número de especímenes.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos 12005001 del Instituto Geológico y Minero de España y CGL 2005-01765/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

Donayre, F.M. 1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España* **1**, 1-128.

Lozano, R.P., Rodrigo, A., Menéndez, S. & de la Fuente, M. 2005. Catálogo de la colección histórica de fósiles de la provincia de Barcelona conservada en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España). *Boletín Geológico y Minero* **116(3)**, 257-272.

Rábano, I. & Delvene, G. 2003. Colecciones paleontológicas históricas de Aragón, procedentes de la Comisión del Mapa Geológico de España, en el Museo Geominero (Madrid). *Naturaleza Aragonesa* **10**, 14-24.

La colección de troncos fósiles mesozoicos españoles del Museo Geominero (IGME, Madrid)

De la Fuente, M.[1], Philippe, M.[2] y Lozano, R.P.[1]

1: Instituto Geológico y Minero de España. Museo Geominero. Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. España. m.delafuente@igme.es, r.lozano@igme.es

2: Université Claude-Bernard Lyon-1, UMR 5125 du CNRS de Paléobotanique. 7, Rue Raphaël Dubois, 69622 Villeurbanne cedex. France. philippe@cismsun.univ-lyon1.fr

Introducción

El Museo Geominero conserva colecciones paleontológicas y mineralógicas de excepcional interés. Repartido entre sus colecciones, el Museo posee un interesante conjunto de troncos fósiles españoles del Mesozoico constituido por un total de 12 ejemplares. Todos ellos son de edad cretácica y proceden de las localidades de Cabezón de la Sierra y Castrillo de la Reina (Burgos), Arevalillo de Cega y El Arenal (Segovia), Canales del Ducado (Guadalajara) y Enciso (La Rioja). El estudio preliminar de los ejemplares ha permitido obtener información interesante sobre su posible afinidad botánica.

Material

El material fue recolectado en las provincias de Burgos, Guadalajara, Segovia y La Rioja. De los 5 ejemplares de Burgos, 3 de ellos corresponden a donaciones de fecha y fuente de ingreso desconocidas (Castrillo de la Reina y Cabezón de la Sierra; Lozano *et al*., 2002). Uno de los dos restantes ingresó en el Museo en 1945, y el otro en la década de los 80 (ambos de Castrillo de la Reina). Este último ejemplar procede de la colección de minerales de José María Melgar Escrivá de Romaní, que recibió la madera fosilizada de Jaime Rodríguez Cand. El resto de ejemplares ha ingresado más recientemente en los fondos del Museo gracias a donaciones de particulares. El único ejemplar perteneciente a la provincia de Guadalajara se incorporó en 1995, los 4 procedentes de Segovia en el año 2001 y los 2 de la localidad riojana de Enciso en 2006.

La mayoría de los especímenes se encuentran silicificados y sólo en uno de los ejemplares los óxidos de hierro constituyen el material fosilizante. Cada ejemplar estudiado presenta un estado de conservación distinto dependiendo de su lugar de procedencia.

Métodos

Para realizar una determinación taxonómica correcta es necesario estudiar la anatomía de los ejemplares. De este modo, se seccionaron siguiendo 3 planos: transversal, tangencial y radial. Así se obtuvieron láminas delgadas de grosor estándar que fueron estudiadas bajo el microscopio óptico de luz transmitida no polarizada.

Para la identificación de las maderas homoxilas se ha seguido el sistema propuesto por Philippe & Bamford (2008) y para las heteroxilas el de Suzuki *et al*. (1996).

Resultados

Los resultados obtenidos tras el análisis de las láminas delgadas se detallan en la Tabla 1 junto con el número de sigla del ejemplar, colección a la que pertenece, localidad de procedencia y edad

Discusión y conclusiones

El deficiente estado de conservación de algunos ejemplares no ha permitido alcanzar determinaciones más precisas. Quizá nuevas preparaciones de éstos permitan corroborar y precisar los resultados expuestos. Las muestras 356, 9006 y M-444 podrían pertenecer al

género de conífera *Agathoxylon* cuya presencia es bien conocida en el Cretácico Inferior español (García Esteban *et al*., 2006). Las muestras 10805C y 10806C son, muy probablemente, del género *Tempskya*, un helecho arborescente igualmente abundante durante dicho periodo en la Cuenca de Cameros (Barale & Viera, 1991).

Llama notablemente la atención la presencia de maderas heteroxilas (360, 9026) en el Cretácico Inferior y el Cenomaniense (544C, 545C). Las maderas de tipo angiosperma dicotiledónea son raras en el Cenomaniense y rarísimas en depósitos anteriores. Resulta, por tanto, interesante y conveniente obtener nuevas láminas delgadas o incluso intentar recolectar nuevos especimenes en las localidades de las que proceden.

sigla	colección	localidad	edad	determinación
356	Recursos Autonomías Españolas	Cabezón de la Sierra (Burgos)	Cretácico Inferior	Gimnosperma (*Agathoxylon*?)
360	Recursos Autonomías Españolas	Castrillo de la Reina (Burgos)	Cretácico Inferior	Angiosperma dicotiledónea heteroxila?
9006	Sistemática Mineral	Castrillo de la Reina (Burgos)	Cretácico Inferior	Gimnosperma (*Agathoxylon*?)
9026	Sistemática Mineral	Castrillo de la Reina (Burgos)	Cretácico Inferior	Angiosperma dicotiledónea heteroxila
M-444	Colección J. M. Melgar	Castrillo de la Reina (Burgos)	Cretácico Inferior	Gimnosperma (*Agathoxylon*?)
300C	Invertebrados y Flora Fósil de España	Canales del Ducado (Guadalajara)	Cretácico Inferior (Albiense)	Probablemente madera homoxila
3245	Invertebrados y Flora Fósil de España	Arevalillo de Cega (Segovia)	Cretácico Inferior (Albiense)	Probablemente madera
7827	Recursos Autonomías Españolas	El Arenal (Segovia)	Cretácico Superior (Cenomaniense)	Probablemente madera heteroxila
544C	Invertebrados y Flora Fósil de España	El Arenal (Segovia)	Cretácico Superior (Cenomaniense)	Probablemente madera heteroxila
545C	Invertebrados y Flora Fósil de España	El Arenal (Segovia)	Cretácico Superior (Cenomaniense)	Probablemente madera heteroxila
10805C	Invertebrados y Flora Fósil de España	Enciso (La Rioja)	Cretácico Inferior	Helecho, probablemente *Tempskya* sp.
10806C	Invertebrados y Flora Fósil de España	Enciso (La Rioja)	Cretácico Inferior	Helecho, probablemente *Tempskya* sp.

Tabla 1. Información asociada a los ejemplares de la colección de troncos fósiles mesozoicos del Museo Geominero.

Agradecimientos

El presente trabajo se enmarca dentro de los proyectos 12005001 "*Catalogación, puesta en valor y mejora de las colecciones paleontológicas del Museo Geominero*" del Instituto Geológico y Minero de España, y CGL2006-10380 "*Análisis de la biodiversidad del Cretácico Inferior de la Cuenca de Cameros: biofacies y litofacies de los Grupos Urbión y Enciso*" de la Dirección General de Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

Barale, G. & Viera, L.I. 1991. Description d'une nouvelle paléoflore dans le Crétacé inférieur du nord de l'Espagne. *Munibe* **43**, 21–35.

García Esteban, L., Palacios, P. De, Philippe, M., Guindeo, A. & García Fernández, F. 2006. New xylological data and the biogeography of the Iberian Peninsula during the Early Cretaceous. *Geobios* **39**, 805-816.

Lozano, R.P., Menéndez, S. & Rodrigo, A. 2002. Troncos silicificados españoles en el Museo Geominero (IGME, Madrid). *II Congreso Ibérico de Paleontología / XVIII Jornadas de Paleontología*, 171-173.

Philippe, M. & Bamford, M. 2008. A key to morphogenera used for Mesozoic conifer-like woods. *Review of Palaeobotany and Palynology* **148**, 184-207.

Suzuki, M., Noshiro, S. & Tobe, H. 1996. Wood structure of Japanese Mesozoic Dicotyledons. In: *Recent advances in wood anatomy* (Eds. L.A. Donaldson, A.P. Singh, B.G. Butterfield & L. Whitehouse). NZFRI Ltd., Rotorua, New Zealand, 150-158.

Bivalvos no marinos del Cretácico Inferior del Norte de España

Delvene, G.[1] y Araujo, R.[2]

1: Instituto Geológico y Minero de España. c/ Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid. España. g.delvene@igme.es
2: Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). c/ José Gutiérrez Abascal, 2. E-28006 Madrid. España. rafael@mncn.csic.es

Los moluscos (bivalvos y gasterópodos) son el grupo taxonómico más abundante en las facies Weald del Cretácico de España. Los bivalvos, dominan en términos de diversidad, pero el número de individuos suele ser bastante menor que el de los gasterópodos. González Linares (1878) mencionó la existencia de *Unio waldensis* (sic.) MANTELL y de *Paludina* en la provincia de Santander. Mengaud (1920) describió someramente los bivalvos y gasterópodos de las facies Weald de la región de Cantabria. Entre los bivalvos identificó *U. valdensis* MANTELL y dos morfotipos asignados a *Unio*. Uno de los morfotipos lo asignó, con algunas dudas, a *U. idubedae* PALACIOS & SÁNCHEZ 1885. Sin embargo, considerando su ilustración y descripción, podemos constatar que no corresponde a esta especie.

Palacios & Sánchez (1885) describieron *Unio idubedae* en un trabajo realizado por la *Comisión Geológica de España* en las provincias de Soria y Logroño. Los autores no definieron el holotipo y paratipos para esta nueva especie. Delvene (2005) figuró los sintipos (lectotipo and paralectotipos) que están depositados en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España). Dicho material, junto con muestras adicionales recogidas en últimas campañas, se han asignado a *Margaritifera idubedae* (Bermúdez-Rochas *et al*., 2006; Delvene *et al*., 2006).

Yen (1966) revisó los moluscos de las facies Weald del área de Santander con especial énfasis en los gasterópodos. Entre los bivalvos identificó *Anodonta* cf. *becklesi* NEWTON y *Unio* cf. *valdenis* MANTELL. Mongin (1966) estudió los bivalvos de las diferentes cuencas del Weald de España. Describió *Margaritifera (Pseudunio) valdensis* MANTELL y *Margaritifera (Pseudunio) idubedae*. Sin embargo, varios de los ejemplares que asignó a esta última especie fueron erróneamente identificados.

Hemos estudiado 317 ejemplares pertenecientes al Orden Unionoida de las facies Weald del Norte de España. En la Cuenca de Cameros se han identificado dos especies de la Familia Margaritiferidae. *Margaritifera idubedae* (PALACIOS & SÁNCHEZ 1885) se ha registrado en la unidad B del Grupo Urbión (de edad Hauteriviense-Barremiense) siendo un bivalvo muy frecuente en estos materiales fluviales. *Margaritifera valdensis* (MANTELL 1844) ha sido registrada en el Grupo Enciso (de edad Aptiense). Esta especie, pese a ser muy común en los materiales del Weald inglés, es poco abundante en el Cretácico Inferior de Cameros.

En la Cuenca Vasco-Cantábrica se ha definido un nuevo género que incluye una nueva especie, perteneciente a la Familia Unionidae. Los ejemplares proceden del Miembro Capas de Viviparus (Formación Vega de Pas) y son de edad Hauteriviense-Barremiense; este ambiente es considerado como un medio lacustre.

Recientemente estas tres especies han sido descritas detalladamente y figuradas por Delvene & Araujo (en prensa). Todas ellas, al igual que las náyades actuales, han sido interpretadas como bivalvos filtradores característicos de ecosistemas de agua dulce.

Agradecimientos
Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2006-10380 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

Bermúdez-Rochas, D.D., Delvene, G. & Hernán, J. 2006. Estudio preliminar del contenido paleontológico del Grupo Urbión (Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros, España): restos ictiológicos y malacológicos. *Boletín Geológico y Minero* **117(número monográfico especial)**, 531-536.

Delvene, G. 2005. El material tipo de las especies de "Unio" (Bivalvia) del Cretácico Inferior del Museo Geominero (IGME, Madrid). *Boletín Geológico y Minero* **116(2)**, 167-172.

Delvene, G. & Araujo, R. en prensa. Early Cretaceous non-marine bivalves from the Cameros and Basque-Cantabrian basins of Spain. *Journal of Iberian Geology*.

Delvene, G., Araujo, R. & Bermúdez-Rochas, D.D. 2006. Cretaceous Spanish margaritiferids. *Organisms Diversity and Evolution* **6**, *Electronic Supplement,* **16(1), Part 1**, 24. http://www.senckenberg.de/odes/06-16.htm

González-Linares, A. 1878. La existencia del terreno Weáldico en la Cuenca del Besaya (provincia de Santander). *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural* **7**, 487-489.

Mantell, G.A. 1844. On the Unionidae of the river of the country of the *Iguanodon*. *The American Journal of Science and Arts* **47(1)**, 402-406.

Mengaud, L. 1920. *Recherches géologiques dans la Région Cantabrique*. Imprimerie Vve Bonnet, Toulouse, 370 pp.

Mongin, D. 1966. Description paleontologique de quelques lamellibranches limniques des facies wealdiens d'Espagne. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* **91**, 41-60.

Palacios, P. & Sánchez, R. 1885. La formación Wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* **12**, 1-32.

Yen, J.T.C. 1966. A molluscan fauna of the Wealden Formation in Spain. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* **82**, 87-98.

Primer hallazgo en el Cámbrico inferior de Murero (provincia de Zaragoza) del género *Parasolenopleura* WESTERGÅRD 1953 (Ptychopariida, Trilobita)

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

1: Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España. medies@unizar.es, linan@unizar.es

2: Departamento de Geologia, Universitat de València. c/ Dr. Moliner, 50. E-46100 Burjassot. España. gozalo@uv.es

El género de trilobites *Parasolenopleura* (Orden Ptychopariida) fue definido por Westergård en 1953 en el Cámbrico medio de Suecia [zona de *Ptychagnostus* (*Triplagnostus*) *gibbus*]. Su distribución se extiende por el Cámbrico medio de Báltica (Suecia y Dinamarca), Avalonia (Inglaterra; Terranova, Canadá; Massachussets, EE.UU.), Mediterránea (Alemania, Marruecos, España y, posiblemente, Turquía) y Laurentia (Groenlandia, Dinamarca; Alaska, EE.UU.).

Hasta el momento el registro más antiguo del género *Parasolenopleura* había sido publicado por Fletcher (2005) en la Formación Chamberlain's Brook de Terranova oriental, en niveles correlacionables con la zona de *Acadoparadoxides mureroensis* (base del Cámbrico medio) según Gozalo *et al.* (2007); y que se corresponden con el Leoniense inferior en la escala cronoestratigráfica de la subprovincia Mediterránea (Liñán *et al.*, 1993; Sdzuy *et al*., 1999).

Aquí se presenta el primer registro del género *Parasolenopleura* en el Bilbiliense superior (Cámbrico inferior). Su hallazgo se ha producido en el yacimiento clásico de Murero (Zaragoza), en los niveles pertenecientes a la zona de *Protolenus jilocanus*, última zona del Cámbrico inferior en la región mediterránea (Dies *et al.*, 2004).

Parasolenopleura sp. se registra en el nivel 4 de la sección Rambla de Valdemiedes 1 (Murero), situado a dieciseis metros por debajo del FAD de *A. mureroensis*. En este nivel la asociación de trilobites está compuesta por: *Protolenus jilocanus* (LIÑÁN & GOZALO 1986), *Protolenus pisidianus* DEAN en DEAN & ÖZGÜL 2004, *Hamatolenus (Hamatolenus) ibericus* SDZUY 1958, *Onaraspis altus* (LIÑÁN & GOZALO 1986) y *Sdzuyia sanmamesi* LIÑÁN & GOZALO 1999. Otros grupos presentes en este nivel son algas filamentosas, braquiópodos (*Trematobolus simplex* (VOGEL 1962), *Lingulella* sp. y *Dictyonina radioplicata* LIÑAN & MERGL 2001), equinodermos, poríferos (*Crumillospongia*) y organismos de cuerpo blando (Onicophora).

Hasta el momento sólo se ha encontrado un cranidio de este taxón, lo que indica su extrema rareza, ya que en el mismo nivel se han recolectado más de 500 cranidios clasificables de varias especies de trilobites.

El cranidio presenta las características típicas de la Familia Solenopleuridae. Dentro de esta familia los caracteres diagnósticos para los cranidios de *Parasolenopleura* (según Fletcher, 2005) son: el surco anterior no se curva fuertemente hacia la región posterior, el borde anterior es convexo y el área preglabelar es convexa o ligeramente deprimida (como es el caso del ejemplar aquí estudiado), pero siempre menos inflada que la fixígena.

Este descubrimiento supone la cita más antigua para este género que, además, constituye la primera aparición de la familia Solenopleuridae en el registro fósil.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto Consolider CGL2006-12.975/BTE ("MURERO") del Ministerio de Educación del Gobierno de España-FEDER y al Grupo Consolidado E-17 del Gobierno de Aragón.

Referencias

Dies, M.E., Gozalo, R. & Liñán, E. 2004. Zonación del límite Bilbiliense-Leoniense (Formación Valdemiedes, Cámbrico Inferior-Medio) en las Cadenas Ibéricas. *Geo Temas* **6(2)**, 283-286.

Gozalo, R., Liñán, E., Dies, M.E., Gámez Vintaned, J.A. & Mayoral, E. 2007. The Lower-Middle Cambrian boundary in the Mediterranean subprovince. In: *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision* (Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft & G. Zulauf). *Geological Society of America Special Paper* **423**, 359-373.

Fletcher, T.P. 2005. Holaspid variation in the Solenopleurid Trilobite *Parasolenopleura gregaria* (Billings, 1865) from the Cambrian of Newfoundland. *Palaeontology* **48**, 1075-1089.

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., 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.

Westergård, A.H. 1953. Non-agnostidean trilobites of the Middle Cambrian of Sweden. III. *Sveriges Geologiska Undersökning*, *series C* **526**, 1-58.

Estudio preliminar del material de estegosaurio de Vale Pombas (Portugal): nueva evidencia de *Stegosaurus* en el Jurásico Superior del suroeste europeo

Escaso, F.[1,2,3], Ortega, F.[3,4], Dantas, P.[3,5,6], Malafaia, E.[3,5,6], Silva, B.[3] y Sanz, J.L.[1,3]

1: Unidad de Paleontología, Departamento de Biología, Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin 2. E-28049 Madrid, España. fernando.escaso@uam.es
2: Museo de las Ciencias de Castilla-La Mancha. Plaza de la Merced 1. E-16001 Cuenca. España.
3: ALT-Sociedade de História Natural. Apartado 25. 2564-909 Torres Vedras. Portugal.
4: Grupo de Biología, Departamento de Física Matemática y de Fluidos, Facultad de Ciencias, UNED. Senda del Rey 9. E-28040 Madrid. España.
5: Museu Nacional de História Natural (Universidade de Lisboa). Rua da Escola Politécnica 58. 1250-102 Lisboa. Portugal.
6: Laboratorio de História Natural da Batalha. Apartado 116. 2441-901 Batalha. Portugal.

A pesar de que los dinosaurios tireóforos están relativamente bien representados en el Jurásico Superior de Portugal, los elementos articulados son muy escasos. Hasta el momento, el conjunto de tireóforos representado en estos niveles está compuesto por tres géneros, el anquilosaurio *Dracopelta* (del que se conoce un autópodo incompleto) y los estegosaurios *Dacentrurus* y *Stegosaurus* (Ortega *et al*., 2006; Mateus, 2007).

Se describirá parte de un nuevo ejemplar de *Stegosaurus* procedente de Vale Pombas (Lourinhã, Portugal) consistente en la totalidad de los elementos del miembro posterior izquierdo: fémur, tibia, fíbula, astrágalo, calcáneo y el autópodo completo, a excepción de una falange ungueal. El ejemplar fue hallado en niveles pertenecientes al Kimmeridgiense superior-Titónico inferior (Jurásico Superior) del Grupo Lourinhã (*sensu* Yagüe *et al*., 2006).

La reducción del cuarto trocánter en el fémur y la reducción del número de falanges en los dedos III y IV del pie son condiciones derivadas compartidas entre el ejemplar de Vale Pombas y los miembros de Stegosauria (Galton & Upchurch, 2004). El ejemplar de Vale Pombas se interpreta como un individuo adulto atendiendo a que presenta la cabeza del fémur bien diferenciada, el trocánter menor fusionado con el gran trocánter, las superficies tanto proximal como distal del fémur cubiertas de protuberancias y rugosidades, la presencia de ligamentos co-osificados longitudinales en la diáfisis, la fusión del final distal de la tibia con la fíbula, y el calcáneo y el astrágalo formando un único elemento.

El ejemplar presenta varias autopomorfias del género *Stegosaurus* (Galton & Upchurch, 2004): ausencia de un cuarto trocánter (compartida en paralelo con la forma asiática *Chungkingosaurus*) y relación de longitudes fémur-tibia mayor de 1,68. Además de estos dos caracteres, este ejemplar presenta la misma fórmula falangiana del pie (0-2-2-2-0) descrita tanto en *Stegosaurus* como en *Kentrosaurus*.

El ejemplar de Vale Pombas confirma la presencia compartida de *Stegosaurus* en los ecosistemas del final del Jurásico europeo y norteamericano (Escaso *et al*., 2007), y permite considerarlos como elementos frecuentes en los ecosistemas ibéricos, al menos hasta el lapso Kimmeridgiense superior-Titónico inferior.

Agradecimientos
El ejemplar objeto de este estudio fue hallado por el Sr. José Joaquim y pertenece a los fondos del Laborátorio de Paleontología e Paleoecología da ALT-SHN (Torres Vedras). Parte de las actividades desarrolladas han sido financiadas por la Câmara Municipal de Torres Vedras (Portugal).

Referencias

Escaso, F., Ortega, F., Dantas, P., Malafaia, E., Pimentel, N.L., Pereda Suberbiola, X., Sanz, J.L., Kullberg, J.C., Kullberg, M.C. & Barriga, F. 2007. New evidence of shared dinosaur across Upper Jurassic Proto-North Atlantic: *Stegosaurus* from Portugal. *Naturwissenschaften* **94**, 367-374.

Galton, P.M. & Upchurch, P. 2004. Stegosauria. In: *The Dinosauria, Second Edition* (Eds. D.B. Weishampel, P. Dodson & H. Osmólska). University of California Press, Berkeley, 343-362.

Mateus, O. 2007. Notes and review of the ornithischian dinosaurs of Portugal. *Journal of Vertebrate Paleontology* **27**, 114A.

Ortega, F., Escaso, F., Gasulla, J.M., Dantas, P., & Sanz, J.L. 2006. Dinosaurios de la Península Ibérica. *Estudios Geológicos* **62**, 219–240.

Yagüe, P., Dantas, P., Ortega, F., Cachão, M., Santos, F.A.M., Gonçalves, R. & Lopes, S. 2006. New sauropod material from the Upper Jurassic of Praia da Areia Branca (Lourinhã, Portugal). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **240**, 313-342.

Enrollamiento en Solenopleuropsinae (Trilobita) del Cámbrico medio

Esteve, J.[1], Zamora, S.[1], Gozalo, R.[2] y Liñán, E.[1]

1: Área y Museo de Paleontología. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España. jorgeves@unizar.es, samuel@unizar.es, linan@unizar.es
2: Departamento de Geología Universitat de València. c/ Dr. Moliner 50. E-46100 Burjasot. España. rodolfo.gozalo@uv.es

En el registro fósil se han encontrado trilobites con estructuras consideradas como coaptativas desde el Cámbrico inferior (Palmer, 1958; Geyer, 1990). Sin embargo, hasta ahora los primeros trilobites enrollados que se han descrito son del Cámbrico medio; los ejemplares enrollados empiezan a ser más habituales en el registro a partir del Ordovícico. De manera general se admite que puede tratarse de un comportamiento de tipo defensivo ante los depredadores o bien de protección ante las avalanchas de sedimento (Speyer, 1987).

Los Solenopleuropsinae (*Badulesia*, *Pardailhania*, *Solenopleuropsis, Velieuxia* y *Sao*) son una subfamilia de trilobites muy común en el Cámbrico medio de la subprovincia Mediterránea. Las especies de los tres primeros géneros nombrados se vienen utilizando desde Sdzuy (1968) como taxones índice de la zonación propuesta para los pisos Caesaraugustiense y base del Languedociense de esta subprovincia (Sdzuy, 1968, 1972; Liñán y Gozalo 1986; Álvaro & Vizcaïno 1998; Liñán *et al.*, 2002).

En este trabajo se ha estudiado el mecanismo de enrollamiento de algunas especies de los géneros *Pardailhania* y *Solenopleuropsis*. Ambos géneros se caracterizan por presentar una ornamentación a modo de espinas tanto en el cefalón como en el tórax.

Los ejemplares estudiados proceden de materiales de la Formación Murero de dos localidades de las Cadenas Ibéricas (NE de España): Purujosa y Murero (provincia de Zaragoza). Esta formación consiste en una sucesión siliciclástica con nódulos carbonatados, depositados en un ambiente sublitoral.

En los especimenes estudiados se observan algunas estructuras que se denominan estructuras coaptativas o de enganche, que permitiría a los individuos de estos géneros enrollarse de acuerdo con un patrón bastante común en los trilobites post-cámbricos, pero no para trilobites del Cámbrico. Estas estructuras no se han descrito hasta el momento pudiéndose reconocer en las distintas partes del exoesqueleto: cefalón, tórax y pigidio.

Las estructuras coaptativas en el cefalón están constituidas por el surco vincular, que se sitúa en la región ventral y es subparalelo al margen anterior, y unas muescas vinculares en la regiones posterolaterales, también en posición ventral.

En el tórax se encuentran estructuras coaptativas tanto en las pleuras como en el raquis. En las primeras, forman unos mecanismos de enganche, denominados conexiones marginales. Entre los distintos anillos del raquis, se encuentra una articulación denominada articulación del anillo medio (Bergström, 1973). Además, tanto en las pleuras como en el raquis se encuentran estructuras de Pander, se tratan de unas alineaciones en la cara ventral, cuya función es la de limitar el movimiento de las pleuras y de los anillos al deslizarse durante el enrollamiento.

Por último el pigidio presenta una articulación con el tórax que le permite cierta movilidad a la hora de encajarse en el surco vincular del cefalón.

A diferencia de otros trilobites con capacidad para enrollarse en el Cámbrico (ej. *Paradoxides* o *Conocoryphe*), las estructuras coaptativas que se han descrito en *Pardailhania* y *Solenopleuropsis*, les permitiría tener un enrollamiento más completo y hermético. Esto estaría relacionado con una mayor resistencia ante los esfuerzos externos lo que se traduciría en una mayor eficacia defensiva.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto Consolider CGL2006-12975/BTE ("MURERO) del Ministerio de Educación y Ciencia de España, al Grupo Consolidado E-17 y al Proyecto PM067/2006 del Gobierno de Aragón. J. Esteve goza de una beca predoctoral del programa FPI del Ministerio de Educación y Ciencia y S. Zamora posee una beca predoctoral financiada por el Departamento de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón.

Referencias

Álvaro, J.J. & Vizcaïno, D. 1998. Révision biostratigraphique du Cambrien Moyen du versant méridional de la Montagne Noire (Languedoc, France). *Bulletin de la Société géologique de France* **169**, 233-242.

Bergström, J. 1973. Organization, life and systematic of trilobites. *Fossils and Strata* **2**, 1-69.

Geyer, G. 1990. Die marokkanischen Ellipsocephaledae. *Beringenia* **3**, 1-363

Liñán, E. & Gozalo, R. 1986. Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza* **2**, 1-104.

Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A., Ugidos, J.M. & Mayoral, E. 2002. Cambrian. In: *The Geology of Spain* (Eds. W. Gibbons & T. Moreno). The Geological Society, London, 17-29.

Palmer, A.R. 1958. Morphology and ontogeny of Lower Cambrian Ptychoparioid Trilobite from Nevada. *Journal of Paleontology*, **32**, 154-170.

Sdzuy, K. 1968. Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geología* **1**(1967), 77-133.

Sdzuy, K. 1972. Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil II, **1972**, 1-91.

Speyer, S.E. 1988. Biostratinomy and functional morphology of enrolment in two Middle Devonian trilobites. *Lethaia* **51**, 121-138.

El oso de las cavernas, un carnívoro que no era tal: biogeoquímica isotópica

Fernández-Mosquera, D., Pérez-Rama, M. y Grandal d'Anglade, A.

Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. E-15071 A Coruña. España. xemos@udc.es, mperezr@udc.es, xeaurora@udc.es

El oso de las cavernas (*Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER) es un úrsido extinto que habitó gran parte de Europa durante el Pleistoceno. Separado de la línea evolutiva del oso pardo hace aprox. 1 millón de años según estudios genéticos (Loreille, 2001), desarrolló unas claras adaptaciones morfológicas hacia un tipo de dieta preferentemente herbívoro claramente visibles en su dentición y musculatura masticatoria (Kurtén, 1976).

El nivel trófico de un animal extinto se puede estudiar también mediante isótopos estables del C y sobre todo del N. Los datos de isótopos estables han confirmado una dieta principalmente herbívora para esta especie en yacimientos de toda Europa (Bocherens *et al*., 1994, 2006; Fernández-Mosquera *et al.*, 2001; Nelson *et al.*, 1998) y sólo en algún caso puntual (Richards *et al*., 2008) se alcanzan valores que podrían corresponder a un nivel trófico superior. La imposibilidad de conocer parámetros ambientales que pueden condicionar el $\delta^{15}N$, como los valores de partida de vegetación y suelo, obligan a actuar con prudencia a la hora de comparar valores absolutos de esta señal entre individuos incluso de la misma especie.

Sin embargo los valores de $\delta^{15}N$ del colágeno óseo no sólo reflejan de manera directa la dieta de un animal, ya que también dependen de sus procesos metabólicos, y tanto dieta como metabolismo responden a las variaciones ambientales (Hedges *et al.*, 2004). En el caso de los osos, su especial metabolismo durante la hibernación (cuya duración depende del clima) puede influir de manera decisiva en la señal isotópica.

La hibernación es un período de duración variable durante el cual el oso no ingiere agua ni alimentos, ni tampoco orina o defeca. Sin embargo su metabolismo no se ralentiza (Hissa, 1997). La energía se obtiene a partir de las grasas acumuladas y la masa muscular no se pierde sino que se renueva (Lohuis *et al*., 2007). Los productos del catabolismo que resultan tóxicos no se excretan, sino que se reciclan. (Floyd *et al*., 1990; Nelson *et al.*, 1975; Barboza *et al.*, 1997) y el tejido óseo no sufre pérdidas sino que se remodela activamente (Lennox *et al*., 2008; McGee *et al*., 2008). Por lo tanto, el colágeno extraído de los restos óseos registrará los cambios fisiológicos ocurridos durante la hibernación. Así, los valores de $\delta^{15}N$ de animales que hibernaron durante períodos más largos, en épocas frías, serán mayores que los de aquellos que vivieron durante perídos templados (Fernández-Mosquera *et al*., 2001; Grandal-d'Anglade & Fernández-Mosquera, 2008), aunque los valores no llegan a alcanzar los correspondientes a un animal carnívoro.

Aquellos yacimientos que puntualmente presentan valores más elevados de $\delta^{15}N$ podrían indicar un comportamiento alimentario especializado. Por ejemplo, estudios tafonómicos en algunos yacimientos señalan la posibilidad de que los osos desarrollaran un carroñeo intraespecífico sobre los restos de osos muertos durante la hibernación (Pinto & Andrews, 2004) que de ser ocasional no se vería reflejado en la señal isotópica del colágeno óseo, pero sí podría influir notablemente de tratarse de un comportamiento habitual.

De todo ello se puede deducir que sólo un estudio que compagine datos cronológicos, ecomorfológicos, isotópicos y tafonómicos podrá ofrecer una visión realista de la paleobiología de una especie extinta.

Agradecimientos
Este trabajo es una contribución al Proyecto de Investigación BTE-CGL-2006-08996 del MEC.

Referencias

Barboza, P.S., Farley, S.D. & Robbins, C.T. 1997. Whole-body urea cycling and protein turnover during hyperphagia and dormancy in growing bears (*U. americanus* and *U. arctos*). *Canadian Journal of Zoology* **75**, 2129–2136.

Bocherens, H., Drucker, D.G., Billiou, D., Geneste, J.-M. & van der Plicht, J. 2006. Bears and humans in Chauvet Cave (Vallon-Pont-d'Arc, Ardèche, France): Insights from stable isotopes and radiocarbon dating of bone collagen. *Journal of Human Evolution* **50(3)**, 370-376.

Bocherens, H., Fizet, M. & Mariotti, A. 1994. Diet, physiology and ecology of fossil mammals as inferred from stable carbon and nitrogen isotope biogeochemistry: implications for Pleistocene bears. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **107(3-4)**, 213-225.

Fernández, D., Vila, M. & Grandal, A. 2001. Stable isotopes data (δ13C, δ15N) from the cave bear (*Ursus spelaeus*): A new approach to its palaeoenvironment and dormancy. *Proceedings of the Royal Society, Biological Sciences* **268**, 1159-1164.

Floyd, T., Nelson, R.A. & Wynne, G.F. 1990. Calcium and bone metabolic homeostasis in active and denning black bears *(Ursus americanus). Clinical Orthopaedics and Related Research* **255**, 301-309.

Grandal-d'Anglade, A. & Fernández-Mosquera, D. 2008. Hibernation can also cause high δ15N values in cave bears: A response to Richards et al. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* **105**, E14.

Hedges R.E.M., Stevens R.E. & Richards M.P. 2004. Bone as a stable isotope archive for local climatic information. *Quaternary Science Reviews,* **23**, 959-965.

Hissa, R. 1997. Physiology of the European brown bear (*Ursus arctos arctos*). *Annales Zoologici Fennici* **34(4)**, 267-287.

Kurtén, B. 1976. *The cave bear story: Life and death of a vanished animal.* Columbia University Press, New York, 163 pp.

Lennox A.L. & Goodship A.E. 2008. Polar bears (*Ursus maritimus*), the most evolutionary advanced hibernators, avoid significant bone loss during hibernation. *Comparative Biochemistry and Physiology A* **149(2)**, 203-208.

Lohuis T.D., Harlow H.J. & Beck T.D.I. 2007. Hibernating black bears (*Ursus americanus*) experience skeletal muscle protein balance during winter anorexia. *Comparative Biochemistry and Physiology B* **147**, 20-28.

Loreille, O., Orlando, L., Patou-Mathis, M., Philippe, M., Taberlet, P., Hänni, C. 2001. Ancient DNA analysis reveals divergence of the cave bear, *Ursus spelaeus*, and brown bear, *Ursus arctos*, lineages. *Current Biology* **11(3)**, 200-203.

McGee M.E., Maki A.J., Johnson S.E., Nelson O.L., Robbins C.T. & Donahue S.W. 2008. Decreased bone turnover with balanced resorption and formation prevent cortical bone loss during disuse (hibernation) in grizzly bears (*Ursus arctos horribilis*). *Bone* **42**, 396–404.

Nelson, D.E., Angerbjörn, A., Lidén, K. & Turk, I. 1998. Stable isotopes and the metabolism of the European cave bear. *Oecologia* **116(1-2)**, 177-181.

Nelson, R.A., Jones, J.D. & Wahner, H.W. 1975. Nitrogen metabolism in bears: urea metabolism in summer starvation and in winter sleep and role of urinary bladder in water and nitrogen conservation. *Mayo Clinic Proceedings* **50(3)**, 141-146.

Pinto, A.C., & Andrews, P.J. 2004. Scavenging behaviour patterns in cave bears *Ursus spelaeus Revue de Paleobiologie* **23(2)**, 845-853.

Richards M.P., Pacher M., Stiller M., Quiles J., Hofreiter M., Constantin S, Zilhão J. & Trinkaus E. 2008. Isotopic evidence for omnivory among European cave bears: Late Pleistocene *Ursus spelaeus* from the Pestera cu Oase, Romania. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* **105**, 600-604.

El inventario del patrimonio geológico y paleontológico en la provincia de Alicante

Fierro, I.[1], Sánchez-Ferris, E.J.[1], Caracuel, J.E.[2] y Marín-Ferrer, J.M.[1]

1: Museo Paleontológico de Elche. Plaza Sant Joan, 3. E-03203 Elche. España. i.fierro@cidarismpe.org, jose.sanchez@cidarismpe.org, marin-ferrer@cidarismpe.org

2: Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medioambiente, Universidad de Alicante. Apartado 99. E-03080 Alicante. España. jesus.caracuel@ua.es

Los primeros trabajos en relación al inventario del patrimonio geológico de la provincia de Alicante se remontan al año 1983, en el que el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) se encuentra trabajando en el Inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico (PIG). Con posterioridad (hacia el año 1987), la Agencia del Medio Ambiente de la Comunidad Valenciana mejora el inventario existente con la inclusión, entre otros, de varios yacimientos de mamíferos fósiles con interés excepcional.

Entre los años 1994 y 1995, la Carta Paleontológica de la Comunidad Valenciana supuso un avance importante para el conocimiento del patrimonio paleontológico de la provincia. Sin embargo, aquella labor no se continuó con la misma intensidad con la que fue iniciada y tan sólo se pudo completar la información procedente de tres de las nueve comarcas existentes en la provincia (Sánchez-Ferris & Montoya, 1995). Más de diez años después de esta iniciativa de la Dirección General de Patrimonio de la Generalitat Valenciana -en la que participó el Grupo Cultural Paleontológico de Elche (GCPE)- se vuelve a retomar el inventario del patrimonio geológico y paleontológico de la provincia de Alicante. Así, el Museo Paleontológico de Elche (MUPE) trabaja desde el año 2007 en el Proyecto FOPALI (Fósiles y Patrimonio de Alicante).

Como parte de este proyecto se ha diseñado una base de datos para el patrimonio inmueble en FileMaker Pro 6.0 en la que se diferencian una serie de campos de información (datos geográficos, administrativos, bibliográficos, descripción del yacimiento, valoración patrimonial, documentación gráfica y fotografías) y en la que se establece una primera clasificación del sitio a partir de un nombre, un número de registro y el tipo y la categoría del mismo.

El patrimonio geológico y paleontológico inmueble puede englobar un amplio número de bienes que en función de su tamaño y carácter se han reunido en yacimientos paleontológicos, zonas de interés paleontológico, sitio de interés geológico y zona de interés geológico.

Los datos geográficos incluyen la localización exacta mediante GPS de cada uno de los yacimientos o sitios y en el caso de ser zonas de mayor amplitud se añade un perímetro de localización. Toda esta información también aparece reflejada en la cartografía topográfica y en la fotografía satélite.

Este inventario también incluye la valoración patrimonial para cada uno de los puntos junto a sus riesgos de deterioro. También se ha considerado importante la aportación de los técnicos respecto a propuestas de protección y gestión para cada uno de los puntos o zonas por lo que se ha reservado un espacio para tal fin.

Hasta el momento, se ha inventariado el Paraje Natural Municipal del *Clot de Galvany* (Elche) y otros puntos de interés de Elche y se encuentran en proceso el término municipal de Alicante y parte del de Facheca.

Referencias

Sánchez-Ferris, E.J. & Montoya, P. 1995. El Patrimonio Paleontológico valenciano y su protección: la Carta Paleontológica de la Comunida Valencina. *Cidaris* **4(7)**, 49-54.

Paleobiología de la familia Canidae: Alometría, disparidad y evolución

Figueirido, B.[1], Bover, P.[2], Pérez-Claros, J.A.[1] y Palmqvist, P.[1]

1: Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, s/n. E-29071 Málaga. España. Francisco.figueirido@uv.es, johnny@uma.es, ppb@uma.es
2: Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (CSIC-UIB). Ctra. Valldemossa Km 7,5. E-07122 Palma de Mallorca. España. pere.bover@uib.es

Actualmente, la familia Canidae comprende unas 32 especies, pertenecientes a la subfamilia Caninae, que muestran una amplia diversidad ecológica, incluyendo desde formas hipercarnívoras y mesocarnívoras hasta insectívoras e hipocarnívoras. La dinámica evolutiva de esta familia ha estado marcada, a lo largo de sus 40 Ma de historia, por tres radiaciones sucesivas (Wang, 1994), patrón que se refleja en la aparición de sus tres subfamilias, Hesperocyoninae, Borophaginae y Caninae. La primera de estas radiaciones tuvo lugar en el nuevo Mundo a finales del Eoceno (ca. 37-40 Ma). Los hesperocioninos eran animales de tamaño pequeño a medio, con dietas desde hipercarnívoras hasta mesocarnívoras, pero al parecer nunca llegaron a explorar el nicho hipocarnívoro (Wang, 2004). La segunda radiación, experimentada por los borofaginos, tuvo lugar a finales del Mioceno y resultó en una gran diversidad, tanto taxonómica como ecológica (Van Valkenburgh *et al*, 2003). Además, se produjo un aumento gradual de tamaño, acorde a una creciente especialización trófica (desde omnívoro a hipercarnívoro y carroñero), documentada a nivel del conjunto de la familia (Munthe, 1998; Wang *et al.*, 1999; Van Valkenburgh *et al.*, 2003). Sin embargo, se debate si las formas más especializadas eran estrictamente carroñeras o, por el contrario, cazadoras con capacidad para fracturar huesos. Así, Werdelin (1998) puso de manifiesto el hecho de que estos cánidos extintos, debido al legado evolutivo de los Caniformia, se veían obligados a fracturar los huesos usando el p4 y el P4, lo cual supone un gran desgaste en el m1, la carnicera inferior, lo que la incapacitaría para cortar carne. Obviamente, esta condición supone un claro argumento a favor de la interpretación de estas especies como carroñeras estrictas. Por el contrario, Van Valkenburgh *et al.* (2003) han sugerido que la mayoría de los borofaginos serían más bien hipercarnívoros, aunque podrían carroñear de forma oportunista como hacen actualmente los leones o las hienas manchadas. Finalmente, la tercera de las radiaciones tuvo lugar a principios del Plioceno con la diversificación de la subfamilia Caninae, lo que coincide con la extinción de los borofaginos, aunque estas formas irrumpen ya en el registro a finales del Oligoceno.

Los objetivos de la presente comunicación son:

(1) explorar las porciones del morfoespacio ocupadas por los distintos representantes de la familia, a efectos de hacer inferencias sobre patrones ecomorfológicos globales; (2) definir la región de cada subfamilia en el morfoespacio, caracterizando morfométricamente las sucesivas radiaciones; (3) observar el patrón de colonización del morfoespacio a lo largo de la historia evolutiva de la familia; (4) efectuar inferencias paleobiológicas sobre los taxa extintos.

A estos efectos, se contó con una amplia muestra osteométrica para las especies actuales de la subfamilia Caninae, recopilada en diferentes museos internacionales. En cuanto a las especies extintas (familias Borophaginae y Hesperocyoninae), las especies analizadas se midieron a partir de ejemplares fotografiados en el American Museum of Natural History (New York, USA). Para la caracterización del esqueleto craneodental se usaron métodos derivados del uso de puntos homólogos (*landmarks*) y todos los análisis fueron realizados usando los programas informáticos del *TPSseries software,* disponibles con acceso gratuito en la web (http://life.bio.sunysb.edu/morph/).

La forma del esqueleto craneodental, capturada por el primer *relative warp,* se relaciona estrechamente con el tamaño del centroide. Puesto que este componente principal caracteriza perfectamente a las especies hipercarnívoras, tanto actuales como extintas, revela la existencia de una relación alométrica entre el grado de especialización trófica y el tamaño corporal (Van Valkenburgh *et al*., 2003), lo cual abre la posibilidad de discutir el papel de la selección natural en la aparición de estas morfologías especializadas.

Además, la región del morfoespacio ocupada por los hesperocioninos es mucho menos amplia que la de los borofaginos y ésta es a su vez menor que la ocupada por los miembros de la subfamilia Caninae. Este hecho podría reflejar la plasticidad ecológica de cada subfamilia, permitiendo discutir sobre la evolución de los patrones de disparidad morfológica, así como de diversidad taxonómica y/o ecológica, a lo largo de la historia evolutiva de la familia.

Referencias

Munthe, K. 1998. Canidae. In*: Evolution of Tertiary Mammals of North America. Volume 1: Terrestrial Carnivores, Ungulates, and Ungulate like Mammals* (Eds. C.M. Janis, K.M. Scott, & L.L. Jacobs). Cambridge University Press, Cambridge., 124-143.

Van Valkenburgh, B., Sacco, T. & Wang X. 2003. Pack hunting in Miocene borophagine dogs: evidence from craniodental morphology and body size. In: Vertebrate Fossils and Their Context: Contributions in Honor of Richard H. Tedford (Ed. L. Flynn). *Bulletin of the American Museum of Natural History* **279**, 147-162.

Wang, X., Tedford, R.H. Van Valkenburgh, B. & Wayne, R.K. 2004. Ancestry: Evolutionary history, molecular systematics, and evolutionary ecology of Canidae. In: *The Biology and Conservation of Wild Canids* (Eds. D.W. MacDonald & C. Sillero-Zubiri). Oxford University Press, Oxford, 39-54.

Wang, X., Tedford, R.H. & Taylor, B.E. 1999. Phylogenetic systematics of the Borophaginae (Carnivora: Canidae). *Bulletin of the American Museum of Natural History* **243**, 1-391.

Wang, X. 1994. Phylogenetic systematics of the Hesperocyoninae (Carnivora:Canidae). *Bulletin of the American Museum of Natural History* **221**, 1-207.

Werdelin, L. 1989. Constraint and adaptation in the bone-cracking canid *Osteoborus* (Mammalia: Canidae). *Paleobiology* **15**, 387-401.

Tendencias ecomorfológicas en la anatomía craneodental de Ursidae (Mammalia, Carnivora) reveladas por morfometría geométrica: implicaciones paleobiológicas en taxa extintos

Figueirido, B., Palmqvist, P. y Pérez-Claros, J.A.

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, s/n. E-29071 Málaga. España. Francisco.figueirido@uv.es, ppb@uma.es, johnny@uma.es

Los representantes actuales de la familia Ursidae se adscriben a ocho especies y tres géneros que habitan en Eurasia y el Nuevo Mundo. Pese a su baja diversidad taxonómica, los osos muestran una ecología trófica variada, desde el oso polar hipercarnívoro (*Ursus maritimus*) y el oso perezoso insectívoro (*Ursus ursinus*) hasta las especies más herbívoras, como el oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*) y, particularmente, el panda gigante (*Ailuropoda melanoleuca*). Las cuatro especies restantes, el oso negro americano (*Ursus americanus*), el oso negro asiático (*Ursus thibetanus*), el oso malayo (*Ursus malayanus*) y el oso pardo (*Ursus arctos*), ocupan una posición intermedia en este gradiente trófico, con dietas omnívoras que incluyen proporciones variables de recursos animales y vegetales, según su disponibilidad.

Diversos estudios previos han mostrado una estrecha correlación en los osos actuales entre el tipo de alimentación y la anatomía craneodental (Mattson, 1998; Sacco & Van Valkenburgh, 2004; Christiansen, 2007). Tales trabajos han revelado, además, que las adaptaciones tróficas de los úrsidos son diferentes (o incluso opuestas) a las mostradas por otras familias del Orden Carnivora. Tal hecho podría indicar que este grupo presenta una morfología craneodental particularmente versátil, como resultado de su oportunismo trófico (Sacco & Van Valkenburgh, 2004).

En esta comunicación se discuten qué patrones ecomorfológicos del esqueleto craneodental de los osos actuales revelan sus hábitos alimenticios, a fin de realizar inferencias sobre el comportamiento trófico de dos especies extintas del Pleistoceno: el oso de hocico corto norteamericano (*Arctodus simus*) y el oso de las cavernas europeo (*Ursus spelaeus*). La razón principal para seleccionar ambas especies a efectos de aplicar estos estudios actualísticos es el contraste entre las adaptaciones tróficas inferidas para ellas por diversos autores: altamente carnívora en el caso de *A. simus* (Kurtén, 1967; Matheus, 1995; Bocherens *et al*., 1995) y fundamentalmente herbívora en el de *U. spelaeus* (Kurtén, 1976; Bocherens *et al*., 1990, 2006; Stiner, 1998). Para la caracterización ecomorfológica se han usado las técnicas de la morfometría geométrica, ya que presentan ciertas ventajas frente a la morfometría tradicional. Por ejemplo, la facilidad de interpretación geométrica de los ejes de variación (*relative warps*) mediante diagramas de deformación (*thin plate splines*). Estos gráficos permiten explorar las regiones que ocupan en el morfoespacio los osos actuales y extintos, abriendo la posibilidad de evaluar el papel del legado filogenético y de las adaptaciones ecológicas como fuentes principales de variación de la anatomía craneana.

Los resultados obtenidos muestran que la morfología craneodental de los osos se relaciona en primer lugar con sus adaptaciones tróficas y en segundo término con el legado filogenético. Así, el oso polar, el oso perezoso, el oso andino y el panda gigante exhiben patrones morfológicos distintivos, sumamente especializados y acordes a lo esperable de sus respectivas dietas. Por el contrario, el resto de osos muestran morfologías menos especializadas, interpretables en gran medida como adaptaciones hacia una dieta más omnívora. Respecto al oso de hocico corto, su morfología craneodental no está especializada, indicando una dieta más omnivora de lo que previamente se sospechaba. En el caso del oso de las cavernas, aunque existen ciertas evidencias isotópicas de que era una especie con hábitos

más herbívoros que los de los representantes actuales del género *Ursus*, su anatomía craneodental se revela también como poco especializada y acorde con una dieta omnívora (Richards *et al*., 2008).

Por lo tanto, la interpretación más parsimoniosa sería la de considerar que estas especies de osos extintos tuvieron esencialmente un comportamiento omnívoro, lo cual estaría de acuerdo con las amplias fluctuaciones climáticas acaecidas durante el Pleistoceno, época donde los recursos disponibles fueron cambiantes.

Referencias

Bocherens, H., Fizer, H.M. & Mariotti, A. 1990. Mise en evidence alimentaire vegetarien de l'ours des cavernes (*Ursus spelaeus*) par la biogeochemie isotopique (^{13}C, ^{15}N) des vertebres fossiles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Série 2, Mécanique, physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre* **311**, 1279-1284.

Bocherens, H., Emslie, S.D., Billiou, D. & Mariotti, A. 1995. Stable isotopes (^{13}C,^{15}N) and paleodiet of the giant short-faced bear (*Arctodus simus*). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes* **320**, 779-784.

Christiansen, P. 2007. Evolutionary implications of bite mechanics and feeding ecology in bears. *Journal of Zoology* **272**, 423-443.

Kurtén, B. 1967. Pleistocene bears of North America, II: Genus *Arctodus,* short-faced bears. *Acta Zoologica Fennica* **117**, 1-60.

Kurtén, B. 1976. *The cave bear story: Life and death of a vanished animal*. Columbia University Press, New York, 163 pp.

Matheus, P.E. 1995. Diet and co-ecology of Pleistocene short-faced bears and brown bears in eastern Beringia. *Quaternary Research* **44**, 447-453.

Mattson, D.J. 1998. Diet and morphology of extant and recently extinct northern bears. *Ursus* **10**, 479-496.

Richards, M.P., Pacher, M., Stiller, M., Quilès, J., Hofreiter, M., Constantin, S., Zilhao, J. & Trinkaus, E. 2008. Isotopic evidence for omnivory among European cave bears: Late Pleistocene *Ursus spelaeus* from the Pestera cu Oase, Romania. *Proceedings of the National Academie of Sciences, USA* **105**, 600-604.

Sacco, T. & Van Valkenburgh, B. 2004. Ecomorphological indicators of feeding behaviour in the bears (Carnivora: Ursidae). *Journal of Zoology* **263**, 41-54.

Stiner, M.C., Achyuthan, H., Arsebuk, G., Howell, C.F., Josephson, S.C., Juell, K.E., Pigatti, J. & Quade, J. 1998. Reconstructing cave bear paleoecology from skeletons: a cross-disciplinary study of middle Pleistocene bears from Yarimburgaz cave, Turkey. *Paleobiology* **24**, 74-98.

Limitación y adaptación en grandes carnívoros fisípedos

Figueirido, B.[1,2], Palmqvist, P.[1], Pérez-Claros, J.A. [1] y De Renzi, M.[2]

1: Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, s/n. E-29071 Málaga. España. Francisco.figueirido@uv.es, ppb@uma.es, johnny@uma.es
2: Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biología evolutiva. Universitat de València. Apartado Oficial 22085. E-46071 Valencia. España. miquel.de.renzi@uv.es

La evolución es un proceso en el cual se da una perpetua lucha entre la posibilidad de abrir nuevas vías de todo tipo y los límites que son impuestos a las mismas por diversas instancias. En este sentido, es ejemplar la propuesta inicial de Seilacher (1970) del marco conceptual denominado *morfología construccional* o *biomorfodinámica* (para una *minireview* con bibliografía, ver De Renzi, 2006), que reconoce como altamente limitantes la historia del grupo (legado filogenético) y la fabricación. Una limitación histórica importante se debe a la estabilidad del desarrollo embrionario, con su papel regulador (Alberch, 1980); con él se establecen las homologías, que se convierten en organizadoras del fenotipo (Müller, 2003). Todo esto estaría incluido en el capítulo de los límites. Conceptos tales como heterocronía y/o capacidad de evolución en general (*evolvability*; Nehaniv, 2003) formarían parte de las posibilidades. Tal capacidad estaría relacionada con el concepto de exaptación, resultante de mecanismos de fabricación (acervo de exaptaciones; Gould, 2002). En realidad, toda adaptación tiene su fundamento en una exaptación (De Renzi, 2006).

A caballo entre limitación y posibilidad hay una tercera vía: el desarrollo, a causa de su naturaleza dinámica no lineal, impone preferencias de transformación morfológica independientes de las necesidades de adaptación en general, con determinación interna y no ambiental de tendencias evolutivas, que permite nuevas exploraciones (Alberch, 1980, 1991).

El objeto de esta comunicación es el de discutir, a la luz de todos estos presupuestos (limitaciones históricas o de fabricación y capacidad de evolucionar a pesar de ellas), los resultados de un análisis morfométrico del cráneo de un amplio conjunto de grandes carnívoros fisípedos. Se hará uso de morfoespacios empíricos o empírico-teóricos, a fin de detectar los principales patrones y discutir los posibles procesos alternativos implicados.

La muestra utilizada la constituyen 434 individuos pertenecientes a 71 especies (52 actuales y 19 extintas), que se agrupan en las familias Canidae (30 spp.), Ursidae (10 spp.), Amphicyonidae† (12 spp.), Felidae (16 spp.) y Hyaenidae (3 spp). Las formas del cráneo y la mandíbula fueron caracterizadas mediante el "*extended-eigenshape analysis*" (MacLeod, 1999), que hace un uso conjunto de *landmark-based methods* y *outline-based methods*. Todo esto ha permitido desarrollar los dos tipos de morfoespacios antes mencionados.

El análisis de la ocupación de los morfoespacios muestra la convergencia de algunos caracteres mandibulares hacia una dieta hipercarnívora para ciertas formas de úrsidos, anficiónidos, cánidos, félidos y hiénidos. Se trata de un compromiso entre apertura bucal y fuerza de mordedura. Los tigres dientes de sable son la excepción, a causa de la hipertrofia de sus caninos, que desequilibra el compromiso citado. La reducción en fuerza de mordedura se compensa funcionalmente mediante la modificación de otras partes del cuerpo, como son el aumento de la musculatura y la longitud del cuello de estos félidos dientes de sable, lo que les permitiría morder con mayor eficacia a sus presas (Antón *et al.*, 2004).

El compromiso observado en la morfología mandibular es alcanzado de diferente modo dependiendo de la historia evolutiva del grupo y sus limitaciones filogenéticas. Ésta es quizás la principal razón por la cual cánidos y úrsidos siguen tendencias ecomorfológicas opuestas (Sacco & Van Valkenburgh, 2004). En relación a los cánidos omnívoros, las formas hipercarnívoras de la familia Canidae tienden a incrementar las fuerzas de entrada (altura del proceso coronoides) a expensas de reducir la apertura bucal. Por el contrario, los úrsidos

hipercarnívoros reducen la fuerza mandibular si se comparan con los osos omnívoros o herbívoros, pero permitiendo una gran apertura bucal. Así, el punto de partida de cada grupo (historia evolutiva) dicta las posibles vías para hacerse hipercarnívoro a partir de formas ancestrales omnívoras. Esta es la principal razón por la cual úrsidos hipercarnívoros y cánidos hipercarnívoros (aunque por medio de diferentes soluciones) convergen en el mismo espacio morfológico junto con félidos y hiénidos.

Respecto a la morfología craneal, no parece existir una convergencia morfológica hacia una dieta hipercarnívora. Esto puede deberse tal vez a que la mandíbula está principalmente involucrada en la adquisición de alimento mientras que el cráneo es fruto del compromiso entre diferentes funciones (Barone, 1986).

La exploración de los morfoespacios empírico-teóricos revela diferentes patrones de ocupación entre las diferentes familias. Mientras que cánidos y úrsidos ocupan una gran región de tales morfoespacios, félidos y hiénidos están restringidos a una pequeña porción de los mismos. Tales diferencias en disparidad de los grupos son interpretadas y discutidas en función de las posibles limitaciones. Estas limitaciones podrían ser explicadas de dos maneras distintas: 1) en términos de meros compromisos funcionales (Barone, 1986), o 2) por mecanismos internos fundados en el desarrollo y previos a todo requisito aptativo. La posición en el espacio paramétrico del desarrollo depende contingentemente de la historia del grupo, pero determinará las vías de cambio, como en cánidos y úrsidos (Alberch, 1991).

Referencias

Alberch, P. 1980. Ontogenesis and morphological diversification. *American Zoologist* **20**, 653-667.

Alberch, P. 1991. From genes to phenotype: dynamical systems and evolvability. *Genetica* **84**, 5-11.

Antón, M., Salesa, M. J., Pastor, J. F., Sanchez, I. M., Fraile, S. & Morales, J. 2004. Implications of the mastoid anatomy of larger extant felids for the evolution and predatory behaviour of sabretoothed cats (Mammalia, Carnivora, Felidae). *Zoological Journal of the Linnean Society* **140**, 207-221.

Barone, R. 1986. *Anatomie Comparée des Mammifères Domestiques. Tome 1: Ostéologie*. Vigot, Paris, 761 pp.

De Renzi, M. 2006. Una aproximación biomorfodinámica al esqueleto de los vertebrados y sus consecuencias en la inferencia paleoecológica. In: *Libro de Resúmenes. XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Ed. E. Fernández-Martínez). Secretariado de Publicaciones, Universidad de León, 23-26.

Gould, S.J. 2002. The structure of evolutionary theory. Harvard University Press, Harvard, 1464 pp.

MacLeod, N. 1999. Generalizing and extending eigenshape method of shape space visualization and analysis. *Paleobiology* **25** 107-138.

Müller, G.B. 2003. Homology: the evolution of morphological organization. In: *Origination of Organismal Form* (Ed. G.B. Müller y S.A. Newman). The MIT Press, Cambridge, Massachusetts, 51-69.

Nehaniv, C.L. 2003. Editorial: Evolvability. *BioSystems* **69**, 77-81.

Sacco, T. & Van Valkenburgh, B. 2004. Ecomorphological indicators of feeding behaviour in bears (Carnivora: Ursidae). *Journal of Zoology* **263** 41-54.

Seilacher, A. 1970. Arbeitskonzept zur Konstruktion-Morphologie. *Lethaia* **3**, 393-396.

Temporal facies variations in the lower Aptian sequence at Madoz (NE Spain): implications concerning Cretaceous Anoxic Event 1a (OAE-1a)

Gaona-Narvaez, T.[1], Maurrasse, F.J-M.R.[1] & Lamolda, M.A.[2]

1: Department of Earth Sciences. Florida International University. 11200 S.W. 8th Street. Miami FL 33199. USA. tgaon001@fiu.edu, maurrass@fiu.edu

2: Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Av. Fuentenueva, s/n. E-18002 Granada. Spain. mlamolda@ugr.es

Detailed microfacies, inorganic carbon and organic carbon analyses of the lower Aptian stage at Madoz in the Sierra de Aralar, NE Spain reveal significant temporal time variations characterized by a succession of intercalated clastic-rich intervals, rudist-rich limestone, orbitolinid-rich limestone beds and calcareous shales. The lowermost part of the sequence includes several sub-units (Duvernois *et al*., 1972; Cherchi & Schroeder, 1998), with the predominately clastic Unit 1 overlain in ascending order successively by Units 2a and 2b of the "Madoz Limestone". These levels correlate with the lower Aptian benthic foraminifera *Palorbitolina lenticularis* Zone. The presence of *Deshayesites deshayesi* LEYMERIE *in* D'ORBIGNY 1841 in clastic Unit 1 also indicates that they are correlative with at least the *Deshayesites deshayesi* ammonite zone.

Subunit 2a consists of 20m of fossiliferous limestone characterized by high TIC content with $CaCO_3$ between 75.97 and 98.81 weight %, whereas TOC values are close to 0%. Microfacies of this subunit consists of sparse and packed biomicrites, poorly to moderate sorted fine calcirudites and calcarenites composed of 40–50% remains of corals, predominately non-rudist bivalves, echinoids, bryozoans, scarce benthic foraminifera (mainly orbitolinids), and calcareous algae (Gaona-Narvaez *et al.*, 2008). The share of terrigenous quartz is variable, but is consistently lower than 7.5%, usually close or equal to zero. Matrix and bioclasts are highly affected by neomorphism and development of micritic coating is usually common.

Subunit 2b is also 20m thick. This unit shows considerable variations of TIC values fluctuating from 13.4 to 68.87 weight % in beds that consist mostly of indurated fossiliferous marlstones, impure biomicrites, and calcareous shales. TOC in the different lithologies increases relative to the underlying subunit. Marlstone microfacies (35.6-68.87 weight % $CaCO_3$) also reveal marked differences in fossil content as they include 5 to 50 % fossil fragments dominated by orbitolinids, while echinoids, non-rudist bivalves, and algae are secondary components. These beds also contain 5–20 % silt-size quartz grains. In further contrast, interbeddings of impure biomicrites (47.32 to 66.19 weight % $CaCO_3$) contain 1–10% fragments of non-rudist bivalves, echinoids, other benthic foraminifera, algae and calcispheres, but orbitolinids are virtually absent. The TOC values for these non-orbitolinid bearing beds are between 0.03 and 0.79 weight %, and their terrigenous contents represents 10-25 % of the bulk component. Calcareous shales (8.16-27.1 weight % $CaCO_3$) contain less than 10% bioclasts, including non-rudist bivalves, algae, echinoids, and scarce benthic foraminifers including orbitolinids. Their TOC values range between 0.19 and 0.97 weight %, and silt-size quartz grains between 10 and 15 %. Subunit 2b also comprises seven levels of the calcareous shales, which are characteristically enriched in pyrite as isolated framboids, nodules, and pervasive infilling, while orbitolinids are absent and other benthic foraminifers are scarce.

The most prominent black shale interval is 1.8 m thick, its TIC is the lowest (8.16 to 18.93 weight % $CaCO_3$) while TOC values are the highest in the section (0.4-0.97%). Microfacies show a matrix composed essentially of clays (> 50 %), framboidal pyrite (1-2.5 %), and debris of organic matter (5-7%). Although benthic foraminifera and bioturbation traces are

totally absent within this unit there are occasional algal fragments, and very rare ostracods, as well as dispersed remains of calcispheres, which are locally concentrated in laminae with higher amount of quartz.

Thus, the absence of benthic foraminifera and lack of bioturbation in the main black shale interval and the intermittent record of calcareous shales in subunit 2b suggest recurrent development of anoxic to dysoxic conditions within the time interval subsequent to the first appearance of *D. deshayesi* in subunit 1. Assuming the biostratigraphic record is correct, these recurrent conditions of severe oxygen depletion may indicate longer lasting effects of OAE1a in this isolated basin.

References

Cherchi, A. & Schroeder, R. 1998. Aptian and Albian large foraminifera at Madoz. In: *24° Coloquio Europeo de Micropaleontología. Libro Guía de las Excursiones y de Resúmenes* (Ed. M.A. Lamolda). Diputación Foral de Álava, Vitoria, 71-73.

Duvernois, C., Floquet, M. & Humbel, B. 1972. *La Sierra d'Aralar (Pyrénées basques Espagnoles): stratigraphie, structure*. Université de Dijon (Mémoire synthétique, Thèses de Doctorat de Troisième cycle, Institut des Sciences de la Terre), Dijon, 264 pp.

Gaona-Narvaez, T., Maurrasse, F.J-M.R. & Lamolda, M. 2008. Lower Aptian Sequence at Madoz (SE Spain) in relation to Cretaceous Anoxic Event-1a (OAE-1a). *EOS, Transactions, American Geophysical Union* **89(23) Joint Assembly Supplement**, Abstract PP24A-02.

Los restos antropológicos del Camarín de las Ciervas (Santo Adriano, Asturias)

García, R.[1], Rodríguez, L.[1], Ibáñez, C.[2], Álvarez-Laó, D.J.[2], Carretero, J.M.[1], Arbizu, M.[2], Arsuaga, J.L.[3] y Adán, G.E.[2]

1: Laboratorio de Evolución Humana. Edificio I+D+i. Universidad de Burgos. Plaza Misael de Bañuelos s/n. E-09001. Burgos. España. rebe_gargon@hotmail.com, lrgagosto@hotmail.com, jmcarre@ubu.es

2: Laboratorio de Cuaternario, Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo. España. gema@geol.uniovi.es

3: Universidad de Complutense de Madrid. Centro UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos. c/ Sinesio Delgado 4-6, Pabellón 14. 28029 Madrid. España. jlarsuaga@isciii.es

Durante la prospección arqueológica del valle del Trubia por parte de la empresa Tera en Octubre del 2005, y vinculado al proyecto de investigación CN-04-218 se localizaron varios grabados paleolíticos en el denominado Camarín de las Ciervas, junto a la cueva de Torneiros, en Santo Adriano, Asturias.

La cueva se encuentra en la Sierra de los Collados, un buen lugar observatorio de parte del valle de río Trubia y muy próximo a la entrada de la conocida cueva de Torneiros, también con arte rupestre.

Tras el estudio del arte parietal allí localizado se llevó a cabo una campaña de excavación en el mes de Junio de 2007 con el objetivo de eliminar parte del sedimento que cubría los grabados y de paso sondear la cueva para valorar previamente la existencia de yacimiento arqueológico. Los resultados de esta primera intervención valorativa fueron muy positivos, ya que además de profundizar más en el conocimiento de las técnicas utilizadas para elaborar el arte de los grabados, con el hallazgo de un nivel (N5) caracterizado por piezas líticas de sílex que sirvieron para efectuar la mencionada labor, abundantes pedazos de ocre y restos de adornos de indumentaria (colgante en *Trivia monacha*), se pudo datar (C^{14}), obteniendo una fecha (Beta-240751) de 17.660±80 BP (calibrado a 2 Sigmas (95%): 21.230 a 20.510 BP).

Pero el resto más significativo y vertebrador de esta ponencia es una mandíbula humana hallada en un contexto posterior al arriba mencionado (Nivel 3). Se trata de un fragmento de mandíbula humana con el germen del primer molar inferior izquierdo (M_{1i}) en formación dentro de su alveolo perteneciente a un individuo inmaduro (Fig. 1). La mandíbula está fracturada por lo que el molar puede ser estudiado directamente.

La pieza dental se encuentra en estado de desarrollo de corona completa. Posee las cinco cúspides típicas de esta pieza dental, (alrededor del 90% de las poblaciones de humano actual las posee, Wajeman & Levy, 1979). Además se aprecia una cúspide accesoria, el protostilidio. Este elemento está presente, como rasgo en los molares en el 40% de la población (Hillson, 1996). Sin embargo en un trabajo posterior (Hanihara, 2008) en el que se estudia la variabilidad de los dientes en la *H. sapiens* se concluye que el protostilidio en los primeros molares está presente en un 2,2% de los varones y en un 4,4% de las mujeres de la población europea actual.

En cuanto a la estimación del sexo sólo se han podido aplicar los métodos de Molleson & Cruse (1998) y Cardoso (2008). Entre las características estudiadas por Molleson & Cruse (1998), está el ángulo mandibular, siendo éste muy poco desarrollado en las mujeres y abierto en los varones. Siguiendo este criterio, la mandíbula pertenecería a una niña.

Respecto a la estimación de la edad de muerte se ha tenido en cuenta el estado de desarrollo que presenta la pieza, de formación completa o casi completa de la corona. Significa que la pieza se encontraba en formación dentro de su cripta y, por tanto, nunca llegó a hacer erupción. Esto concuerda con la ausencia de marcas de desgaste oclusal o lateral por

contacto con otra pieza. La estimación de la edad dental a partir del estado de desarrollo se ha realizado siguiendo el estándar de Moorrees *et al.* (1963).

Las conclusiones obtenidas son que el resto humano procedente de la excavación del Camarín de las Ciervas, corresponde a un fragmento de rama mandibular con un germen dental de un primer molar definitivo, perteneciente a un individuo femenino con una edad estimada de entre los 2 y los 3 años.

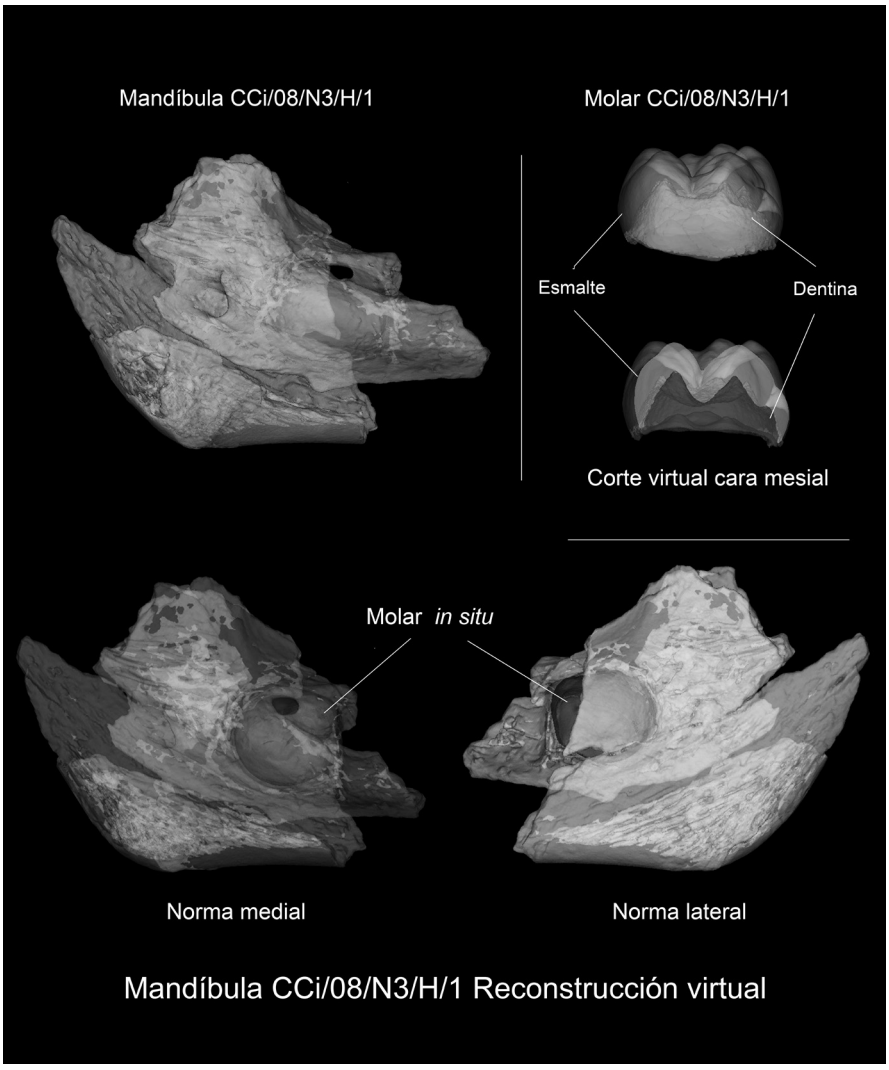


Figura 1. Reconstrucción virtual de la mandíbula estudiada.

Referencias

Cardoso, H.F.V. 2008. Sample-specific (universal) metric approaches for determining the sex of immature human skeletal remains using permanent tooth dimensions. *Journal of Archaeological Science* **35**, 158-168.

Hanihara, T. 2008. Morphological variation of major human populations based on nonmetric dental traits. *American Journal of Physical Anthropology* **136**, 169-182.

Hillson, S. 1996. *Dental Anthropology*. Cambridge University Press, Cambridge, 389 pp.

Molleson, T. & Cruse, K. 1998. Some sexually dimorphic features of the human juvenile skull and their value in sex determination in immature skeletal remains. *Journal of Archaeological Science* **25**, 719-728.

Moorrees, C.F.A., Flanning, E.A. & Hunt, E.E. 1963. Age variation of formation stages of ten permanent teeth. *Journal of Dental Research* **42**, 1490-1502.

Wajeman, G. & Levy, G. 1979. Crown variations in the permanent teeth of modern man. *Journal of Human Evolution* **8**, 817-825.

Análisis histológico comparado de placas dérmicas de *Stegosaurus y Dacentrurus*

García-Oliva, M.[1], Escaso, F.[1,2], Dantas, P.[3] y Malafaia, E.[3]

1: Unidad de Paleontología, Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. E-28049 Madrid. España. paleomau@gmail.com
2: Museo de las Ciencias de Castilla-La Mancha. Plaza de la Merced, 1. E-16001 Cuenca. España.
3: Museu Nacional de História Natural (Universidade de Lisboa). Rua da Escola Politécnica, 58. P-1250-102 Lisboa; y Laboratório de História Natural da Batalha. Apartado 116. P-2441-901 Batalha. Portugal.

Uno de los caracteres más conspicuos de los dinosaurios estegosaurios es la presencia de una doble hilera de placas dérmicas verticales sobre la columna vertebral. Estas placas son fácilmente identificables, por lo que constituyen uno de los registros más comunes de estos organismos en los niveles del Jurásico Superior. Sin embargo, su registro es relativamente escaso en la Península Ibérica y casi siempre está compuesto por restos aislados. De hecho, hasta el momento, solo se conocen tres ejemplares en los que las placas se presentan asociadas a otros elementos esqueléticos: dos ejemplares de *Dacentrurus* (Escaso *et al*., 2007b; Mateus, 2007) y un ejemplar de *Stegosaurus* (Escaso *et al*., 2007a), ambos provenientes de sedimentos del Grupo Lourinhã en Portugal.

Tradicionalmente, los análisis histológicos de las placas de estegosaurios, se han realizado en muestras de *Stegosaurus* del Jurásico Superior de la Formación Morrison (EEUU) y se han puesto en función de hipótesis funcionales. Más recientemente, se han publicado los resultados de algunos análisis histológicos de osteodermos de *Stegosaurus*, en los que se describen patrones de crecimiento que pueden contribuir a determinar el estadio ontogénico de un individuo (Hatashi & Carpenter, 2007).

En este estudio se describe, caracteriza y compara la estructura histológica de dos ejemplares de *Stegosaurus* procedentes de Casal Novo (Jurásico Superior, Grupo Lourinhã; Batalha, Portugal) y de Blanding (Jurásico Superior, Formación Morrison; San Juan County, Utah, EEUU), y de un ejemplar de *Dacentrurus* hallado en Moçafaneira (Jurásico Superior, Grupo Lourinhã; Torres Vedras, Portugal). El análisis trata de establecer caracteres compartidos en la estructura histológica de los osteodermos atribuidos a *Stegosaurus* a ambos lados del Atlántico, y determinar la estructura histológica de las placas de *Dacentrurus*. Además se discute el estadio ontogénico de estos ejemplares atendiendo a los patrones previamente descritos.

Agradecimientos
Los autores agradecen su participación en la realización de este trabajo a Egor Gavrilenko (Facultad de Ciencias de la UNED, España), Luis Chiappe (Dinosaur Institute, Natural History Museum of Los Angeles County, California, Estados Unidos) y la Câmara Municipal de Batalha (Portugal).

Referencias

Escaso, F., Ortega, F., Dantas, P., Malafaia, E., Pimentel, N.L., Pereda Suberbiola, X., Sanz, J.L., Kullberg, J.C., Kullberg, M.C. & Barriga, F. 2007a. New evidence of shared dinosaur across Upper Jurassic Proto-North Atlantic: *Stegosaurus* from Portugal. *Naturwissenschaften* **94**, 367-374.

Escaso, F., Ortega, F., Dantas, P., Malafaia, E., Silva, B. & Sanz, J.L. 2007b. Elementos postcraneales de *Dacentrurus* (Dinosauria: Stegosauria) del Jurásico Superior de Moçafaneira (Torres Vedras, Portugal). In: *Cantera Paleontológica* (Coord. O. Cambra-Moo, C. Martínez-Pérez, B. Chamero, F. Escaso, S. de Esteban Trivigno & J. Marugán-Lobón). Diputación Provincial de Cuenca, 157-171.

Hatashi, S. & Carpenter, K. 2007. Different growth patterns between the body skeleton and osteoderms of *Stegosaurus* (Ornithischia: Thyreophora). *Journal of Vertebrate Paleontology* **27(supp. 3)**, 88A.

Mateus, O. 2007. Notes and review of the ornithischian dinosaurs of Portugal. *Journal of Vertebrate Paleontology* **27(supplement to number 3)**, 114A.

Proyecto de recuperación, tratamiento y catalogación de material fósil procedente de minas de carbón de la provincia de León

García-Ortiz de Landaluce, E.[1], López-Alcántara, A.[2], Castaño-De Luis, R.[3] y Fernández-Martínez, E.[1]

1: Universidad de León. Facultad de C.C. Biológicas y Ambientales. Campus de Vegazana s/n. 24071. E-León. España. cloessense@yahoo.es, e.fernandez@unileon.es
2: I.E.S. Odiel. c/Góngora s/n. E-21500 Gibraleón. España. antoniopezal@yahoo.com
3: IGME. Parque Científico de León. Avda. Real, 1. Edificio 1. E-24006 León. España. r.castano@igme.es

Situada en la vertiente sur de la Zona Cantábrica, la provincia de León contiene abundantes y diversos materiales continentales de edad Carbonífero que han sido tradicionalmente explotados para la obtención de hulla y antracita. Dicha explotación, iniciada en la segunda mitad del siglo XIX y que actuó como un importante motor económico de la región durante el siglo XX, se encuentra en la actualidad en franca recesión. El resultado de esta evolución es la existencia de numerosas explotaciones mineras ya olvidadas y que, junto con las que aún se encuentran en activo, constituyen un importante patrimonio de carácter cultural e histórico, pero también geológico y paleontológico. El valor de este patrimonio aumenta si se tiene en cuenta el importante descenso del nivel socieconómico experimentado por las poblaciones de las antiguas cuencas mineras y la necesidad de buscar nuevas fuentes de desarrollo para las mismas.

Por otro lado, la Comunidad de Castilla y León no cuenta, a fecha de elaboración de este resumen, con una normativa clara dirigida a la conservación y gestión del patrimonio geológico y paleontológico. No obstante, y especialmente a partir de la publicación de la nueva Ley de Patrimonio Natural y Biodiversidad en Diciembre de 2007, la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León ha comenzado a desarrollar diversas estrategias encaminadas a conservar y gestionar dicho patrimonio. En este marco, se encuentra el proyecto denominado "Recuperación, catalogación y tratamiento de material fósil procedente de minas de carbón y obras públicas de la provincia de León", impulsado por la Fundación del Patrimonio Natural de Castilla y León mediante un convenio con la Universidad de León.

El objetivo fundamental del proyecto es recuperar material fósil procedente de las explotaciones del Carbonífero de la provincia de León, tanto de cortas activas como de escombreras no restauradas. En el caso de las minas activas, la Fundación del Patrimonio Natural concierta con las empresas adjudicatarias la recuperación de los fósiles más llamativos que aparecen durante el beneficio del carbón, usualmente mediante la designación de una persona encargada de recoger y almacenar los fósiles ya extraídos. Por el contrario, en el caso de las escombreras, se realiza un programa de visitas a escombreras de diferentes cuencas, donde se llevan a cabo labores de búsqueda y recogida del material más significativo. Hasta la fecha se han efectuado recuperaciones en diez localidades, siendo las más productivas tanto en número como en calidad del material la mina de Igüeña (situada al NE de Ponferrada, en la Cuenca del Bierzo) y las escombreras de las antiguas minas de la Cuenca de Sabero (en las proximidades de Cistierna).

Una vez en el laboratorio, este material se limpia, se determina, se cataloga y finalmente se almacena cuidadosamente. Para la catalogación, se ha creado una base de datos especial que incluye una descripción de la tafonomía, estado de conservación y morfología de cada ejemplar, así como su determinación sistemática al nivel más detallado posible. Además en los casos en los que es posible (material *in situ* no procedente de escombreras) se indica el nivel estratigráfico de procedencia, incluyéndose también una valoración de su interés tanto

científico como museístico, basada en criterios previamente establecidos. Esta base de datos ha sido elaborada teniendo en cuenta su futura utilización como sitio web de consulta pública.

En la actualidad, con poco más de dos meses de trabajo, se cuenta con una colección que supera los 350 de ejemplares de flora fósil, y se prevé seguir incrementando este número hasta la fecha de finalización del proyecto, en diciembre de 2008. Entre el material recogido, que ha sido determinado a nivel genérico, son frecuentes los ejemplares de equisetales de los géneros *Calamites*, *Asterophyllites, Sphenophyllum* y *Annularia.* También se han encontrado diversas especies de filicofitas y pteridospermas, principalmente *Pecopteris, Alethopteris, Oligocarpia, Mariopteris, Polymorphopteris, Neuropteris, Diplazites, Sphenopteris, Callipteridium, Callipteris* y *Odontopteris*. Los restos de licofitas son más escasos, pero se han hallado fragmentos de *Lepidodendron* y *Sigillaria*, junto a *Stigmaria* y restos foliares *(Sigillariophyllum*). Debido a su gran tamaño y a su magnífica preservación, gran parte del material recuperado hasta la fecha tiene un alto interés museístico.

La finalidad última de este proyecto de recuperación del patrimonio paleontológico mueble del Carbonífero de León es el establecimiento de una colección destinada a surtir de este material a los diversos centros de interpretación y museos de la Comunidad de Castilla y León que lo soliciten. Al mismo tiempo, está previsto un programa de intercambio de material con instituciones de fuera de la comunidad autónoma.

Por último, indicar que este proyecto incluye también un apartado de recuperación de material fósil procedente de los trabajos ligados a obras públicas, siempre y cuando las instituciones afectadas así lo soliciten. Hasta la fecha, no obstante, este tipo de recuperación no ha sido llevada a cabo.

Agradecimientos

Este proyecto está financiado por la Junta de Castilla y León, a través de la Fundación del Patrimonio Natural de Castilla y León.

Revisión de morfotipos dentales de los iguanodontoideos del Cretácico Inferior de Teruel

Gasca, J.M., Canudo, J.I. y Moreno-Azanza, M.

Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, jmgaska@hotmail.com, jicanudo@unizar.es, mmazanza@unizar.es

Los iguanodontoideos son dinosaurios ornitópodos de tamaño mediano a grande, fitófagos y generalmente bípedos, aunque a veces se comportan como cuadrúpedos. El registro de dientes aislados de iguanodontoideos en Teruel procede de las formaciones Blesa, El Castellar (Hauteriviense superior-Barremiense basal), Camarillas (Barremiense inferior) y Artoles (Barremiense inferior-Aptiense basal), todas correspondientes a la Cuenca cretácica del Maestrazgo (Cuenca Ibérica). Recientemente Ruiz-Omeñaca (2006) incluye 22 dientes aislados en *cf. Iguanodon* sp., los fósiles provienen de diferentes localidades del *Weald* de Teruel (Cretácico Inferior). En esta comunicación se hace una revisión de éstos y otros dientes (65 dientes en total, algunos aún sin describir) dentro del nuevo contexto filogenético de los iguanodontoideos (Paul, 2008) en el que se propugna la parafilia de algunas de las especies asignadas al género *Iguanodon* y como consecuencia la definición de nuevos géneros (*Mantellisaurus*, *Dakotadon*, *Dollodon*, etc).

Los dientes aislados de iguanodontoideos son relativamente frecuentes en el Cretácico Inferior de Teruel. Suelen presentarse como restos aislados en yacimientos con acumulaciones de microvertebrados con una significativa continuidad lateral, aunque hay excepciones (Vallipón). Se pueden interpretar como depósitos de ambientes palustres (nivel de Colladico Blanco, en Galve, Formación El Castellar) o medios transicionales (Vallipón, en Castellote, Formación Artoles). También se han encontrado como hallazgos aislados (Mas Caudé, en Allepuz, Formación Camarillas) y más raramente pueden estar asociados a restos craneales o postcraneales de un mismo ejemplar (San Cristóbal, en Galve, Formación Camarillas).

La morfología dental de *Iguanodon* y formas afines es característica, con coronas altas y lanceoladas, asimétricas, comprimidas labiolingualmente, con márgenes denticulados y con una cara bastante esmaltada y ornamentada por una serie de crestas (situada labialmente en dientes maxilares y lingualmente en dientes mandibulares). El reemplazamiento dental es lingual y, por tanto, el proceso de reabsorción del diente partiendo desde la raíz es un criterio para identificar su posición anatómica, desarrollándose facetas de reabsorción en la cara ornamentada en dientes mandibulares y en la cara opuesta en dientes maxilares. Otro criterio para discriminar entre diente izquierdo/derecho y maxilar/mandibular es el patrón de crestas y la posición distal de la cresta primaria.

Se han identificado en el Cretácico Inferior de Teruel cinco morfotipos dentales de iguanodontoideos (3 maxilares y 2 mandibulares), que incluyen dientes en diferentes fases del reemplazamiento dental (coronas de reemplazamiento, funcionales, mudados), con las siguientes características distintivas:

Morfotipo A, maxilar (23 dientes izquierdos y 23 dientes derechos de la Cantalera, Josa, Formación Blesa; 1 diente izquierdo de Camino Lucía-2, Miravete de la Sierra, Formación El Castellar): cresta primaria muy prominente en posición distal y número variable de crestas accesorias situadas mesialmente, aunque también puede aparecer alguna más distal respecto a la cresta primaria e incluso sobre ella. Sólo la cara ornamentada (labial) está esmaltada. Dentículos marginales sencillos, con forma de lengua.

Morfotipo B, maxilar (1 diente izquierdo de Escarpe Pelejón, Galve, Formación El Castellar; 2 dientes derechos de Vallipón, Castellote, Formación Artoles): cresta primaria muy prominente en posición distal y número variable de crestas accesorias situadas

mesialmente. Presenta esmalte por las dos caras (capa más gruesa en la cara labial). Dentículos marginales anchos y mamilados.

Morfotipo C, maxilar (1 diente izquierdo de Pelejón-3, Galve, Formación El Castellar): cresta primaria (poco prominente) en posición subcentral, ligeramente distal, y otras tres secundarias (una en sentido mesial y otras dos distalmente a la cresta primaria). Esmalte por las dos caras (más grueso en la labial).

Morfotipo D, mandibular (3 dientes izquierdos y 10 dientes derechos de la Cantalera, Josa, Formación Blesa; 1 diente izquierdo con raíz de Mas Caudé, Allepuz, Formación Camarillas): cara lingual con numerosas crestas suaves, algunas confluyendo entre sí apicalmente. Sólo la cara ornamentada (lingual) está esmaltada. Suave cíngulo distal inclinado en la base de la cara esmaltada formado por pequeñas protuberancias.

Morfotipo E, mandibular (1 diente izquierdo de Cuesta Corrales-1, Galve, Formación El Castellar): cara lingual ornamentada con una cresta primaria (más distal) y otra secundaria (más mesial). Esmalte por las dos caras (más grueso en cara lingual). Dentículos marginales gruesos y marcadamente mamilados.

La diagnosis de Paul (2008) del clado Iguanodontoidea incluye caracteres dentales como cresta primaria prominente en dientes maxilares desplazada distalmente o dientes mandibulares con cresta primaria y secundaria separadas por una depresión media y también presentan suave cíngulo distalmente. Sin embargo no se han descrito caracteres morfológicos claros que permitan la diferenciación de especies de iguanodontoideos con dientes aislados. En este contexto, se propone la asignación a Iguanodontoidea indet. de los dientes aislados conocidos del *Weald* de Teruel tradicionalmente asignados a *Iguanodon* o a formas cercanas. Sin embargo, consideramos que si se encuentra asociado material craneal o postcraneal que aporten criterios para apoyar una asignación más precisa, se puede llegar a conseguir que estos dientes aislados sean diágnosticos, al menos en la misma formación geológica.

A partir de los morfotipos identificados hasta el momento, se propone la presencia de al menos tres iguanodontios en el Cretácico Inferior de Teruel, dos iguanodontoideos y un taxón más primitivo. Los morfotipos A y D se encuentran asociados en un mismo yacimiento (La Cantalera) y representan un mismo iguanodontoideo.

Los morfotipos B y E son los que más se ajustan a las descripciones de la morfología dental de *Mantellisaurus (=Iguanodon) atherfieldensis* (Norman, 1986) y al que también podría corresponder el fragmento de dentario de San Cristóbal, en Galve, Formación Camarillas (Ruiz-Omeñaca, 2006). Podrían representar un segundo taxón de iguanodontoideo.

Por último, el morfotipo C, atendiendo a la diagnosis de Paul (2008), podría corresponder a un iguanodontio más basal, no iguanodontoideo, al no presentar una cresta primaria prominente, además de esmalte por las dos caras, siendo primitivos ambos caracteres para los ornitópodos.

Referencias

Norman, D.B. 1986. On the anatomy of *Iguanodon atherfieldensis* (Ornithischia: Ornithopoda). *Bulletin de l' Institute Royale des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* **56**, 281-372.

Paul, G.S. 2008. A revised taxonomy of the iguanodont dinosaur genera and species. *Cretaceous Research* **29**, 192-216.

Ruiz-Omeñaca, J.I. 2006. *Restos directos de dinosaurios (Saurischia, Ornithischia) en el Barremiense (Cretácico Inferior) de la Cordillera Ibérica en Aragón (Teruel, España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 432 pp.
[http://www.aragosaurus.com/secciones/publicaciones/panel/artic/ruizomenaca2006.pdf]

Elementos de la cintura pélvica de dinosaurios saurópodos Titanosauriformes del Cretácico Inferior (Aptiense inferior) de Morella (Castellón)

Gasulla, J.M.[1], Sanz, J.L.[1], Escaso, F. [1,2] y Yagüe, P.[1]

1: Unidad de Paleontología, Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. E-28049 Madrid. España. jm.gasulla@gmail.com

2: Museo de las Ciencias de Castilla-La Mancha. Plaza de la Merced, 1. E-16001 Cuenca. España. fernando.escaso@uam.es

Se analizan tres restos óseos aislados que corresponden a elementos de la cintura pélvica de dinosaurios saurópodos, recuperados en el control paleontológico rutinario desarrollado en la cantera del Mas de la Parreta (Morella, Castellón). El control de la actividad extractiva en esta cantera ha permitido la localización de varias áreas de interés paleontológico que han proporcionado un importante registro de vertebrados continentales y marinos (Gasulla, 2005). Los yacimientos localizados en la Cantera pertenecen a la Formación Arcillas de Morella que representa un episodio sedimentario regresivo-transgresivo en la base del Aptiense inferior.

El material descrito en este trabajo procede exclusivamente del área denominada CMP-3. Este área se sitúa inmediatamente por encima de una superficie de transgresión (Salas *et al.*, 2003) muy extensa lateralmente que separa una secuencia de sedimentación continental fluvial de otra con una notable influencia marina. Los restos de vertebrados son muy abundantes en este área (más del 60% de los recogidos en la cantera), aunque generalmente aparecen desarticulados, muy dispersos y frecuentemente fragmentados.

Los tres elementos descritos corresponden a la región acetabular de un ilion derecho (CMP-3/649), a un gran fragmento de isquion derecho que conserva la rama isquiática y el pedicelo púbico (CMP-3/648) y a un isquion izquierdo fracturado en la región proximal de la rama isquiática (CMP-3/746). A pesar de lo fragmentario del material analizado, el conjunto reúne caracteres suficientes como para discutir su posición sistemática.

En el ilion CMP-3/649 el pedicelo isquiático es reducido, una condición sinapomórfica de Neosauropoda (Royo-Torres, 2006), y de morfología semejante a la del saurópodo de Peñarroya de Tastavins, *Camarasaurus* y *Brachiosaurus*. En el isquion CMP-3/648, la relación entre la longitud dorsoventral de la sínfisis púbica y la longitud anteroposterior del pedicelo púbico es semejante a la de Titanosauriformes como *Tangvayosaurus*, *Aragosaurus*, el saurópodo de Peñarroya de Tastavins o *Brachiosaurus*. La relación entre la longitud de la sínfisis púbica y la rama distal o isquiática comparte los mismos valores que Titanosauriformes y Titanosauria. El isquion CMP-3/746 presenta una lámina recubriendo la región acetabular (aunque está parcialmente incompleta). Este caracter ha sido considerado una autapomorfia de *Brachiosaurus* (Wilson, 2002), aunque está compartido tambien por el saurópodo de Peñarroya de Tastavins (Royo-Torres, 2006).

La consideración conjunta de la información procedente de los tres elementos (asumiendo que pertenecen a individuos de un único taxon) permiten considerar estos restos como pertenecientes a un titanosauriforme que comparte una combinación de caracteres congruente con formas basales del grupo, como *Brachiosaurus* o el saurópodo de Peñarroya de Tastavins. Esta determinación es también congruente con la identificación de otros restos de una forma cercana a *Brachiosaurus* en la Formación Arcillas de Morella (Yagüe *et al*., 2001)

Referencias

Gasulla, J.M. 2005. Los dinosaurios de Morella (Castelló, España): historia de su investigación. *Revista Española de Paleontología* **Número Extraordinario 10**, 29-38.

Royo-Torres, R. 2006. *Sistemática y Paleobiología del saurópodo (Dinosauria) del Aptiense inferior de Peñarroya de Tastavins (Teruel, España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 574 pp. (inédita).

Salas, R., Colombo, F., Gàmez, D., Gómez, B., Gasulla, J.M., Martín-Closas, C., Moratalla, J., Panciotti, P., Querol, X. & Solé de Porta, N. 2003. *XIX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*. *Guía de la Excursión.* Morella, 31 pp.

Wilson, J.A. 2002. Sauropod dinosaur phylogeny: critique and cladistic analysis. *Zoological Journal of the Linnean Society* **136(2)**, 215-275.

Yagüe, P., Upchurch, P., Sanz, J.L. & Gasulla, J.M. 2001. New Sauropod material from Early Cretaceous of Spain. *49th Annual Symposium of Vertebrate Paleontology and Comparative Anatomy (SVPCA)*. The Yorkshire Museum, York (UK). 3-5/9/2001. www.svpca.org

Impacto de la actividad antrópica sobre el paisaje vegetal del Castro del Chao Samartin (SO de Asturias)

Gil García, M.J., Chávez, G., Ebrón, J.A., Gómez, C. y Ruiz Zapata, M.B.

Departamento de Geología. Edificio de Ciencias. Universidad de Alcalá. E-28871. Alcalá de Henares. España. mjose.gil@uah.es

Se presentan los datos polínicos procedentes del relleno de un foso que rodea el yacimiento Castro Chao Samartin situado en la localidad de Castro, a unos 6 km de Grandas de Salimé, en el extremo occidental de Asturias, limítrofe con Orense. Las excavaciones arqueológicas, iniciadas desde 1990, pusieron de manifiesto un elevado nivel de vida de sus habitantes y un grado de romanización elevado (calles enlosadas, conducciones de agua, escaleras, foso, etc.) constatado igualmente por la cultura de sus pobladores, materializada en piezas de cerámica típicamente romanas (Terra Sigillata), piezas de bronce, instrumental médico, etc. Desde el punto de vista de la ocupación, las investigaciones arqueológicas datan su fundación alrededor de los siglos III o IV a C, con una ocupación constatada hasta inicios del siglo II d C; durante los primeros siglos el poblado estuvo defendido por murallas y fosos; la llegada de los romanos trajo consigo un proceso de transformación materializada en la limpieza de los fosos colmatadas y en el desmantelamiento de las murallas, cuya piedra fue utilizada para la construcción de nuevos edificios. Tras el abandono, súbito y por causas desconocidas, del castro, los fosos volvieron a colmatarse.

El estudio polínico (Gil García *et al*., 2003) del relleno de uno de estos fosos, ha evidenciado que la composición y estructura del paisaje vegetal se relacionan directamente con un clima de carácter templado y húmedo. Sin embargo y dado el tipo de ocupación del territorio (poblado fortificado), la vegetación representa una de las principales fuentes, directa o indirecta, de materia prima para la subsistencia; bajo esta perspectiva, a la hora de llevar a cabo la reconstrucción del paisaje vegetal, alrededor de las zonas de ocupación, es preciso tener en cuenta que el impacto de los procesos agrícolas, y/o de actividades ganaderas, se traduce, tanto en el aclarado del bosque como en la variación cuantitativa y cualitativa de la vegetación. La identificación en los análisis polínicos de dichas variaciones, resultado de las actividades sobre el medio, se basan en la utilización de los denominados "indicadores polínicos de antropización", o asociaciones vegetales características de una determinada actividad. En este sentido se ha trabajado con las agrupaciones de los taxones herbáceos y el comportamiento de las asociaciones resultantes ha revelado la sustitución que tiene lugar a lo largo del perfil de las comunidades nitrófilas antrópicas y de las nitrófilas antropozoógenas, por las comunidades de pastizales vivaces, asociadas, en este caso al desarrollo del cereal. Al mismo tiempo queda patente la actuación sobre el elemento arbóreo, tanto en la intensidad del clareo, con fines agrícolas, como en la potenciación de algunos taxones, tipo el castaño y el avellano, por el interés económico que representan.

Referencias

Gil García, M.J., Ruiz Zapata, M.B., Dorado, M. & Valdeolmillos, A. 2003. El paisaje vegetal en el entorno del castro de Samartín (Asturias): estudio polínico. *Polen* **13**, 45-53.

El oso de las cavernas, un carnívoro que no era tal: ecomorfología

Grandal-d'Anglade, A., Fernández-Mosquera, D. y Pérez Rama M.

Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. E-15071 A Coruña. España. xeaurora@udc.es, xemos@udc.es, mperezr@udc.es

El oso de las cavernas (*Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER) es un úrsido extinto de amplia distribución europea durante el Pleistoceno. Estudios genéticos demuestran su divergencia del linaje del oso pardo hace aproximadamente 1 millón de años (Hanni *et al.*, 1994; Loreille *et al.* 2001). Como rasgos característicos de esta especie destacan su gran tamaño y sus claras adaptaciones craniodentales hacia una dieta preferentemente herbívora (Kurtén, 1976), confirmada además por numerosos estudios de isótopos (Bocherens *et al.*, 1994; Fernández-Mosquera *et al.*, 2001; Nelson *et al*., 1998).

Así su dentición presenta variaciones con respecto al actual oso pardo: pérdida de los 3 premolares anteriores, pérdida del carácter cortante de las carniceras, y un aumento de tamaño de los molares, con superficies oclusales cada vez más amplias que se cubren de cúspulas adicionales romas (Grandal-d'Anglade & López-González, 2004), una tendencia controlada genéticamente (Kangas *et al*., 2004) relacionada con el tipo de alimentación herbívora de esta especie.

El cráneo presenta un característico perfil abombado y amplias áreas de inserción para los músculos maseteros y temporales, que sugieren una gran potencia de masticación (Grandal-d'Anglade & López-González, 2005), aunque concentrada en las regiones posteriores de la maxila y mandíbula, donde se encuentran los molares postcarniceros, que en esta especie alcanzan el mayor desarrollo entre los representantes del Orden Carnivora y también entre los úrsidos actuales. En éstos es posible detectar patrones ecomorfológicos relacionados con la dieta y el comportamiento alimentario (Sacco & Van Valkenburg, 2004), aunque la restricción filogenética enmascara en ocasiones las diferencias interespecíficas.

En este trabajo realizamos además un cálculo teórico de la potencia de la masticación siguiendo el modelo de Thomason (1991). Los resultados se comparan con los de otros grandes carnívoros (Christiansen, 2007; Christiansen & Adolfssen, 2005; Christiansen & Wroe, 2007), observándose diferencias que se interpretan como adaptaciones a dietas de distinta naturaleza.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto de Investigación BTE-CGL-2006-08996 del MEC.

Referencias

Bocherens, H., Fizet, M. & Mariotti, A. 1994. Diet, physiology and ecology of fossil mammals as inferred from stable carbon and nitrogen isotope biogeochemistry: implications for Pleistocene bears. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **107(3-4)**, 213-225.

Christiansen, P. 2007. Evolutionary implications of bite mechanics and feeding ecology in bears. *Journal of Zoolog,* **272,** 423-443.

Christiansen, P. & Adolfssen, J. S. 2005. Bite forces, canine strength and skull allometry in carnivores (Mammalia, Carnivora). *Journal of Zoology* **266(2)**, 133-151.

Christiansen, P. & Wroe, S. 2007. Bite forces and evolutionary adaptations to feeding ecology in carnivores. *Ecology* **88(2)**, 347-358.

Fernández-Mosquera, D., Vila-Taboada, M. & Grandal-d'Anglade, A. 2001. Stable isotopes data (delta 13C, delta 15N) from the cave bear (*Ursus spelaeus*): A new approach to its palaeoenvironment and dormancy. *Proceedings of the Royal Society, Biological Sciences* **268**, 1159-1164.

Grandal-d'Anglade, A. & López González, F. 2004. A study of the evolution of the Pleistocene Cave Bear by a morphometric analysis of the lower carnassial. *Oryctos* **5**, 78-89.

Grandal-d'Anglade, A. & López González, F. 2005. Sexual dimorphism and ontogenetic variation in the skull of the cave bear (*Ursus spelaeus* Rosenmüller) of the European Upper Pleistocene. *Geobios* **38**, 325-337.

Hänni, C., Laudet, V., Stehelin, D. & Taberlet, P. 1994. Tracking the origins of the cave bear (*Ursus spelaeus*) by mitochondrial DNA sequencing. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **91(25)**, 12336-12340.

Kangas, A.T; Evans, A.R.; Thesleff, I. & Jernvall, J. 2004. Nonindependence of mammalian dental characters. *Nature* **432**, 211-214.

Kurtén, B. 1976. *The cave bear story: Life and death of a vanished animal.* Columbia University Press, New York, 163 pp.

Loreille, O., Orlando, L., Patou-Mathis, M., Philippe, M., Taberlet, P., Hänni, C. 2001 Ancient DNA analysis reveals divergence of the cave bear, *Ursus spelaeus*, and brown bear, *Ursus arctos*, lineages. *Current Biology*, **11(3)**, 200-203.

Nelson, D.E., Angerbjörn, A., Lidén, K. & Turk, I. 1998. Stable isotopes and the metabolism of the European cave bear. *Oecologia* **116(1-2)**, 177-181.

Sacco, T. & Van Valkenburgh, B. 2004. Ecomorphological indicators of feeding behaviour in the bears (Carnivora: Ursidae). *Journal of Zoology* **263**, 41-54.

Thomason, J.J. 1991. Cranial strength in relation to estimated biting forces in some mammals. *Canadian Journal of Zoology,* **69**, 2326-2333.

Fósiles y Patrimonio Geológico del Ordovícico y Silúrico en espacios naturales singulares de la Península Ibérica

Gutiérrez-Marco, J.C.[1], Rábano, I.[2], Sá, A.A.[3], San José, M.A.[1], Pieren Pidal, A.P.[1], Sarmiento, G.N.[1], Piçarra, J.M.[4], Durán, J.J.[2], Baeza, E.[2] y Lorenzo, S.[5]

1: Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas. c/ José Antonio Novais, 2. E-28040 Madrid. España. jcgrapto@geo.ucm.es, a.pieren@geo.ucm.es, gsarmien@geo.ucm.es
2: Instituto Geológico y Minero de España. c/ Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid. España. i.rabano@igme.es, jj.duran@igme.es, e.baeza@igme.es
3: Departamento de Geologia. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Ap. 1013. P-5001-811 Vila Real. Portugal. asa@utad.pt
4: Departamento de Geologia. Laboratório Nacional de Energia e Geologia. Ap. 104. P-7801-902 Beja. Portugal. jose.picarra@ineti.pt
5: Departamento de Ingeniería Geológica y Minera. Universidad de Castilla-La Mancha. E-13400 Almadén. España. saturnino.lorenzo@uclm.es

La Península Ibérica reúne los afloramientos más extensos de rocas ordovícicas y silúricas de Europa (Fig. 1), localizados en su mayor parte en el Macizo Hespérico (= Macizo Ibérico + afloramientos orientales de la Cordillera Ibérica). Dentro del mismo y desde finales de 2006, un equipo hispano-portugués trabaja en la caracterización de puntos de relevancia especial situados en áreas naturales protegidas (parques nacionales y naturales, reservas nacionales de caza, geoparques, monumentos naturales, geositios de interés municipal, etc.), con vistas a la puesta en valor de aquellos elementos geológicos y paleontológicos singulares de ambos periodos, que pudieran beneficiarse e interactuar con las infraestructuras de protección y proyección social aportadas por sus emplazamientos.

Gran parte de estos puntos fue considerado en un primer listado referente al Ordovícico (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2007), y cuatro de ellos figuran en uno de los contextos geológicos españoles de relevancia internacional del proyecto *Global Geosites IUGS-UNESCO* (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2008).

En la Fig. 1 puede verse la distribución de las principales áreas seleccionadas, muchas de ellas con un patrimonio paleoicnológico ordovícico destacable, en relación con afloramientos de la Cuarcita Armoricana (Arenigiense inferior-medio), como por ejemplo ocurre en las Batuecas-Sierra de Francia (Salamanca), O Invernadeiro (Ourense), Las Villuercas (Cáceres), Cabañeros (Ciudad Real-Toledo), Montesinho (Bragança), o en los geoparques portugueses de Arouca y Naturtejo. Los yacimientos paleontológicos del Ordovícico Medio y Superior son especialmente notables en Arouca y Valongo (Portugal), el primero de los cuales contiene los célebres trilobites gigantes de Canelas; la Sierra del Sueve (Asturias), con la exposición permanente sobre el Túnel Ordovícico del Fabar; el sinclinal de Guadarranque (Cáceres), Cabañeros-Navas de Estena y Almadén (Ciudad Real).

La Zona de Ossa Morena tiene un significado paleontológico especial, por sus biofacies pelágicas diferentes a las del resto del Macizo Hespérico, tipificadas por las pizarras graptolíticas del Tremadociense de la Sierra de Aracena (Huelva), las icnofacies de *Nereites* del Arenigiense de Barrancos (Portugal), y las biofacies de ciclopígidos de Aracena y la Sierra Norte de Sevilla (sinclinal del Valle), de enorme interés científico.

Finalmente, los materiales silúricos brindan yacimientos excepcionales como el de Salas de la Ribera (León), el más rico del mundo en sinrabdosomas de graptolitos, o las sucesiones especialmente completas y continuas en términos bioestratigráficos de Checa (Alto Tajo), Almadén y la Zona de Ossa Morena (Barrancos en Portugal y sinclinales del Valle y del Cerrón del Hornillo en la Sierra Norte de Sevilla).

La elección de estos geositios en áreas de reconocido patrimonio natural biológico y paisajístico, pretende ofrecer una plataforma de promoción e interpretación del contexto

paleogeográfico y paleoambiental del territorio ibérico en el Paleozoico Inferior, hasta ahora ajeno a la percepción del público en general, y convertir a los fósiles en testigos de los mares someros en torno a Gondwana, visualizando la lenta deriva del borde paleocontinental europeo desde áreas polares a peritropicales entre el Ordovícico y el Silúrico.

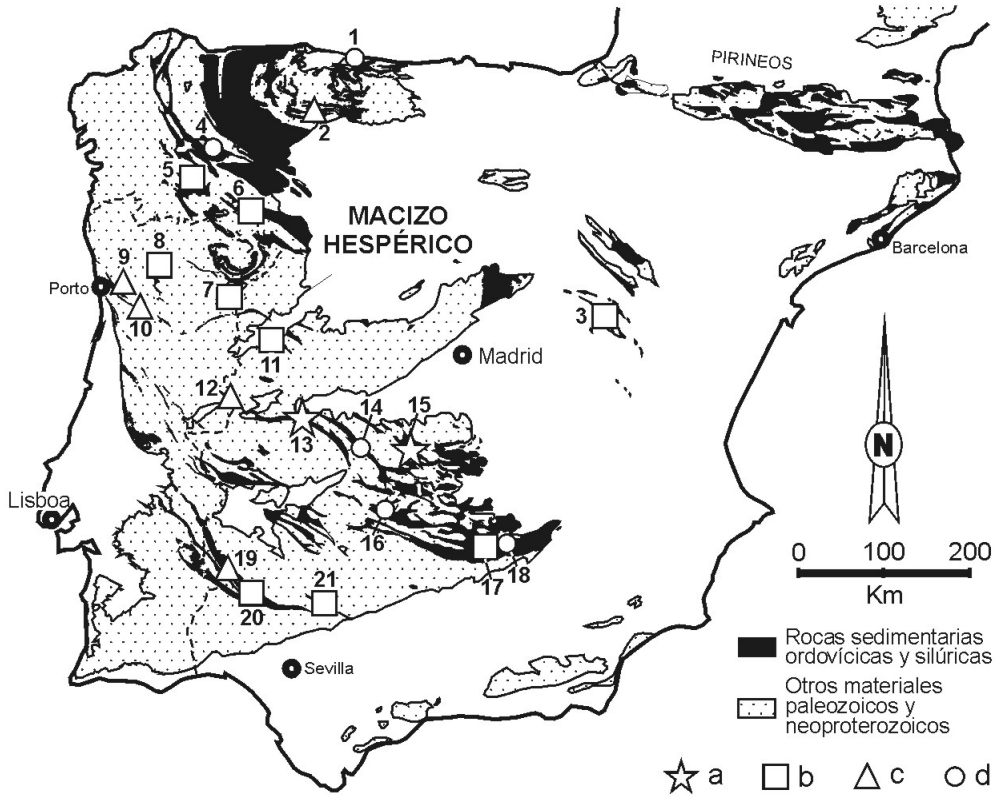


Figura 1. Distribución de los puntos más representativos del patrimonio ordovícico y silúrico del Macizo Hespérico, ubicados en espacios naturales (a, Parques Nacionales; b, Parques Naturales; c, otras áreas protegidas y Geoparques; d, geositios aislados). Los puntos 1, 3-6, 9-12, 14-16 y 19-21 destacan por su importante patrimonio paleontológico. **1**, Sierra del Sueve-Túnel Ordovícico (Asturias); **2**, comarca de los Cuatro Valles (León); **3**, Alto Tajo (Guadalajara); **4**, O Courel (Lugo)-Enciña da Lastra (Ourense)-Salas de la Ribera (León); **5**, O Invernadeiro (Ourense); **6**, Montesinho (Bragança); **7**, Douro Internacional (Bragança); **8**, Alvão (Vila Real); **9**, Parque Paleozoico de Valongo (Oporto); **10**, Geoparque Arouca (Aveiro); **11**, Las Batuecas-Sierra de Francia (Salamanca); **12**, Geoparque Naturtejo (Castelo Branco); **13**, Monfragüe (Cáceres); **14**, Sinclinal de Guadarranque (Cáceres); **15**, Cabañeros (Ciudad Real-Toledo); **16**, Región y Parque Minero de Almadén (Ciudad Real); **17**, Despeñaperros (Jaén); **18**, Aldeaquemada (Jaén); **19**, Barrancos (Beja); **20**, Sierra de Aracena (Huelva); **21**, Sierra Norte de Sevilla. Mapa adaptado de Gutiérrez-Marco *et al.* (2007).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2006-07628/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación, y a la Acción Estratégica 56/2006 de la Red de Parques Nacionales. Los autores portugueses colaboran con el proyecto PTDC/CTE-GEX/64966/2006 de la FCT.

Referencias

Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I, Sá, A.A., San José, M.A., Pieren Pidal, A.P., Sarmiento, G.N., Piçarra, J.M., Durán, J.J., Baeza, E. & Lorenzo, S. 2007. Public dissemination of knowledge regarding Ordovician geological and palaeontological heritage in protected natural areas of Iberia. *Acta Palaeontologica Sinica* **46(Suppl.)**, 163-169.

Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Liñán, E., Gozalo, R., Fernández Martínez, E., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Pieren Pidal, A. & Sarmiento, G.N. 2008. Las sucesiones estratigráficas del Paleozoico inferior y medio del Macizo Hespérico. In: *Contextos Geológicos españoles* (Ed. A. García-Cortés). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 31-43.

Cambios en la diversidad de los foraminíferos del tránsito Pliensbachiense-Toarciense en la sección de Almonacid de la Cuba (Zaragoza)

Herrero, C.

Departamento-U.E.I. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas-IGE, UCM-CSIC. c/ José Antonio Novais, 2. E-28040 Madrid. España. cherrero@geo.ucm.es

El Sector Central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica incluye algunos de los afloramientos mejor expuestos para el estudio del Jurásico inferior. En concreto, la sección de Almonacid de la Cuba presenta una sucesión potente y muy continua en el tránsito Pliensbachiense-Toarciense, en la que la coexistencia de faunas de ammonoideos del NO de Europa y del Tethys, el excelente registro magnetoestratigráfico, y la presencia de macro y microfaunas bentónicas y planctónicas ricas y diversificadas (Goy *et al.*, 2006), hacen que haya sido propuesta como sección complementaria de referencia de la sección de Peniche (Portugal), candidata a GSSP *(Global Boundary Stratoype Section and Point)* para la base del Toarciense (Elmi, 2006).

En este trabajo, los niveles margosos y margocalizos de la sucesión de carbonatos epicontinentales del Pliensbachiense superior y Toarciense inferior en Almonacid de la Cuba (Formación Barahona *p.p.* y Formación Turmiel *p.p.*) han sido muestreados para la extracción de foraminíferos, con objeto de realizar un estudio cuantitativo de abundancia y diversidad que ayude a precisar la paleoecología del grupo, y ponga de manifiesto los cambios paleoambientales que tuvieron lugar en el intervalo estratigráfico que va desde la Subzona Apyrenum (Zona Spinatum) del Pliensbachiense hasta la Subzona Elegantulum (Zona Serpentinum) del Toarciense.

Se han procesado un total de 19 muestras, de las que se han extraído más de 8.000 ejemplares que se han agrupado en 75 taxones, habiendo podido identificar distintos estadios ontogenéticos para la mayor parte de las especies. El número de ejemplares por muestra es superior a 300, excepto para la primera muestra (2CU.BH.6) en el que es inferior a 200, y el número de taxones por muestra es mayor de 20 excepto en dos niveles (2CU.BH.6 y 3CU.3.2). El estudio tafonómico ha permitido interpretar la existencia de transporte bioestratinómico bajo a moderado en las muestras procedentes de la Formación Barahona (2CU.BH.6, 2CU.BH.15 y 2CU.BH.25), y prácticamente ausencia de éste en las pertenecientes a la Formación Turmiel. Teniendo en cuenta el número de ejemplares y de taxones por muestra, los mecanismos de alteración tafonómica que les han afectado, y la estructura de las poblaciones, el análisis cuantitativo aplicado a las asociaciones se considera significativo para todos los niveles estudiados excepto para la muestra 2CU.BH.6.

El estudio cuantitativo, realizado con la ayuda del programa PAST (Hammer *et al.*, 2001), incluye el análisis de las abundancias de las diferentes categorías taxonómicas supragenéricas (subórdenes, superfamilias, familias y subfamilias), y el análisis de la diversidad aplicando medidas de riqueza (índices de Margalef y Menhinick), de dominancia (índice de Simpson), medidas paramétricas (índice alfa de Fisher) y medidas basadas en la teoría de la información (índices de Shannon-Wiener y equitabilidad de Pielou, y análisis SHE). Asimismo, se han calculado los índices de diversidad taxonómica y de diferenciación taxonómica *sensu* Warwick & Clarke (1995).

Las asociaciones de foraminíferos en el tránsito Pliensbachiense-Toarciense en la sección de Almonacid de la Cuba son ricas y diversas. En número de ejemplares están dominadas, en su mayor parte, por los representantes del género *Lenticulina* LAMARCK (suborden Lagenina, superfamilia Nodosarioidea, familia Vaginulinidae, subfamilia Lenticulininae), mientras que, en número de especies, el género mejor representado es *Nodosaria* LAMARCK (suborden Lagenina, superfamilia Nodosarioidea, familia Nodosariidae, subfamilia Nodosariinae).

El análisis de diversidad ha permitido discriminar cuatro episodios basados principalmente en las tendencias de los índices de diferenciación taxonómica, riqueza y equitabilidad, y del análisis SHE. Estos episodios son coherentes con los cambios en las abundancias relativas de las categorías supragenéricas y con la organización secuencial del registro sedimentario. Además, son independientes de las subdivisiones cronoestratigráficas proporcionadas por las asociaciones de ammonoideos, de los cambios litológicos, y de los límites establecidos para las unidades litoestratigráficas. Tres de estos episodios reflejarían las condiciones de inestabilidad y stress ambiental relacionados, por un lado con la subida del nivel del mar que tiene lugar en el Pliensbachiense terminal-Toarciense basal, y por otro con el evento de extinción del Toarciense inferior.

Agradecimientos
Este trabajo ha sido financiado por el Grupo de Investigación UCM nº 910431, el Proyecto de Investigación CGL2005-01765/BTE y por la Acción Especial UCM nº AE5/06-14394.

Referencias

Elmi, S. 2006. Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). In: *7th International Congress on the Jurassic System* (Eds. Dembicz, K., Praszkier, T. & Wierzbowski, A.). *Volumina Jurassica* **4**, 5-16.

Goy, A., Comas-Rengifo, M.J., Arias, C., Gómez, J.J., González, J.A., Herrero, C., Palencia, A., Perilli, N. & Rodrigo, A. 2006. The Pliensbachian-Toarcian boundary in the Almonacid de la Cuba section (Iberian Range, Spain). In: *7th International Congress on the Jurassic System* (Eds. Dembicz, K., Praszkier, T. & Wierzbowski, A.). *Volumina Jurassica* **4**, 164-166.

Hammer, Ø., Haper, D.A.T. & Ryan, P.D. 2001. Past: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologica Electronica* **4(1)**, art. 4, 9 pp., 178kb. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm

Warwick, R.M. & Clarke, K.R. 1995. New 'biodiversity' measures reveal a decrease in taxonomic distinctness with increasing stress. *Marine Ecology Progress Series* **129**, 301-305.

Un estudio de la variabilidad craneométrica en el género *Homo:* combinando la estadística multivariante y el muestreo aleatorio

Jiménez Arenas, J.M.[1] y Pérez-Claros, J.A.[2]

1: Departamento de Prehistoria y Arqueología. Universidad de Granada. Campus de Cartuja s/n. E-18071 Granada. España. jumajia@ugr.es

2: Departamento de Ecología y Geología. Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n. 29071 Málaga. España. johnny@uma.es

El número de especies que se podrían incluir en el género *Homo* ha originado un importante -y fructífero- debate paleoantropológico. Por ejemplo, es bien conocida la polémica sobre si los especimenes más antiguos recuperados en África constituyen un solo taxón, *Homo habilis* (Howell, 1978), o por el contrario presentan diferencias suficientes como para considerarlos dos especies, *H. habilis* y *H. rudolfensis* (Alexeev, 1986). Este modelo es extensible a la discusión sobre *H. erectus*. Así, los investigadores se reparten entre los defensores de una continuidad entre *H. ergaster*, considerado como el ancestro africano, y los distintos taxa que pueblan posteriormente África (*H. rhodesiensis*) y Eurasia (*H. erectus* y *H. heidelbergensis*) (Rightmire, 1991), frente a los defensores de que existen nítidas diferencias entre aquél y estos últimos (Groves y Mazek, 1975). Entre ambas polémicas se sitúan los homininos fósiles recuperados en Dmanisi (Georgia). Para los que proponen la continuidad en *H. erectus*, el estatus taxonómico de esta población es fundamental, pues representa cronológicamente el nexo entre el contingente africano y las poblaciones euroasiáticas posteriores. Pero el hallazgo de diversos elementos del esqueleto poscraneal ha puesto de manifiesto las afinidades de la población georgiana con *H. habilis s.l.* (Lordkipanidze *et al*., 2007).

El objetivo del presente trabajo es evaluar la probabilidad de que la variabilidad de distintos grupos de homininos caiga dentro del rango de variabilidad de tres especies de hominoideos actuales: 1) *H. sapiens*, la única especie viviente de *Homo*; 2) *Pan troglodytes,* nuestro pariente más cercano; y 3) *Gorilla gorilla,* una especie también próxima que presenta un acusado dimorfismo sexual. Para este análisis se han tomado sólo individuos adultos, en proporciones similares para cada sexo (*H. sapiens,* N = 161; *P. troglodytes,* N = 54; *G. gorilla,* N = 30). Por su parte, los homininos fósiles (N = 14) cubren buena parte de las especies extintas del género *Homo*.

Se realizó un análisis de componentes principales con seis variables craneométricas (ver Jiménez Arenas *et al.*, 2008, este volumen). El CP1, con factores de carga de signo opuesto para las variables, se puede interpretar como un vector de formas, mientras que el CP2, con cargas de igual signo y magnitud similar, se interpreta como un vector de tamaños. Para evaluar la variabilidad se ha escogido la desviación típica de las especies actuales y las distintas agrupaciones de homininos fósiles en ambos componentes. Las muestras aleatorias para evaluar la probabilidad de que los grupos de homininos fósiles entren dentro del rango de variabilidad de las especies actuales se generaron mediante *bootstrapping*, permitiendo simular 5000 muestras con reemplazamiento del mismo tamaño que las de los grupos de especimenes fósiles.

Los resultados obtenidos se resumen de la siguiente manera: Early *Homo* 1 (N = 4; KNM-ER 1470, KNM-ER 1813, OH 24 y D 2282) y Early *Homo* 2 (N = 6; KNM-ER 1470, KNM-ER 1813, OH 24, D 2282, Stw 53 y KNM-ER 3733) entran dentro del límite de confianza ($p < 0,05$) para la variabilidad máxima en ambos componentes principales para las tres especies actuales, excepto en el tamaño de los chimpancés. El grupo *MPHerect/Hneand* (N = 8; Sangiran 17, Kabwe, Petralona, SH 5, Petralona, Shanidar, La Chapelle-aux-Saints, La Ferrasie 1) es también coherente. Por el contrario, el grupo *Herect s.l.* (N = 8; D 2282, Stw

53, KNM-ER 3733, Sangiran 17, Kabwe, Petralona, SH 5 y Petralona) es rechazable conforme al rango de variabilidad de humanos y chimpancés.

A tenor de estos resultados, proponemos que:

1. Pese a la presencia de tres subespecies, *P. troglodytes* presenta el menor rango de variabilidad entre las especies analizadas de hominoideos.

2. El clado resultante de agrupar a los representantes más antiguos de *Homo* es compatible con la variabilidad de las especies de referencia modernas, por lo que *H. habilis*, *H. rudolfensis* y *H. georgicus* podrían constituir un único taxón.

3. Es más, si se incorporan los representantes de *H. ergaster*, los resultados no varían significativamente. Spoor *et al*. (2007) han recuperado restos de dos individuos, un cráneo incompleto de tamaño pequeño con rasgos "erectinos" y un paladar con características "habilinas". La cronología de ambos es ~1,4 Ma. Según la interpretación de dichos investigadores, la convivencia de ambos taxa sería posible al ocupar nichos ecológicos distintos. Ahora bien, a la luz de nuestros resultados también se puede contemplar la posibilidad de que *H. habilis s.l.* y *H. ergaster* constituyan un único taxón.

4. Cabe la posibilidad de que el dimorfismo sexual desplegado por los dos grupos Early *Homo* no sea superior al de *H. sapiens*.

5. La agrupación que presenta mayores problemas, al acomodarse sólo en la variabilidad de los gorilas, son los *H. erectus s.l.* Este hecho se podría relacionar con una discontinuidad en la que juega un papel fundamental un espécimen de Dmanisi (D 2282). Este fósil debería actuar como amalgama entre *H. ergaster* y el resto de taxa africanos y euroasiáticos; sin embargo, muestra mayores afinidades con *H. habilis*. La única posibilidad para considerar como un taxón a este grupo sería la de admitir que presenta un grado de variabilidad inédito salvo en gorilas.

6. La reducida variabilidad de los homininos del Pleistoceno medio y de los neandertales invitan también a pensar en su pertenencia a un único taxón.

Agradecimientos

J.M.J.A. participa en esta investigación gracias a un contrato posdoctoral del Plan Propio de la Universidad de Granada.

Referencias

Alexeev, V.P. 1986. *The Origin of the Human Race*. Progress Publishers, Moscow, 356 pp.

Groves C.P. & Mazek V. 1975. An approach to the taxonomy of the hominidae: gracile Villafranchian hominids of Africa. *Caspos Miner Geol* **20**, 225-247.

Howell, W.W. 1978. Hominidae. In: *Evolution of African mammals* (Eds. V.J. Maglio y H.B.S. Cooke). Harvard University Press, Cambrigde, 154-258.

Jiménez Arenas, J.M., Pérez-Claros, J.A. & Palmqvist, P. 2008. Análisis de la variabilidad craneométrica en Hominidae, con especial énfasis en los homininos extintos: tendencias generales In: *Libro de resúmenes. XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008* (Eds. J.I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela & J.C. García-Ramos). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 140-141.

Lordkipanidze, D., Jashashvili, T., Vekua, A., Ponce de León, M.S., Zollikofer, C.P.E., Rightmire, G.P., Pontzer, H., Ferring, R., Oms, O., Tappen M., Bukhsianidze, M., Agustí, J., Kahlke, R., Kiladze, G., Martínez-Navarro, B., Mouskhelishvili, A., Nioradze, M. & Rook, L. 2007. Postcranial evidence from early *Homo* from Dmanisi, Georgia. *Nature* **449**, 305-310.

Rightmire, G.P. 1991. *The Evolution of* Homo erectus*: Comparative Anatomical Studies of an Extinct Human Species*. Cambridge University Press, New York, 277 pp

Spoor, F., Leakey, M.G., Gathogo, P.N., Brown, F.H., Antón, S.C., McDougall, I., Kiarie, F., Manthi, K & Leakey, L.N. 2007. Implications of new early *Homo* fossils from Ileret, East of Lake Turkana, Kenya. *Nature* **448**, 688-691.

Análisis de la variabilidad craneométrica en Hominidae, con especial énfasis en los homininos extintos: tendencias generales

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

1: Departamento de Prehistoria y Arqueología. Universidad de Granada. Campus de Cartuja s/n. E-18071 Granada. España. jumajia@ugr.es

2: Departamento de Ecología y Geología. Universidad de Málaga. Campus de Teatinos s/n. E-29071 Málaga. España. johnny@uma.es, ppb@uma.es

La naturaleza de las diferencias entre los humanos modernos y sus parientes más próximos, los grandes simios y los homininos extintos, ha sido muy debatida a lo largo del tiempo. Así las cosas, David Pilbeam y Stephen Jay Gould sentenciaron hace más de treinta años que nuestra especie presenta ciertas peculiaridades anatómicas propias, mientras que los australopitecinos serían versiones a escala de un mismo modelo (Pilbeam & Gould 1974). Pero, ¿qué sucede cuando analizamos algunas tendencias generales de los grandes simios actuales, los australopitecinos, las especies extintas del género *Homo* y los humanos modernos? Pilbeam & Gould (1974) también abordaron, en cierta medida, esta problemática, concluyendo que los australopitecinos y el género *Homo* presentan tendencias diferentes. Aunque esta propuesta se ha aceptado de manera casi unánime, presenta el problema de dónde situar el límite entre ambos grupos (McHenry & Coffing, 2000; Wood & Collard, 1999). Por otra parte, la consideración de los australopitecinos como un clado homogéneo resulta más discutible. En cierto sentido, los postulados de Pilbeam y Gould se han visto avalados por trabajos posteriores (Corruccini & Ciochon, 1979), aunque otros autores han mostrado que existen diferencias alométricas entre formas gráciles y robustas (Wood & Stack, 1980).

El aumento exponencial durante las dos últimas décadas en el grado de conocimiento del registro fósil de los homininos ha contribuido a incrementar la variabilidad -morfológica, geográfica y temporal- del clado. Además, las nuevas propuestas provenientes de la paleoecología ayudan a ampliar el escenario evolutivo en el que encajar las evidencias fósiles. Por estos motivos parece conveniente plantear, a la luz del contexto en el que nos encontramos, tres cuestiones: (a) ¿existen diferencias entre los australopitecinos y el género *Homo* en el patrón general de su anatomía craneana?; (b) en el caso de que tales diferencias existan, ¿dónde residen?; y (c) ¿los especimenes de cada grupo se pueden considerar como versiones a escala de un mismo modelo? A partir de estas preguntas, discutiremos qué aspectos de la evolución humana se pueden clarificar usando nuestro enfoque.

A efectos de contar con el mayor número posible de homininos fósiles, se han usado sólo seis variables craneométricas básicas, la longitud, anchura y altura del neurocráneo, y la altura, anchura y longitud de la cara, pues permiten caracterizar las dimensiones de conjunto del cráneo.

A tenor de los resultados obtenidos sobre las proporciones generales del cráneo en los hominoideos vivientes y los homininos extintos, tras efectuar un análisis de componentes principales sobre las variables transformadas logarítmicamente (Fig. 1), podemos proponer que:

1. Este tipo de enfoques no es resolutivo con vistas a establecer las relaciones filogenéticas, pues gorilas y chimpancés se revelan como fenéticamente más cercanos entre sí que chimpancés y humanos, más emparentados por su similitud de secuencias nucleotídicas.

2. La variabilidad morfológica, importante desde el punto de vista de las relaciones filogenéticas, puede reflejar otros procesos biológicos igualmente interesantes para el conocimiento de la evolución de los homininos.

3. Los australopitecinos se pueden interpretar como versiones a escala de un mismo modelo, lo que también ocurre en los grandes simios y en los representantes extintos de *Homo*.

4. Nuestros resultados revelan un cambio importante a fines del Plioceno y principios del Pleistoceno, que se traduce en dos tendencias de dirección opuesta: el crecimiento del esplacnocráneo y el aumento en las dimensiones del neurocráneo. Dicha oposición morfológica se pudo originar en un cambio en el patrón de desarrollo.

5. Independientemente de sus causas, tal cambio se puede relacionar con variaciones en la fisiología, en la dieta, en la cultura y en las relaciones sociales.

6. Los humanos anatómicamente modernos no son versiones a escala del modelo que explica a los restantes taxones de *Homo,* pues su anatomía craneana se desvincula, al menos en parte, del tamaño.

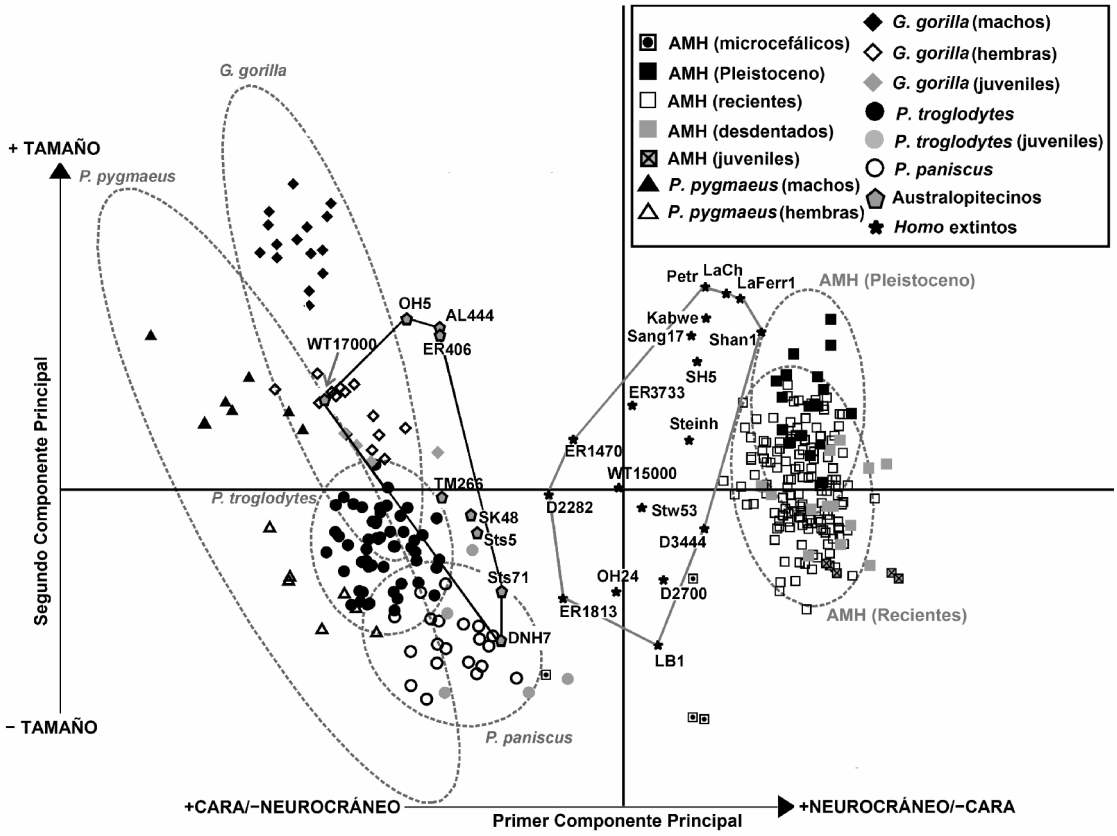


Figura 1. Gráfico bivariante que representa la proyección de los individuos analizados en el morfoespacio definido por los dos primeros componentes principales.

Agradecimientos

J.M.J.A. participa en esta investigación gracias a un contrato posdoctoral del Plan Propio de la Universidad de Granada.

Referencias

Corruccini, R.S. & Ciochon, R.L. 1979. Primate facial allometry and interpretations of australopithecine variation. *Nature* **281**, 62-64.

McHenry, H.M. & Coffing, K. 2000. *Australopithecus* to *Homo*: transformations in body and mind. *Annual Review of Anthropology* **29(1)**, 125-146.

Pilbeam, D. & Gould, S.J. 1974. Size and scaling in human evolution. *Science* **186**, 892-901.

Wood, B. & Collard, M. 1999. The human genus. *Science* **284**, 65-71.

Wood, B.A. & Stack, C.G. 1980. Does allometry explain the differences between 'gracile' and 'robust' australopithecines? *American Journal of Physical Anthropology* **52(1)**, 55-62.

Primeros datos sobre los microvertebrados (Amphibia, Squamata y Mammalia) del Pleistoceno Superior final-Holoceno de la Cueva de Valdavara-1 (Becerreá, Lugo)

López-García, J.M.[1], Blain, H.-A.[1], Cuenca-Bescós, G.[2], Vaquero, M.[1], Alonso, S.[1] y Alonso, C.[1]

1: Institut de Paleoecología Humana i Evolució Social, Universitat Rovira i Virgili. Plaça Imperial Tarraco, 1. E-43005 Tarragona. España. jlopez@prehistoria.urv.cat, hablain@prehistoria.urv.cat, manuel.vaquero@urv.cat, esafcus@gmail.com

2: Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, cuencag@unizar.es

La Cueva de Valdavara se encuentra situada en el Concello de Becerreá, en el extremo oriental de la provincia de Lugo. Se localiza en el margen derecho del río Narón, a unos 120 metros sobre el nivel del cauce actual. Dicha cavidad, abierta en calizas del Cámbrico Inferior-Medio (Calizas de Vegadeo), pertenece al dominio del Manto de Mondoñedo, una de las unidades en las que se subdivide la zona Astur occidental-leonesa, que a su vez forma parte del Macizo Ibérico. La primera campaña de excavación en dicha cavidad, realizada durante el verano de 2007, permitió diferenciar dos conjuntos sedimentarios: uno superior, de unos 30 cm de potencia, formado por limos de color marrón oscuro y un conjunto inferior, que se extendería hasta la base del corte, constituido por limos de color anaranjado. El conjunto superior se dividió en dos niveles (nivel 2 y 3) de los cuales se recuperaron una serie de elementos cerámicos que permiten adscribir este conjunto al periodo Calcolítico. Cabe destacar también de este conjunto la recuperación de una serie de restos humanos que apuntan a un uso funerario de la cavidad. Por debajo de la secuencia Holocena se identificó el conjunto inferior (nivel 4) separado del nivel 3 por una discontinuidad erosiva. A falta de elementos diagnósticos desde el punto de vista cronocultural, y a la espera de dataciones radiométricas, este conjunto se supone perteneciente al Paleolítico Superior (Pleistoceno Superior) (Fábregas Valcarce *et al.,* en prensa).

En esta comunicación presentamos los datos preliminares del estudio de los microvertebrados de los niveles 4 (conjunto inferior) y 2 (conjunto superior). En el conjunto de la asociación de ambos niveles destaca la amplia diversidad de especies (31 taxones identificados) tanto de micromamíferos (cinco insectívoros: *Sorex minutus*, *Sorex* sp., *Crocidura russula*, *Talpa* sp. *Erinaceus europaeus*; un quiróptero: *Myotis nattereri*; y trece roedores: *Arvicola sapidus*, *Arvicola terrestris*, *Terricola lusitanicus*, *Chionomys nivalis*, *Clethrionomys glareolus*, *Iberomys cabrerae*, *Microtus arvalis*, *Microtus agrestis*, *Microtus oeconomus*, *Apodemus sylvaticus*, *Micromys minutus*, *Glis glis*, *Eliomys quercinus*), como de herpetofauna (dos urodelos: *Salamandra salamandra*, *Triturus* s.l.; tres anuros: *Alytes* sp., *Bufo bufo*, *Rana iberica*; y siete escamosos: *Chalcides* sp., *Timon lepidus*, Lacertidae indet., *Anguis fragilis*, *Coronella austriaca*, *Natrix maura*, *Vipera* sp.).

Son destacables las diferencias entre la asociación del nivel 4 con el nivel 2. La abundancia de *Chionomys nivalis* (topillo nival), junto a la presencia de *Microtus oeconomus* (topillo nórdico) y *Sorex minutus* (musaraña enana) en el nivel 4 nos muestra una asociación de pequeños mamíferos coherente con la segunda parte del Pleistoceno superior del norte peninsular, que encontramos en otros yacimientos como las Caldas (Laplana *et al.*, 2006), El Juyo (Pokines, 1998) o El Mirón (Cuenca-Bescós *et al.*, en prensa). Por otro lado, la presencia de *Clethrionomys glareolus* (topillo rojo) y *Crocidura russula* (musaraña común) tan sólo en el nivel 2 es coherente con otras asociaciones de micromamíferos Holocenas - Calcolíticas del Norte Peninsular, como las de El Mirón (Cuenca-Bescós *et al.,* en prensa) o Amalda (Pemán, 1990).

En general, en ambos niveles la asociación de pequeños vertebrados denota un ambiente húmedo con la presencia de *M. oeconomus*, *S. minutus* y los urodelos. Además, de un paisaje alternante entre praderas húmedas y bosques de tipo atlántico. Por otra parte, en el nivel 2 las especies relacionadas con espacios forestales, como *Apodemus sylvaticus* (ratón de bosque), *Glis glis* (lirón gris) y en menor medida *Anguis fragilis* (lución), se encuentran mejor representadas que en el nivel 4.

La presencia de las especies *Arvicola sapidus* (rata de agua), *A. terrestris* (rata topera), *Natrix maura* (culebra viperina) y *Rana iberica* (rana patilarga) indicaría en ambos niveles la existencia de cursos de agua estables próximos a la cavidad, con riberas de suelos sueltos favorables para especies cavadoras como *Alytes* sp. (sapo partero), *A. fragilis, Chalcides* sp. (eslizón) y *Talpa* sp. (topo).

Desde un punto de vista climático la presencia en el nivel 4 de varias especies relacionadas con un clima atlántico, como *M. oeconomus*, *S. minutus* y *C. nivalis*, sugiere un clima más fresco que el nivel 2, donde aparece *C. russula*, y *Chalcides* sp. actualmente especies de clima más mediterráneo. Este hecho concordaría con la presencia en el nivel 4 de *Myotis nattereri* (murciélago de bosque) especie altamente ligada a medios forestales, la cual habría utilizado la cueva como refugio durante una fase fría, como se ha observado en el caso de otros murciélagos con características ecológicas similares (Sevilla, 1988).

Agradecimientos

Las intervenciones en la Cueva de Valdavara forman parte del proyecto de investigación "Ocupaciones humanas durante el Pleistoceno de la cuenca del Miño" (HUM2007-63662). Los trabajos de excavación se realizan gracias al apoyo económico del Concello de Becerreá. Este artículo forma parte de los proyectos PO BOS 2003-8938 y DGI CGL 2006-13532-C03-01-02. Agradecemos a los miembros del equipo de excavación de la Cueva de Valdavara por su esfuerzo en la obtención y recuperación de los restos de microvertebrados. Juan Manuel López García es beneficiario de una beca predoctoral (FIC) de la Generalitat de Catalunya, ayuda financiada por el Fondo Social Europeo. Agradecemos también a Alberto López, propietario de los terrenos en los que se ubica el yacimiento, su autorización para llevar a cabo la intervención.

Referencias

Cuenca-Bescós, G., García Pimienta, J.C., Straus, L.G. & Gónzalez Morales, M. en prensa. Were the Southern European Peninsulas Pleistocene refugia, or traps? The extinction of *Pliomys lenki* (Rodentia, Mammalia). *Journal of Archaeological Science.*

Fabregas Valcarce, R., Alonso Fernández, S., Lazuén Fernández, T., de Lombera Hermida, A., Pérez Alberti, A., Rodríguez Álvarez, X.P., Rodriguez Rellán, C., Terradillos Bernal, M., Serena González, M.R. & Vaquero Rodríguez, M. en prensa. Aportacións ó estudo da prehistoria da cunca media do Miño. Os asentamentos en cova e ó aire libre. *Gallaecia* **27**.

Laplana, C., Sevilla, P., López Martínez, N. & Corchón, M.S. 2006. Primeros datos sobre los micromamíferos (Roedores, Insectivoros, Quirópteros y Lagomorfos) del Solutrense (Pleistoceno Superior final) de la Cueva de Las Caldas (Oviedo, Asturias). In: *Libro de Resúmenes de las XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Ed. E. Fernández-Martínez). Universidad de León, León, 137-139.

Pemán, 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. Marezkurrena). Eusko Ikaskuntza (Colección Barandiarán, 4), San Sebastián, 225-238.

Pokines, J. 1998. *The Paleoecology of Lower Magdalenian Cantabrian Spain*. John and Erica Hedges (British Archaeological Reports, International Series, S-713), Oxford, 189 pp.

Sevilla, P. 1988. Estudio paleontológico de los Quirópteros del Cuaternario español. *Paleontología y Evolució* **22**, 113-233.

Respuesta del nanoplancton calcáreo a las variaciones de la nutri-termoclina en el océano Atlántico occidental durante el último ciclo climático

López-Otálvaro, G.-E., Flores, J.A. y Sierro, F.J.

Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. E-37008 Salamanca. España. gatsbyemperatriz@usal.es

El nanoplancton calcáreo corresponde a un grupo abundante del fitoplancton que vive a lo largo de la zona fótica de los océanos desde aguas subpolares a tropicales. Su distribución temporal y espacial se ha vinculado a diferentes factores ambientales en el océano, como son la temperatura y el régimen trófico (Brand, 1994; Young, 1994). De esta manera, los cambios en la asociación del nanoplancton calcáreo indican la evolución de las masas de agua superficial y con ello la productividad.

Los datos presentados en este trabajo hacen referencia al estudio del nanoplancton calcáreo en el testigo MD03-2616 extraído de la cuenca de la Guayana en el océano Atlántico occidental, durante la campaña oceanográfica PICASSO (Paleoclimatologie, Isotopes, Chimie, Atlantique, Séries Sédimentaires Océaniques). La observación al microscopio óptico de estos organismos permitió la identificación y el recuento de más de 500 individuos por muestra para los últimos 155 Ka a alta resolución (a intervalos de aproximadamente 100 y 700 años).

Las estimación de la paleoproductividad superficial están basadas en el cálculo del índice N (modificado de Flores *et al.*, 2000; López-Otálvaro *et al.*, en prensa) el cual establece la relación entre los habitantes de la zona fótica superior (taxones pertenecientes a la Familia Noelaerhabdaceae) y los habitantes de la zona fótica inferior (*Florisphaera profunda*). *F. profunda* habita la zona fótica inferior y prefiere aguas muy frías, ricas en nutrientes y con bajos niveles de luz solar, y por ello ha sido un taxón ampliamente utilizado como un indicador del desplazamiento vertical de la nutri-termoclina. Un incremento en la abundancia relativa de *F. profunda* revela la reducción en la productividad superficial debido a la profundización de la nutri-termoclina (lo cual se indica a través de valores del índice N cercanos a 0); y una reducción en su abundancia relativa indica el incremento en la producción superficial y la somerización de la nutri-termoclina (valores del índice N cercanos a 0). Adicionalmente, estas variaciones en el índice N han sido correlacionadas con los cambios en el flujo de cocolitos al fondo del océano (NAR, *"Nannofossil Acummulation Rate"*, Flores & Sierro, 1997) y los cambios de insolación del Hemisferio Norte (65^{o}N). Los mayores valores de la NAR correlacionan con los mayores valores del índice de paleoproductividad durante los períodos de máxima insolación en el Hemisferio Norte. Durante los períodos de máxima insolación de verano a 65^{o}N, la intensidad de los vientos Alisios del Sureste empujan la Zona de Convergencia Intertropical hacia su posición más norte. Este escenario atmosférico permitió el desarrollo de la célula de surgencia costera en la cuenca de la Guayana dando lugar a la somerización de la nutri-termoclina y a una altísima productividad durante los períodos de mayor insolación de verano en el Hemisferio Norte a lo largo del último ciclo climático.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al comité encargado de la organización de las XXIV JORNADAS de la Sociedad Española de Paleontología, por la beca de asistencia a las jornadas otorgada a G.-E. López-Otálvaro, así como al Programa IMAGES por la realización de la campaña PICASSO y por suministrarnos las muestras. Esta investigación ha sido subvencionada por el Ministerio de Educación y Ciencia de España, a través de una beca doctoral FPI concedida a G.-E.

López-Otálvaro con referencia BES-2003-0010. Igualmente agradecemos la financiación obtenida por los proyectos BTE2002-04670, CGL 2005-00642/BTE, CGL2006-10593/BTE, CGL2008-05560 del Ministerio de Educación y Ciencia, así como al Programa Consolider Ingenio "GRACCIE" (CSD2007-00067). También agradecemos a Junta de Castilla y León por el proyecto concedido al Grupo de Geociencias Oceánicas (Grupo de Excelencia GR34).

Referencias

Brand, L.E. 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. In: *Coccolithophores* (Eds. A. Winter & W.G Siesser). Cambridge University Press, Cambridge, 39-49.

Flores, J.A. & Sierro, F.J. 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology* **43**, 321-324.

Flores, J.A., Bárcena, M.A. & Sierro, F.J. 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **161**, 459-478.

López-Otálvaro, G.-E., Flores, J.A., Sierro, F.J., Cacho, I., Grimalt, J.O., Michel, E., Cortijo, E. & Labeyrie, L. en prensa. Late Pleistocene paleoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton. *e-Earth.*

Young, J.R. 1994. Functions of coccoliths. In: *Coccolithophores* (Eds. A. Winter & W.G Siesser). Cambridge University Press, Cambridge, 63-82.

Relación del carbonato aportado por el nanoplancton calcáreo y la productividad en el océano Pacífico oriental tropical durante los últimos 925 Ka

López-Otálvaro, G.-E[1]., Flores, J.A.[1], Sierro, F.J.[1] y Mix, A.[2]

1: Deparmento de Geología. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. E-37008 Salamanca. España. gatsbyemperatriz@usal.es

2: College of Oceanic and Atmospheric Sciences. Oregon State University. 104 COAS Adiministration Building. Corvallis OR 97331. USA.

El nanoplancton calcáreo es un grupo de microalgas planctónicas y calcificadas, identificadas como uno de los más importantes productores primarios en el océano. Tradicionalmente han sido considerados como estrategas-K; su importancia relativa respecto a otros grupos se da al final de la sucesión ecológica. No obstante, algunos grupos (placolitos) de estos organismos son componentes principales de las asociaciones eutróficas (Young, 1994). Su registro estratigráfico data del Triásico (Bown *et al.*, 2004) pero su importante contribución a la concentración de carbonato cálcico en el océano se ha reconocido desde el Jurásico (Morse & Mackenzie, 1990). Desde entonces, han desempeñado un papel importante en los ciclos biogeoquímicos del océano como la bomba del carbono, en la regulación de los niveles de CO_2 en la atmósfera y en la constitución química del océano (Milliman, 1993; Rost & Riebesell, 2004).

Las secuencias sedimentarias de los testigos ODP ("*Ocean Drilling Program*") 1241 y 1242, localizados en la Cuenca de Panamá, océano Pacífico oriental tropical, han sido utilizados para estudiar los cambios de la asociación del nanoplancton calcáreo durante los últimos 925 Ka y la contribución del carbonato cálcico de los cocolitos a la sedimentación, con el fin de realizar una reconstrucción paleoceanográfica y de paleoproductividad. La naturaleza de los testigos está condicionada por las aguas cálidas que arrastra la Contracorriente Norecuatorial desde el Pacífico occidental hacia el Pacífico oriental, y por las fluctuaciones de la posición de la Zona de Convergencia Intertropical.

El análisis de la conservación del carbonato de los cocolitos permitió concluir que ésta varía entre buena y moderada; de esta manera, podemos inferir que las variaciones en la asociación del nanoplancton calcáreo obedecen a una señal paleoambiental. El análisis de paleoproductividad fue realizado a través de la variación en la abundancia relativa del taxón *Florisphaera profunda*, que suele vivir en la zona fótica inferior, donde los niveles de luz son bajos y el contenido de nutrientes es alto, permitiendo con ello inferir las variaciones verticales de la nutri-termoclina (Molfino & McIntyre, 1990a, 1990b).

La variación de la nutri-termoclina se expresó a través del índice N (modificado de Flores *et al.*, 2000; López-Otálvaro *et al.*, en prensa), que manifiesta la relación entre los Noelaerhabdaceae (que viven en la zona fótica superior) y *Florisphaera profunda* (taxón que vive en la zona fótica inferior). Un índice N alto (cercano a 1) está asociado a una baja proporción de *F. profunda* y una posición alta de la nutri-termoclina. Un índice N bajo (cercano a 0), indica un aumento en la proporción de *F. profunda* debido a la profundización de la nutri-termoclina. El índice N fue comparado con el flujo de carbonato aportado por los cocolitos; ambos mostraron una variación o variabilidad muy parecida, revelando así que el flujo del carbonato aportado por los cocolitos también puede ser utilizado como un indicador de la paleoproductividad. De acuerdo a estos dos indicadores, los altos valores de paleoproductividad se registran durante los estadios glaciales y los bajos durante los interglaciales, siguiendo el patrón tradicional de la variabilidad del carbonato en el Océano Pacífico durante el Pleistoceno (Arrhenius, 1952; Archer, 1991a, 1991b; entre otros). Esta variabilidad de la paleoproductividad en el océano Pacífico oriental tropical refleja la

intensificación a la intensificación de la Contracorriente Norecuatorial durante los períodos interglaciales la cual acumula una gran masa de agua caliente en la cuenca profundizando la nutri-termoclina. El debilitamiento de esta corriente durante los períodos glaciales permitió que la nutri-termoclina fuera más somera.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al comité encargado de la organización de las XXIV JORNADAS de la Sociedad Española de Paleontología, por la beca de asistencia a las jornadas otorgada a G.-E. López-Otálvaro, así como al Programa IODP por la realización de la campaña 202 y por suministrarnos las muestras. Esta investigación ha sido subvencionada por el Ministerio de Educación y Ciencia de España, a través de una beca doctoral FPI concedida a G.-E. López-Otálvaro con referencia BES-2003-0010. Igualmente agradecemos la financiación obtenida por los proyectos BTE2002-04670, CGL 2005-00642/BTE, CGL2006-10593/BTE, CGL2008-05560 del Ministerio de Educación y Ciencia, así como al Programa Consolider Ingenio "GRACCIE" (CSD2007-00067). También agradecemos a Junta de Castilla y León por el proyecto concedido al Grupo de Geociencias Oceánicas (Grupo de Excelencia GR34).

Referencias

Archer, D.E. 1991a. Equatorial Pacific calcite preservation cycles: production or dissolution?. *Paleoceanography* **6,** 561-571.

Archer, D.E. 1991b. Modelling the calcite lysocline. *Journal of Gephysical Research* **96**, 17037-17050.

Arrhenius, G. 1952. Properties of the sediment and their distribution: sediment cores from the East Pacific. *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947-1948*, **5**, 12-23.

Bown, P.R., Lees, J.A. & Young, J.R. 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. In: *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact* (Eds. H.R. Thierstein & J.R. Young). Springer-Verlag, Berlin, 481-508.

Flores, J.A., Bárcena, M.A. & Sierro, F.J. 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **161**, 459-478.

López-Otálvaro, G.-E., Flores, J.A., Sierro, F.J. & Cacho, I. en prensa. Variations in coccolithophorid production inthe Eastern Equatorial Pacific at ODP Site 1240 over the last seven glacial-interglacial cycles. *Marine Micropaleontology* doi: 10.1016/j.marmicro.2007.11.009.

Milliman, J.D. 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of an unsteady state. *Global Biogeochemical Cycles* **7**, 927–957.

Molfino, B. & McIntyre, A. 1990a. Nutricline variation in the equatorial Atlantic coincident with the Younger Dryas. *Paleoceanography* **5**, 997-1008.

Molfino, B. & McIntyre, A. 1990b. Precessional forcing of nutricline dynamics in the equatorial Atlantic. *Science* **249**, 766-769.

Morse, J.W. & Mackenzie, F.T. 1990. Geochemisty of sedimentary carbonates. Elsevier, Amsterdam, 696 pp.

Rost, B. & Riebesell, U. 2004. Coccolithophore calcification and the biological pump: response to environmental changes. In: *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact* (Eds. H.R. Thierstein & J.R. Young). Springer-Verlag, Berlin, 99-126.

Young, J.R. 1994. Functions of coccoliths. In: *Coccolithophores* (Eds. A. Winter & W.G Siesser). Cambridge University Press, Cambridge, 63-82.

Un nuevo ejemplar de Allosauroidea (Dinosauria: Tetanurae) del Jurásico Superior de Valmitão (Lourinhã, Portugal)

Malafaia, E.[1,2], Ortega, F.[2,3], Silva, B.[2], Escaso, F.[2,4] y Dantas, P.[1,2]

1: Museu Nacional de História Natural (Universidade de Lisboa). Rua da Escola Politécnica, 58. P-1250-102 Lisboa; y Laboratório de História Natural da Batalha. Apartado 116. P-2441-901 Batalha. Portugal. emalafaia@gmail.com

2: ALT-Sociedade de História Natural, Torres Vedras. Apartado 25. P-2564-909 Torres Vedras. Portugal.

3: Grupo de Biología, Departamento de Física Matemática y de Fluidos. Facultad de Ciencias. UNED. c/ Senda del Rey, 9. E-28040 Madrid. España.

4: Unidad de Paleontología, Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. E-28049 Madrid; y Museo de las Ciencias de Castilla-La Mancha. Plaza de la Merced, 1. E-16001 Cuenca. España.

El registro de tetanuros alosauroideos del Jurásico Superior portugués está constituido por un conjunto cada vez más diverso de restos craneales y post-craneales atribuidos a los géneros *Lourinhanosaurus* y *Allosaurus*. A este registro se incorpora la cita de un individuo juvenil, extraído del Jurásico Superior de Valmitão, Lourinhã - Portugal (Fig. 1B-C) que, de forma preliminar, se considera un Allosauroidea indet. El ejemplar está constituido por restos de un único esqueleto que contiene elementos axiales (vértebras cervicales, dorsales, sacras y caudales, fragmentos de costillas y gastrales), de la cintura pélvica (un ilion, fragmentos de los dos isquion y de los pubis) y dientes (Fig. 1A).

Hasta donde puede comprobarse, el ejemplar de Valmitão comparte las siguientes sinapomorfias de los Tetanurae Allosauroidea: centros vertebrales cervicales medios con una longitud menor del doble pero mayor de la mitad de la anchura de la superficie articular anterior (*sensu* Holtz *et al*. 2004), extremo anterior del pedúnculo púbico del ilion sin sobrepasar el borde anterior del proceso preacetabular, longitud axial del pie púbico mayor del 50% de la longitud de la diáfisis del pubis y presencia de una expansión distal redondeada en el isquion (*sensu* Brusatte & Sereno 2008). Por otra parte, el ejemplar no comparte algunos de los caracteres presentes en el resto de los Allosauroidea descritos en el Jurásico portugués. Respecto a *Lourinhanosaurus*, el ejemplar de Valmitão presenta los centros de las vértebras cervicales más altos que largos y el foramen obturador del pubis ventralmente abierto. Respecto a los ejemplares de *Allosaurus* descritos en el yacimiento Andrés, el ejemplar difiere en la morfología de los tres elementos de la cintura pélvica: el ilion es posteriormente más agudo (condición compartida con *Torvosaurus* y *Lourinhanosaurus*) y proporcionalmente más alto, la extremidad ventral del proceso obturador del isquion se continúa en la lámina medial hasta casi las tres cuartas parte de la longitud total de la diáfisis (compartido con *Ceratosaurus* y *Torvosaurus*) y la extremidad distal de la diáfisis del isquion tiene forma arqueada en vista ventral. El pubis presenta una proyección incompleta por debajo del proceso obturador, ausente en *Allosaurus*, pero que podría corresponder a la lámina que cierra el foramen obturador en *Lourinhanosaurus* y *Sinraptor*. Respecto a *Torvosaurus*, no es posible establecer comparaciones directas con material portugués, pero el ejemplar presenta marcadas diferencias en la serie axial y en los elementos de la cintura pélvica que permiten diferenciarlo de los representantes norteamericanos del género.

El ejemplar de Valmitão se interpreta como un individuo subadulto atendiendo a que presenta los arcos neurales sin fusionar a los centros vertebrales. La ausencia de cicatrices para el ligamiento con el sacro, visibles en la superficie medial del ilion y la proporción del pie púbico en relación a la longitud total del pubis son otros caracteres que apoyan el estado juvenil del ejemplar. A la vista de esto, queda por determinar si las diferencias detectadas en el terópodo de Valmitão son debidas a la pertenencia del ejemplar a un nuevo taxón, o, más probablemente, indican que se trata de un ejemplar inmaduro de los taxones previamente descritos. Hasta el momento, el registro portugués de alosauroideos está fundamentalmente

compuesto por ejemplares adultos. Sin embargo, se conocen ejemplares de muy pequeño tamaño tanto en la Mina de Guimarota (asignados a *Allosaurus*) (Rauhut & Fechner 2005), como en Peralta-Lourinhã (asignados al terópodo *Lourinhanosaurus*) (Mateus *et al*. 1997). El ejemplar de Valmitão se encuentra en un estado de desarrollo más avanzado que éstos y presenta caracteres compartidos y diferencias con los ejemplares adultos tanto de *Allosaurus* como de *Lourinhanosaurus*. Se considera, por lo tanto, que el análisis de este nuevo ejemplar puede aportar valiosa información para la interpretación de la variabilidad asociada a la ontogenia en estos dos taxones.

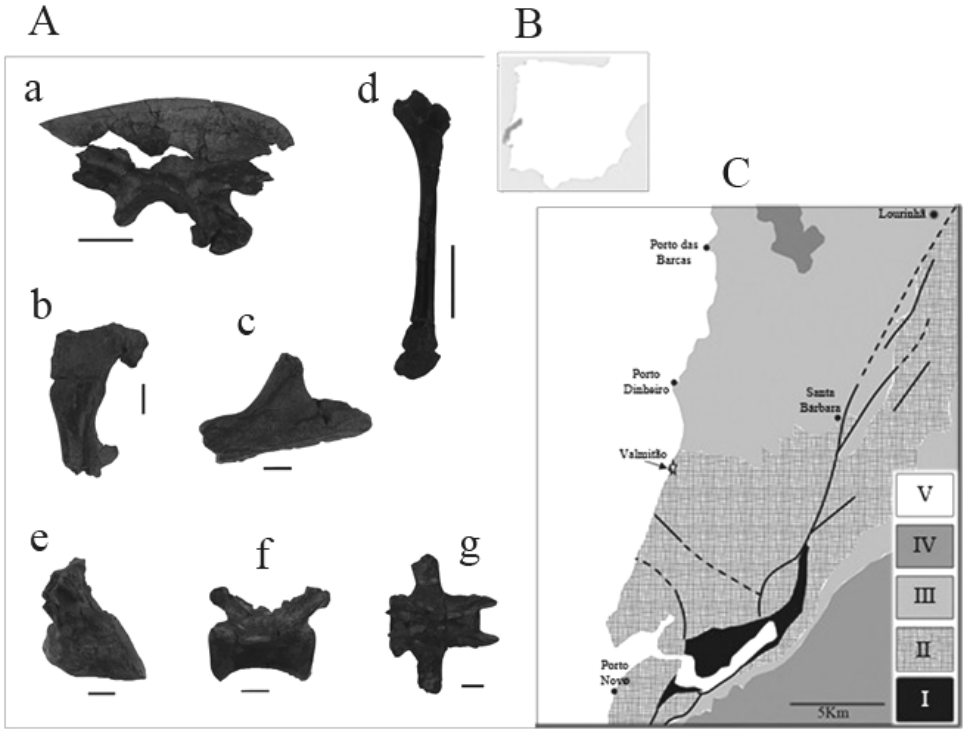


Fig. 1. **A**, Elementos seleccionados del ejemplar de Valmitão. a, ilion derecho en vista lateral. b, extremidad proximal del pubis izquierdo en vista lateral. c, extremidad distal del par púbico en vista lateral. d, isquion izquierdo en vista medial. e, vértebra cervical en vista lateral izquierda. f, vértebra caudal media en vista lateral izquierda. g, vértebra caudal media en vista dorsal. Escala: 10cm (a, d), 4cm (b, c), 2cm (e-g). **B**, Localización geográfica del yacimiento de Valmitão (Concelho de Lourinhã, Portugal) en la Orla Mesocenozoica portuguesa. El área tramada corresponde a la Cuenca Lusitánica. **C**, Mapa geológico simplificado del área de Lourinhã que muestra la ubicación de la localidad de Valmitão. Leyenda: I, Jurásico Inferior (Formación Dagorda). II, Kimmeridgiense inferior-Kimmeridgiense superior (Formación Abadia). III, Kimmeridgiense superior (Formación Praia da Amoreira-Porto Novo). IV, Titónico (Formación Bombarral). V, aluviones.

Agradecimientos

Los autores agradecen su participación en distintas fases del trabajo a Paulo Ferreira, José Joaquim, Fernando Barriga y a Câmara Municipal de Torres Vedras.

Referencias

Brusatte, S.L. & Sereno, P.C. 2008. Phylogeny of Allosauroidea (Dinosauria: Theropoda): comparative analysis and resolution. *Journal of Systematic Palaeontology* **6(2)**, 155-182.

Holtz T.R., Molnar R.E. & Currie P.J. 2004. Basal Tetanurae. In: *The Dinosauria II* (Eds. D.B. Weishampel, P. Dodson & H. Osmólska). University of California Press, Berkeley, 71-110.

Mateus, I., Mateus, H., Antunes, M.T., Mateus, O., Taquet, P., Ribeiro, V. & Manuppella, G. 1997. Couvée, œufs et embryons d'un dinosaure théropode du Jurassique Supérieur de Lourinhã (Portugal). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes* **325**, 71-78.

Rauhut, O.W.M. & Fechner, R 2005. Early development of the facial region in a non-avian theropod dinosaur. *Proceedings of the Royal Society, Biological Sciences* **272**, 1179-1183.

Ostrácodos del Mioceno inferior-medio de las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la Cuenca del Ebro)

Martín-Rubio, M.[1], Pascual, A.[1], Rodríguez-Lázaro, J.[1], Larrasoaña, J.C.[2], Garcés, M.[3] y Murelaga, X.[1]

1: Universidad del País Vasco UPV/EHU. Facultad de Ciencia y Tecnología. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. maite.martin@ehu.es, ana.pascual@ehu.es, julio.rodriguez@ehu.es, xabier.murelaga@ehu.es

2: Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC). c/ Lluís Solé i Sabarís s/n. E-08028 Barcelona. España. jclarra@ija.csic.es

3: Group of Geodynamics and Basin Analysis. Universitat de Barcelona. Facultat de Geologia. Campus de Pedralbes. E-08028 Barcelona. España. mgarces@ub.edu

Las Bardenas Reales de Navarra se asientan sobre los materiales continentales miocenos que incluyen los materiales del techo de la Formación Lerín y toda la Formación Tudela. Esta última formación se apoya concordante sobre los yesos de la Formación Lerín, y sus tramos superiores constituyen los materiales más recientes conservados en el sector navarro de la cuenca terciaria del Ebro. La Formación Tudela está constituida por materiales fluviales y lacustres que registran los últimos estadios de la evolución sedimentaria de la Cuenca del Ebro en su sector occidental. Asimismo, esta formación contiene numerosos yacimientos de vertebrados fósiles (Murelaga, 2000), que incluyen una variada fauna de micro- y macro-mamíferos (Murelaga *et al*., 2004a, 2004b), reptiles y anfibios (Murelaga *et al*., 2002) y aves (Murelaga, 2000). El contenido en mamíferos permite asignar dichas faunas a las biozonas locales Z, A, C y D (biozonas MN2-5), y establecer una edad Rambliense-Aragoniense (Mioceno inferior-medio, Daams et al., 1987) para la Formación Tudela (Murelaga et al., 2004a; Murelaga et al., en preparación). El estudio magnetoestratigráfico de la Formación Tudela ha permitido establecer con precisión la edad de su base (ca. 20.7 Ma, base del cron C6An.2n) y de su parte más alta aflorante (ca. 15.5 Ma, cron C5Br) (Larrasoaña *et al*., 2006).

Se ha realizado un muestreo preliminar para la obtención de ostrácodos, habiéndose recogido un total de 26 muestras distribuidos en los 650 metros de potencia que conforman la Formación Tudela en las Bardenas Reales de Navarra. En cada punto de muestreo se han recogido unos 500 g de sedimento que posteriormente ha sido lavado y tamizado recogiéndose la fracción mayor de 63 μm de luz de malla. De las 26 muestras obtenidas, 10 no han suministrado ningún resto de ostrácodos. En los demás niveles se han separado más de un millar de valvas.

Se han determinado 14 especies pertenecientes a 7 géneros, siendo mayoritarios los géneros *Paralimnocythere*, *Pseudocandona*, e *Ilyocypris*.

En la serie estudiada se observan diferentes asociaciones que se van alternando a lo largo de la misma. En la base (Cuesta Agujeros 1a y 1b) (Biozona Z) encontramos una asociación dominada por las especies *Pseudocandona parallela* y *Paralimnocythere* sp. A continuación se observa un cambio en la asociación (Cabezo Carbonera) (Biozona Z) caracterizado por la aparición de la especie *Ilyocypris gibba* que pasa a ser especie dominante, junto a *Paralimnocythere* sp. Ascendiendo en la serie se observa nuevamente un cambio en la asociación (Cabezo de la Junta, Cuesta Agujeros 4, 7 y Barranco de Tudela 102) (Biozonas Z y A), desapareciendo *Ilyocypris gibba* y pasando *Pseudocandona parallela* a ser de nuevo la especie dominante. Hacia techo (Barranco de Tudela 119, Barranco del Fraile y Valdesabina) (Biozona A) nuevamente se registra una asociación dominada por *Ilyocypris gibba.* Por último, en las muestras más modernas (Sancho Abarca) (Biozonas C y D) se detecta un nuevo cambio en la asociación, desaparece *Ilyocypris gibba* y las especies dominantes son *Pseudocandona parallela, Pseudocandona* sp. y *Paralimnocythere* sp.

Estas asociaciones de ostrácodos indican un ambiente lacustre con cuerpos de agua estables y de poca profundidad (uno a cuatro metros). La salinidad de las aguas es de tipo oligohalina, alcalina bicarbonatada (Meisch, 2000).

La alternancia de asociaciones observada podría ser reflejo de cambios en las condiciones ambientales de la zona, como variaciones en la temperatura y/o humedad.

La mayor parte de las especies de ostrácodos que aparecen en esta sección viven en la actualidad por lo que el estudio detallado de su distribución permitirá obtener datos paleoecológicos y precisar las características de los ambientes en que se depositaron los sedimentos que los contienen.

Agradecimientos

Agradecemos la ayuda de Alejandro Urmeneta, Rubén Arcos (Comunidad de las Bardenas) y Eliseo Martínez por la inestimable ayuda prestada durante el desarrollo de este trabajo. También agradecemos la financiación del trabajo a los proyectos CGL2007-66431/BTE del MEC y Gic07/124-IT-369-07 de la UPV/EHU.

Referencias

Larrasoaña, J.C., Murelaga, X. & Garcés, M. 2006. Magnetobiochronology of Lower Miocene (Ramblian) continental sediments from the Tudela Formation (western Ebro basin, Spain). *Earth and Planetary Science Letters* **243**, 409-423.

Meisch, C. 2000. *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe*. Spektrum Akademischer Verlag, Berlin, 522 pp.

Murelaga, X. 2000. *Estudio de las faunas de vertebrados del Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra y áreas colindantes (Cuenca del Ebro, Navarra)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 363 pp.

Murelaga, X., Pereda-Suberbiola, X., de Broin, F.L., Rage, J.C., Duffaud, S., Astibia, H. & Badiola, A., 2002. Amphibians and reptiles from the Early Miocene of the Bardenas Reales of Navarra (Ebro Basin, Iberian Peninsula). *Geobios* **35**, 347-365.

Murelaga, X., Astibia, H., Sesé, C., Soria, D. & Pereda-Suberbiola, X. 2004a. Mamíferos del Mioceno inferior de las Bardenas reales de Navarra (Cuenca del Ebro, Península Ibérica). *Munibe* **55**, 7-102.

Murelaga, X., Larrasoaña, J.C. & Garcés, M. 2004b. Nueva localidad fosilífera en el Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra (Cuenca del Ebro, Península Ibérica). *Geogaceta* **36**, 179-182.

El papel de los museos geológicos y paleontológicos locales como recurso geoturístico y didáctico: La red europea de Exomuseos.

Meléndez, G.[1], Calonge, A.[2], Dermitzakis, M.[3], Fermeli, G.[3], López-Carrillo, M.D.[4] y Rodrigues, J.[5]

1: Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. gmelende@unizar.es

2: Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá. Nacional II, Km. 33,600. E-28871 Alcalá de Henares. España. a.calonge@uah.es

3: Department of Historical Geology and Palaeontology, Faculty of Geology and Geoenvironment, National and Kapodistrian University of Athens. Panepistimiopolis; GR-15784 Zographou, Athens. Greece. mdermi@geol.uoa.gr, gfermeli@geol.uoa.gr

4: Departamento de Didácticas Específicas, Escuela Universitaria Cardenal Cisneros, Universidad de Alcalá. Avda. Jesuitas, 34. E-28806 Alcalá de Henares. España. Lola.lopez@cardenalcisneros.com

5: Geopark Naturtejo Meseta Meridional – UNESCO European and Global Geopark, Geology and Palaeontology Office, Centro Cultural Raiano. Av. Joaquim Morão. P-6060-101 Idanha-a-Nova. Portugal. joana225@sapo.pt

La denominada museística *in situ* o museística local, caracterizada por su vinculación directa con yacimientos paleontológicos o puntos de especial interés paleontológico en las proximidades de los mismos o directamente constituyendo ellos mismos el centro museístico, ha experimentado un crecimiento notable en gran parte de los países europeos. La proliferación reciente de pequeños museos y salas de exposición, tanto sobre el terreno (*exomuseos*) como en pequeñas poblaciones próximas a los yacimientos (*museos locales*), que cubren distintos aspectos de la geología y paleontología ha desempeñado un papel de gran relevancia para dar a conocer la Historia de la Tierra así como para concienciar a la población sobre el valor del patrimonio geológico. De esta manera, los museos locales y los exomuseos se han revelado como un instrumento didáctico de gran valor en la enseñanza de las Ciencias de la Tierra.

Dentro de estas disciplinas, la paleontología desempeña un papel claramente primordial. En este trabajo se presenta una primera propuesta a escala europea de unificación de estrategias y criterios para la definición, creación y conservación de los pequeños centros museísticos *in situ*, en función de su valor científico y didáctico, distinguiendo entre *exomuseos* (yacimientos protegidos y acondicionados para su visita por su especial interés) y *museos locales*, creados en las pequeñas poblaciones, generalmente en las proximidades de yacimientos paleontológicos o puntos geológicos de interés.

La revisión de diversos casos de museos paleontológicos locales en distintas regiones del Sur de Europa, en Portugal (Geoparque de Naturtejo y Museo local de Penha García), España (Aragón y zonas limítrofes, en la Serranía de Cuenca y en Cataluña) y en distintas zonas de Grecia (Katharo en la Isla de Creta; el Museo de Historia Natural en Vrissa -Isla de Lesvos- y los museos de Chomatero en Messinia –SO Peloponeso- y del Volcan de Soussaki junto al canal de Corinto) muestra la diferente función que desempeñan las distintas salas (Meléndez *et al*., 2008). La propuesta incluye el conjunto de condiciones y características de ambos tipos de centros con la intención de propiciar su protección y mantenimiento (geoconservación). El objetivo final es la creación de una red europea de museos locales y exomuseos destacados por su importancia e interés geodidáctico, de un modo semejante a la red europea de *Geoparks*.

En la mayoría de los países de la Unión Europea se está asistiendo, en los últimos diez años, a un interés creciente por el Geoturismo. Esto incluye, por un lado, la difusión de los valores patrimoniales de la Geología entre la población y la presentación de los mismos como atractivo y susceptible de integración en las redes turísticas locales e internacionales

(Meléndez *et al*., 2007) y por otro, a la utilización del mismo, incluyendo a la museística local, como una herramienta geodidáctica emergente. En este contexto, algunas iniciativas surgidas en el marco de la organización ProGeo, tales como la Red Europea de Geoparques (*European Geopark Network*) o el inventario general de *Geosites* han encontrado resonancia en las instituciones (Servicios Geológicos) y en los investigadores de los distintos países, y constituyen las iniciativas de Geoconservación de mayor relevancia.

La presente iniciativa, de conformar una red europea de Exomuseos dentro del contexto de la Museística local, surge como un proyecto de escala menor, basado esencialmente en la promoción y utilización de los puntos geológicos y paleontológicos de interés local como instrumentos de difusión, conservación y valoración del patrimonio geológico y paleontológico. En este contexto, los Museos locales y los Exomuseos son elementos que con frecuencia suelen ir asociados (aunque no necesariamente) como en el caso de Penha García y el Geopark de Naturtejo. Por otra parte, en algunos casos, la sucesión de distintos exomuseos o afloramientos de interés acondicionados para la visita, encadenados puede articularse y tomar la forma de *Ruta Geoturística* (o *Georruta*) una figura de reciente definición en España, y en otros países, que guarda estrechas concomitancias (y en algunos casos un cierto solapamiento) con los exomuseos. Así por ejemplo, en el caso de las icnitas de dinosaurios, las distintas Rutas acondicionadas constituyen en realidad sucesiones de exomuseos.

Parece interesante y conveniente por tanto que un conjunto de iniciativas emergentes, tan similares y próximas, todas ellas dentro del ámbito del Geoturismo, deban progresar y expandirse siguiendo acuerdos y pautas comunes. Sería deseable que, por ejemplo, en el interior de las comisiones de Patrimonio de las sociedades geológicas y paleontológicas, se generaran grupos activos de trabajo que fueran configurando iniciativas comunes y coordinadas en lo referente a campos como la terminología, los inventarios de puntos, exomuseos, georrutas, museos… etc., así como centralizando información sobre los distintos puntos (exomuseos, rutas…) en los distintos países. Las actividades futuras también deberían perfilar las normas comunes básicas para el funcionamiento de los mismos y para su integración en la *Red Europea de Exomuseos*, por ejemplo, en lo referente a aspectos como publicaciones, guías geoturísticas, material didáctico, material comercial, e incluso la integración de los mismos en los circuitos turísticos y agencias de viajes (Touroperadores) con vistas a una programación estable de grupos de visitantes. Todos estos puntos deberán ser tenidos en cuenta si deseamos desarrollar realmente el potencial geoturístico del patrimonio geológico y paleontológico.

Agradecimientos

Proyectos de investigación: E-17: Patrimonio y Museo paleontológico (Gobierno de Aragón) y 2000/0448 (Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis).

Referencias

Meléndez, G., Moreira, J.C. & Soria, M. 2007. El geoturismo como vía de difusión del patrimonio geológico y paleontológico: Visión comparativa de los programas de geoturismo en Brasil (Estado de Paraná) y España (Comunidad Autónoma de Aragón). In: *XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, *Libro de Resúmenes* (Eds. J.C. Braga, A. Checa, M. Company), 137-138.

Meléndez, G., Rodrigues, J., Calonge, A., Dermitzakis, M., Fermeli, G. & López-Carrillo, M.D. 2008. Museística local: Los museos geológicos y paleontológicos como una herramienta geodidáctica emergente. Posibles iniciativas de estrategias comunes a nivel europeo. In: *Actas XV Simposio de Enseñanza de la Geología*, (Eds. A. Calonge, L. Rebollo, A. Rodrigo, I. Rábano y M.D. López Carrillo). *Cuadernos del Museo Geominero* **11**, 295-311.

Didáctica de la paleontología. Talleres didácticos del MUJA como ejemplo

Molleda Muñoz, M.

Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). Recrea Asturias. Rasa de San Telmo s/n. E-33328 Colunga. España. info@museojurasicoasturias.com

¿Cómo acercar la geología y en concreto la paleontología a gente que no está relacionada con estas disciplinas? Ésta es una pregunta que los guías del Museo del Jurásico de Asturias (MUJA) nos planteamos constantemente e intentamos dar respuesta.

La geología es una ciencia apasionante, pero la experiencia como guía me dice que no es sencilla de comprender sin unas nociones básicas. La unidad de tiempo geológico, el millón de años, es una unidad de tiempo que a escala humana resulta compleja de encajar.

Desde el MUJA, en función del público al que va dirigida la visita guiada vamos a utilizar unas herramientas de comunicación u otras, y por supuesto marcaremos diferentes objetivos.

Podemos diferenciar a grandes rasgos cuatro tipologías de público: a) niños entre 4 y 8 años; b) niños entre 8 y 12 años; c) adolescentes entre 13 y 18 años; y d) adultos.

A pesar de que cada grupo tenga objetivos diferentes y se lleguen a ellos de distintas formas, sí hay puntos en común:

Objetivos

a) Conocer y comprender la magnitud del tiempo geológico (procesos uniformes y catástrofes o procesos lentos y rápidos),

b) conocer y comprender el proceso de fosilización,

c) reconocer dinosaurios,

d) conocer y comprender que La Tierra sigue "viva" (tectónica de placas), y

e) conocer y comprender que la paleontología es una ciencia viva, que según hallazgos puede ir variando (por ejemplo: *Coelophysis*).

Temas transversales

a) Biología: fauna y flora,

b) medio ambiente: cuidado del medio ambiente, reciclaje, especies en peligro de extinción. por ejemplo: oso pardo cantábrico),

c) aparición del hombre,

d) educación en valores (por ejemplo: *Oviraptor* con los niños).

En este resumen, por cuestión de espacio, resulta imposible explicar lo que hacemos con cada tipología de visitante, con lo que trataré de forma esquemática los talleres que se desarrollan según la edad a los que van dirigidos. Estos talleres, serán explicados en el panel, en donde se tratarán distintos puntos como son los objetivos, la metodología, los materiales y la edad de los niños a los que van orientados. Entendemos por Talleres didácticos, no sólo la actividad en sí, sino también la visita guiada por el museo en la que se fijarán diferentes conceptos.

Talleres para niños entre 4 y 8 años

Conociendo a los dinosaurios (Fig. 1B): Los niños realizan una huella de su dinosaurio favorito (herbívoro o carnívoro) así comprenderán el proceso de fosilización, los tipos de huella y se llevarán un recuerdo a su casa.

Mola un huevo (I): Con este taller tratamos de hacer ver a los niños que los dinosaurios se reproducían mediante huevos y que podían presentar diferentes morfologías (redondeados los de los herbívoros y más ovalados los de los carnívoros); conseguirán también comprender el proceso de fosilización y se llevarán el huevo de su dinosaurio preferido a casa.

Talleres para niños entre 8 y 12 años

Paleontólogo por un día (Fig. 1A): La mayoría de los niños que vienen al MUJA quieren ser paleontólogos, aquí les damos la oportunidad de excavar en un cajón de arena, descubrir un fósil y clasificarlos como si fuesen verdaderos científicos.

Mola un huevo (II): Los dinosaurios son omnívoros, con este taller tratamos de hacer ver a los niños que sus huevos podían tener distintas formas. Les enseñaremos réplicas de huevos de dinosaurios carnívoros y herbívoros y ellos mismos harán una réplica con escayola que podrán llevarse a casa. Conseguirán así comprender el proceso de fosilización.

Haz tu fósil: Tras trabajar y excavar como un verdadero paleontólogo, los niños realizarán una réplica en escayola del fósil encontrado.

Talleres para adolescentes entre 13 y 18 años

El Jurásico en la historia: ¿Qué es el Jurásico? ¿y el tiempo geológico? En un tablón en el que se marcan las Eras geológicas con sus correspondientes Periodos, los niños tendrán que ordenar diferentes eventos.

Investigando el pasado - Interpretación de un yacimiento: ¿Cómo saber la velocidad a la que corre un dinosaurio?, ¿y la altura que alcanza?. En este taller conseguiremos que los adolescentes se interesen por este fascinante mundo de la paleontología, se logra que comprendan leyes básicas en geología como el principio de superposición de estratos.

Talleres para adultos (sólo en fechas concretas)

Limpieza de fósiles: Con una réplica de un fósil y un pequeño torno, el adulto conseguirá vivir la apasionante experiencia de tratar un fósil.

Investigando el pasado - Interpretación de un yacimiento: Adaptación para adultos del taller de adolescentes con el mismo nombre, explicado más arriba.

Además de estos talleres, en fechas especiales como Carnaval, Día internacional de museos, Aniversario del MUJA, etc. se realizan otros talleres como: Atrapasueños jurásico, Gymkhana - El secreto de los dinosaurios (Fig. 1C), Marionetas, Manaza de dinosaurio, Conviértete en uno de ellos, etc. Tratamos también de concienciar a los niños mediante talleres especiales, de la importancia de cuidar el medio ambiente. Con motivo del Día Mundial del Medio Ambiente, se diseñó un taller relacionado con el "reciclaje".



Figura 1. Talleres didácticos del MUJA. **A**: Paleontólogo por un día. **B**: Conociendo a los dinosaurios. **C**: Gymkhana - El Secreto de los dinosaurios.

Agradecimientos

Agradecer a todos mis compañeros del Museo del Jurásico de Asturias, al equipo científico del museo y a la empresa RECREA que gestiona el MUJA , su ayuda y apoyo.

Estudio bioestratigráfico de los ammonites del Aptiense medio de la sección de Aigües (Prebético alicantino, SE de España). Datos preliminares

Moreno-Bedmar, J.A.[1], Bulot, L-G.[2], Company, M.[3], Sandoval, J.[3] y Tavera, J.M.[3]

1: Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Universitat de Barcelona. Martí i Franquès s/n. E-08028 Barcelona. j.a.moreno@ub.edu
2: FRE CNRS 2761, Géologie des Systèmes Carbonatés. Université de Provence. F-13331 Marseille Cedex. France. LucGBulot@aol.com
3: Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avenida Fuentenueva s/n. E-18002 Granada. mcompany@ugr.es, sandoval@ugr.es, jtavera@ugr.es

La sección de Aigües de Busot (Fig. 1) es una de las pocas conocidas en España con un registro abundante de ammonites del Aptiense medio (biozonas *Epicheloniceras martini* y *Parahoplites melchioris*). A partir de un muestreo nivel a nivel, hemos realizado un primer estudio sistemático y bioestratigráfico. Este trabajo ha presentado ciertas dificultades ya que, aunque existen faunas de esta edad en otras áreas del Tetis (sur de la antigua Unión Soviética, sureste de Francia y área del Caribe), el conocimiento que se tiene sobre su distribución estratigráfica es, en general, poco preciso.

En la base de la sección (bancos 26 a 29) se ha identificado la parte alta de la Biozona *Dufrenoyia furcata*, fácilmente caracterizable por la presencia de *Dufrenoyia dufrenoyi* (D'ORBIGNY). Tras un tramo con contenido fosilífero escaso y poco significativo, hemos podido reconocer la Biozona *Epicheloniceras martini* con la presencia de *Epicheloniceras debile* CASEY en su parte inferior y de *Epicheloniceras subnodosocostatum* (SINZOW) en niveles más altos. En este intervalo (bancos 39 a 48) es de señalar la presencia de *Caseyella* n. sp., un desmocerátido de afinidades caribeñas presente también en otras secciones del Prebético oriental, como las de Almadic y l'Alcoraia, y con un cierto valor estratigráfico ya que se encuentra siempre por encima de la Biozona *Dufrenoyia furcata*. De hecho, una forma similar, *Caseyella reesidei* CANTÚ-CHAPA, fue utilizada en el NE de México (Cantú-Chapa, 1976) para caracterizar una unidad bioestratigráfica suprayacente a la Biozona *Dufrenoyia justinae* y que ocupa, por tanto, una posición estratigráfica muy similar, si no idéntica, a la reconocida en las secciones alicantinas.

A esos niveles les sigue otro tramo (bancos 49 a 53) con una asociación de ammonoideos con poco valor diagnóstico desde un punto de vista bioestratigráfico. Sin embargo, la aparición de especies como *"Sinzowia"* gr. *aptiana-clansayense* (SARASIN-EGOIAN) y *Protacanthoplites* gr. *abichi* (ANTHULA) anuncia cambios en el espectro faunístico. La base de la Biozona *Parahoplites melchioris* se ha situado en el banco 54 ya que, aunque la especie índice es poco frecuente en el área mediterránea y no se ha registrado en la sección de Aigües; sí aparece *"Protacanthoplites"* aff. *lautus* (GLAZUNOVA) que, de acuerdo con Glazunova (1953), sería una especie característica de esa biozona. Entre los bancos 56 y 66 se han encontrado abundantes ejemplares de *Mathoceras venezolanum* RENZ y *Mathoceras laeve* RENZ, especies presentes también en la Biozona *Parahoplites melchioris* en Venezuela (Arnaud *et al.*, 2002). En los últimos niveles de la sección, todavía atribuibles a la misma biozona, se detecta la aparición de otras especies como *Protacanthoplites* gr. *bigoureti* (SEUNES) y *Puzosiella kilianiformis* (FALLOT).

Referencias

Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Bulot, L.G., Beck, C., Macsotay, O., Stephan, J.-F. y Vivas, V. 2002. Le Crétacé inférieur du Venezuela oriental: stratigraphie séquentielle des carbonates sur la transversale Casanay-Maturin (États de Anzoátegui, Monagas et Sucre). *Géologie Alpine* **76**, 3-81.

Cantú-Chapa, C.M. 1976. Estratigrafía de la formación la Peña (Aptiano sup.) en el área de Monterrey, N. L. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo* **8(4)**, 7-16.

Glazunova, A.E. 1953. [Aptian and Albian ammonites from Koper Dag, Lesser and Greater Balkans and Mangyshalk]. *Trudy Vsesoyuznogo Nauchno-Issledovatelskogo Geologicheskogo Instituta*, 1-156 (in russian).

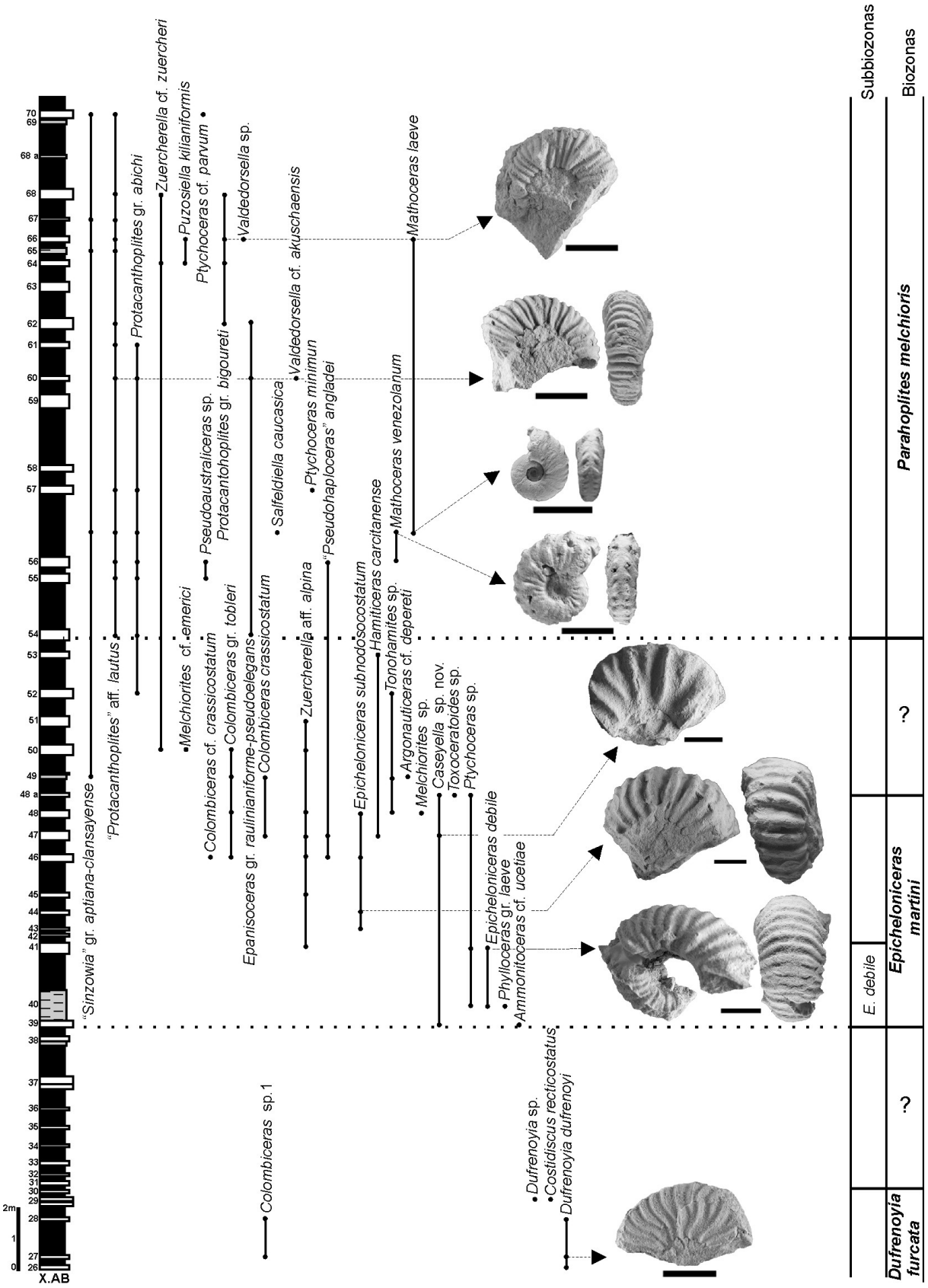


Figura 1. Sección de Aigües. La escala gráfica de los ammonites figurados es 1 cm.

Bioestratigrafía integrada del Aptiense del Macizo del Garraf (Cadenas Costero-Catalanas, NE de España). Datos preliminares

Moreno-Bedmar, J.A.[1], Ferrer, O.[2], Artal, P.[3], Bover-Arnal, T.[4], Company, M.[5], Gallemí, J.[6], Martín-Closas, C.[7], Martínez, R.[8], Ossó, A.[9], Salas, R.[1] y Villalba-Breva, S.[10]

1: Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Universitat de Barcelona. Martí i Franquès s/n. E-08028 Barcelona. España. j.a.moreno@ub.edu, ramonsalas@ub.edu
2: Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n. E-08028 Barcelona. España. joferrer@ub.edu
3: Museu Geològic del Seminari de Barcelona. Diputació, 231. E-08007 Barcelona. España. PArtal@optimus.es
4: Abteilung Geologie, Fakultät für Biologie, Chemie und Geowissenschaften, Universität Bayreuth. Universitätsstr, 30. D-95440 Bayreuth. Deutschland. Telm.Bover@uni-bayreuth.de
5: Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avenida Fuentenueva s/n. E-18002 Granada. España. mcompany@ugr.es
6: Museu de Geologia de Barcelona (Museu de Ciències Naturals de la Ciutadella). Parc de la Ciutadella s/n. E-08003 Barcelona. España. jaume.gallemi@uab.cat
7: Departament de Estratigrafia, Paleontología i Geociències marines. Universitat de Barcelona. Martí i Franquès sn. E-08028 Barcelona. España. cmartinclosas@ub.edu
8: Departament de Geologia (Paleontología). Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici Cs. E-08193 Bellaterra. España. Ricard.Martinez@uab.cat
9: J.V.Foix, 12-H,1er-1ª. E-43007 Tarragona. España. aosso@comt.es
10: Passeig de la Vilesa, 51 casa 2. 08391 Tiana. España. shvillab9@geol.ub.edu

El Macizo del Garraf presenta una potente sucesión de depósitos aptienses en la que se hallan representadas, de muro a techo, la Unidad litoestratigráfica del Morro de Gos, la Formación Xert, la Unidad litoestratigráfica Margas de Vallcarca y la Unidad litoestratigráfica Calizas de Pujol Florit (Fig. 1). En este trabajo se estudian diversos grupos fósiles reconocidos en estos materiales, con el propósito de obtener una bioestratigrafía integrada de los mismos para su posterior aplicación a otras cuencas.

La sucesión estratigráfica aptiense empieza con la Unidad del Morro de Gos, caracterizada por margas y calizas que se corresponden con facies de transición marino-continental y facies continentales. En las facies marinas destaca la presencia de niveles con asociaciones monoespecíficas de *Chondrodonta* sp., mientras que en las continentales se han encontrado carófitas asignables a las familias Clavatoraceae y Characeae: *Globator maillardii trochiliscoides* (GRAMBAST) (morfotipos avanzados), *Atopochara trivolvis triquetra* GRAMBAST y *Mesochara harrisii* (MÄDLER). Esta asociación se atribuye a la biozona *A. cruciata/P. paucibracteatus* (Barremiense superior-Aptiense inferior) de la biozonación de Martín-Closas *et al.* (en prensa).

A esta unidad le sucede la Formación Margas y Calizas de Xert, que presenta facies marinas someras con abundantes requiénidos (*Toucasia* sp.). Estos niveles con requiénidos aptienses son claramente diferenciables de los niveles con *Matheronia* que caracterizan el Barremiense del Garraf. En esta formación destaca también la abundancia del equínido *Heteraster oblongus* (BROGNIART), especie muy común en el Aptiense inferior de la Cuenca del Maestrat (Cadena Ibérica oriental). Frecuentemente en ambas cuencas se encuentra hasta la parte media del Aptiense inferior (hacia techo de la biozona *Deshayesites weissi*), siendo su presencia en niveles superiores realmente escasa.

Por encima de la Formación Xert, se encuentra la Unidad Margas de Vallcarca representada por facies marinas profundas con registro de ammonites estudiado por Moreno (2007) y actualmente revisado en base al esquema bioestratigráfico estándar de Reboulet *et al.* (2006). En esta formación se han reconocido las biozonas *Deshayesites weissi*, *Deshayesites deshayesi* y *Dufrenoyia furcata*, del Aptiense inferior, las biozonas *Epicheloniceras martini* y *Parahoplites melchioris* del Aptiense medio y la base de la biozona *Acanthohoplites nolani*

del Aptiense superior. Entre la parte alta de la biozona *Dufrenoyia furcata* y la parte basal de la biozona *Epicheloniceras martini* encontramos el tramo de Margas con poríferos. Este tramo contiene, entre otros, poríferos, ammonoideos, nautiloideos, equínidos, crinoideos, decápodos, braquiópodos. Entre los equínidos identificados en estos niveles, actualmente en revisión, destaca la abundancia de *Toxaster collegnoi* (SISMONDA) y *Discoides decoratus* (DESOR) que aparecen junto a especies tales como *Temnocidaris (Stereocidaris)* sp., *Tetragramma almerai* LAMBERT, *Phyllobrisus kiliani* LAMBERT, *Holaster* sp., *Hyposalenia lardyi* DESOR, *Orthopsis* sp., *Pygorhynchus* sp. y *Glyphocyphus rugosum* (AGASSIZ). Estos niveles también han proporcionado una interesante asociación de decápodos formada por 11 géneros distintos. Uno de ellos, *Glaesnerella*, esta representado en la Isla de Wight (Reino Unido) donde se han citado diversas especies del mismo en el Aptiense inferior y medio.

Por encima de la Unidad Margas de Vallacarca se encuentra la Unidad Calizas de Pujol Florit, del Aptiense superior, con corales, rudistas y orbitolínidos. La parte baja de esta unidad, caracterizable litológica y faunísticamente, tiene su mejor afloramiento en los alrededores de la denominada Casa Alta, donde se han identificado numerosos equínidos: *Temnocidaris* (*S.*) aff. *pyrenaica* (COTTEAU), *Tetragramma almerai* LAMBERT, *T. malbosi* (AGASSIZ), *Toxaster collegnoi* (SISMONDA), *Holaster aptiensis* LAMBERT, *Salenia prestensis* DESOR y *Orthopsis repellini* (GRAS). Por encima aparece el nivel de Margas con orbitolínidos carcaterizado por la extraordinaria abundancia de dichos foraminíferos.

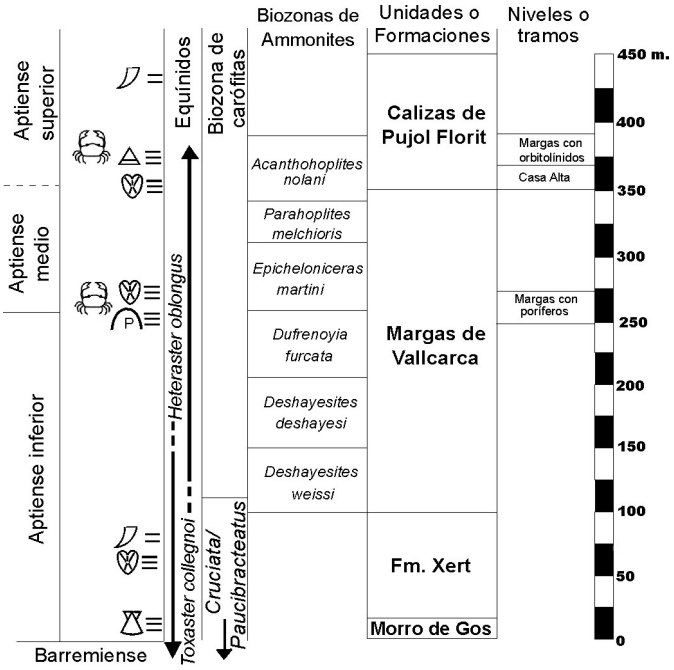


Figura 1. Panel estratigráfico del Aptiense del Garraf y datos bioestratigráficos.

Referencias

Martín-Closas, C., Clavel B., Schroeder R., Charollais J. & Conrad, M.A. en prensa. Charophytes from the Barremian-Lower Aptian of the Northern Subalpine Chains and Jura Mountains (France). Correlation with associated marine assemblages. *Cretaceous Research*.

Moreno, J.A. 2007. Bioestratigrafía del Aptiense del macizo del Garraf (NE de la Península Ibérica). *Geogaceta* **41**, 131-134.

Reboulet, S., Hoedemaker, P.J. (reporters), Aguirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Atrops, F., Baraboshkin, E,I., Company, M., Delanoy, G., Dutour, I., Klein, J., Latil, J., Lukeneder, A., Mitta, V., Mourgues, F.A., Ploch, I., Raisossadat, N., Ropolo, P., Sandoval, J., Tavera, J.M., Vasicek, Z. & Vermeulen, J. 2006. Report on the 2nd international meeting of the IUGS Lower Cretaceous ammonite working group, the "Kilian Group" (Neuchâtel, Switzerland, 8 September 2005). *Cretaceous Research* **27**, 712-715.

Consideraciones bioestratigráficas sobre los ammonites albienses de la sección del Jebel Naïmia, Cadena norte de los Chotts (Túnez)

Moreno-Bedmar, J.A.[1], Martínez, R.[2] y Abdallah, H.[3]

1: Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Universitat de Barcelona. Martí i Franquès s/n. E-08028 Barcelona. España. j.a.moreno@ub.edu
2: Departament de Geologia (Paleontología). Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici Cs. E-08193 Bellaterra. España. Ricard.Martinez@uab.cat
3: Laboratoire de Géoénergie, CRTEn, Technopole Borj Cédria. BP95, TN-2050 Hammam-lif. Tunisia. Hassen.Abdallah@inrst.rnrt.tn

Los ammonites albienses (engonocerátidos) de la sección del Jebel Naïmia fueron objeto de estudio por parte de Abdallah & Memmi (1994) y Abdallah *et al.* (1995), reconociendo una primera asociación con especies de *Knemiceras* que atribuyeron a la Biozona *Mortoniceras inflatum* y otra segunda asociación, suprayacente, constituida por especies de *Knemiceras* y *Engonoceras* que atribuyeron a la Biozona *Stoliczkai dispar*, ambas del Albiense superior. Tras realizar un nuevo muestreo detallado en la sección de Naïmia, por parte de los firmantes, se ha recolectado material abundante constituido enteramente por engonocerátidos. Los engonocerátidos recolectados se hallan en niveles de facies relativamente someras y no aparecen otras formas de ammonites junto a ellos. Las biozonas estándar del Albiense no se basan en engonocerátidos y, por ello, su correlación con las asociaciones formadas íntegramente por estas formas resulta realmente compleja. Actualmente los engonocerátidos están siendo estudiados desde diversos puntos de vista (Bulot, 2007; Moreno-Bedmar *et al.*, 2008) permitiendo esclarecer cómo se suceden en el espacio y en el tiempo sus distintas formas.

Los primeros engonocerátidos tetianos son atribuibles al género *Parengonoceras* son formas típicas del Albiense inferior, que presentan una línea de sutura con lóbulos dentados y sillas bífidas no dentadas, presentan dos filas de tubérculos ventrales alternados y poco desarrollados, la ornamentación suele ser muy débil en las formas de la Biozona *Leymeriella tardefurcata* y más marcada en las especies de la Biozona *Douvilleiceras mammillatum* ambas biozonas del Albiense inferior. Los primeros *Knemiceras sensu stricto* aparecen en la Biozona *Douvilleiceras mammillatum* y se diferencian de los *Parengonoceras* en que son formas con una línea de sutura con lóbulos dentados y unas sillas bífidas también dentadas, presentan dos filas de tubérculos ventrales no alternados bien desarrollados y una ornamentación generalmente bastante robusta. Los *Knemiceras* están presentes desde la parte alta del Albiense inferior hasta el Albiense superior. En la parte media del Albiense superior encontramos otros grupo de engonocerátidos, tal como por ejemplo "*Engonhoplitodes*" gr. *vicorpense* BASSE 1940, formas similares a *Knemiceras* pero con los tubérculos alternados. En la parte alta del Albiense superior encontramos otro grupo atribuible al género *Hypengonoceras* formas fácilmente caracterizables pues presentan una región ventral redondeada mientras que los otros grupos de engonocerátidos es aplanada. Hay que señalar, como un dato ciertamente importante, que las especies atribuibles al género *Engonoceras*, formas características del Albiense superior, están geográficamente restringidas a Norte América, México y Reino Unido (J.-L. Latil, *com. pers.*). Esto es de sumo interés pues los "*Engonoceras*" identificados en la literatura en Túnez (Abdallah & Memmi, 1994 y Abdallah *et al.* 1995) no serian atribuibles a este género, y por tanto, tampoco son formas diagnósticas del Albiense superior. Estudiando estas formas en la sección de Naïmia serian atribuibles a "Parengonoceras", "*Parengonoceras*" sp. 1 y "*Parengonoceras*" sp. 2. Estas dos formas se han reconocido en la parte baja de la sección de Naïmia banco 1 (Fig. 1). Por encima (bancos 3, 5, 7, 9, bajo el 15 y el 23) y también en el banco 1 encontramos *Knemiceras* cf.

compressum HYATT 1903. La coexistencia en el banco 1 de "*Parengonoceras*" sp. 1 y sp. 2 junto con *Knemiceras* cf. *compressum* nos hacen atribuir este banco a la parte alta del Albiense inferior, Biozona *Douvilleceras mammillatum*. Los bancos suprayacentes al 1 presentan únicamente *Knemiceras* cf. *compressum*, estas asociaciones constituidas únicamente por *Knemiceras* son atribuibles al Albiense medio.

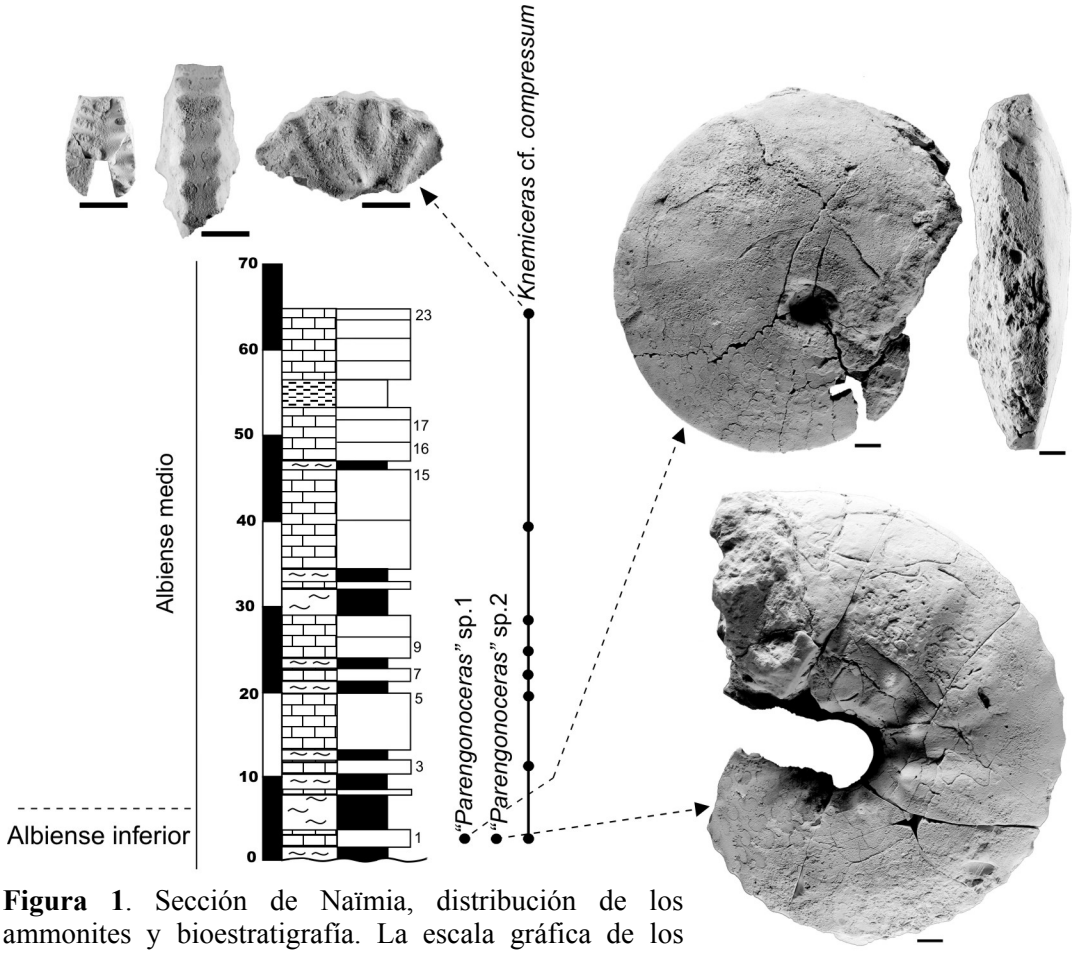


Figura 1. Sección de Naïmia, distribución de los ammonites y bioestratigrafía. La escala gráfica de los ammonites figurados es 1 cm.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación internacional: A/4842/06; por el proyecto del Ministerio de Educación y Ciencia: CGL2007-60054; por I+D+I research project: CGL2005-07445-CO3-01 y el Departament d'Universitats, Recerca i Societat de la Informació de la Generalitat de Catalunya i del Fons Social Europeu.

Referencias

Abdallah, H. & Memmi, L. 1994. Sur l'âge des "couches à *Knemiceras*" de Tunisie méridionale. Caractérisation de l'Albien supérieur (Zone à Inflata et zone à Substuderi). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes* **319**, 337-340.

Abdallah, H., Memmi, L., Damotte, R., Rat, P. & Magniez-Jannin, F. 1995. Le Crétace de la chaîne nord des Chotts (Tunisie du centre-sud): biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. *Cretaceous Research* **16**, 487-538.

Bulot, L.G. 2007. Endémisme et cosmopolitisme des faunes d'ammonites de la plaque arabique au Crétacé moyen (Aptien-Turonien). *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology* **Mémoire 2007/02, Résumé 10** (CG2007_M02/10), 49-55.

Moreno-Bedmar, J.A., Bulot, L., Latil, J.L., Martínez, R., Ferrer, O., Bover-Arnal, T. & Salas, R. 2008. Precisiones sobre la edad de la base de la Fm. Escucha, mediante ammonoideos, en la subcuenca de la Salzedella, Cuenca del Maestrat (E Cordillera Ibérica). *Geotemas* **10**, 1269-1272.

Restos de mamíferos del Pleistoceno superior del yacimiento de Kiputz IX (Mutriku, Gipuzkoa)

Murelaga, X.[1], Castaños, P.[2], Saez de Lafuente, X.[1], Castaños, J.[1], Ortega, L.A.[3], Zuluaga, M.C.[3], Alonso-Olazabal, A.[3] y Moreno, A.[4]

1: Universidad del País Vasco UPV/EHU. Facultad de Ciencia y Tecnología. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. xabier.murelaga@ehu.es, xabipaleo@yahoo.es, jonecastanos@yahoo.es

2: Museo Arqueológico, Etnográfico e Histórico Vasco. Plaza Miguel de Unamuno, 4. E-48006 Bilbao. España. pedrocastanos@yahoo.es

3: Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Apartado 644. E-48080 Bilbao. España. luis.ortega@ehu.es, mcruz.zuluaga@ehu.es, ainhoa.alonso@ehu.es

4: Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC. Avda. Montañana, 1005. E-50059 Zaragoza. España. amoreno@ipe.csic.es

El yacimiento de Kiputz IX fue descubierto en el año 2003 por Miguel Sasieta y Juan Mª. Arruabarrena, miembros de Munibe Taldea de Azkoitia. El registro sedimentario tiene una potencia de casi 5 metros en los cuales se han diferenciado un total de 8 niveles (A-H). Los niveles B, D y G son costras estalagmíticas. Los demás niveles consisten en arcillas, de colores rojos, negros o marrones, con mayor o menor presencia de bloques calizos. En los niveles A, B y C no se han encontrado restos óseos por lo que no disponemos de datos cronológicos. A techo del nivel C se ha obtenido una datación de C14 en hueso de 11750 ±60 BP mientras que a 10 cm del muro del mismo nivel la datación es de 15590 ±50 BP. El nivel F es el más rico en lo que a restos de vertebrados se refiere y las dataciones realizadas a techo y muro son de 18140 ±90 BP. y 19870 ±150 BP. respectivamente. Debajo de la última costra se encuentra el nivel G en el que se ha realizado una sola datación que ha dado una edad de 32810 ±390 BP. Desde el verano de 2004 se han llevado a cabo 4 campañas de excavación en las que se han extraído más de 14000 restos. La lista faunística preliminar está compuesta por *Cervus elaphus*, *Bison priscus*, *Rangifer tarandus*, *Rupicapra rupicapra*, *Equus caballus*, *Ursus arctos*, *Vulpes vulpes*, *Lepus europaeus*, *Microtus agrestis-arvalis*, *M. oeconomus*, *Terricola* sp, *Arvicola terrestris*, *Clethrionomys glareolus*, *Sorex* sp. *Crocidura* sp., *Apodemus* sp., *Talpa* sp., Aves y anfibios. En los niveles con restos de vertebrados, a excepción del G, predomina una asociación de apetencias frías con abundantes restos de *Ranginfer tarandus* y de *M. oeconomus* y muy escasos restos de *Apodemus*. Sin embargo, en el nivel G aumenta considerablemente la riqueza en restos de *Apodemus* y también aparecen restos de *Clethriomys glareolus* y *Sus scrofa* lo que indica unas condiciones mucho más benignas que las de los niveles suprayacentes.

Al tratarse de un yacimiento paleontológico los restos encontrados son de gran valor, ya que en principio carecen de la selección de las especies cazadas y de la fragmentación del material que suelen producir los depredadores. Además, el hecho de que nos encontremos en una zona de gran densidad de yacimientos arqueológicos nos ayuda a reconstruir el ambiente que tendrían las poblaciones humanas que vivían en ese entorno en el Magdaleniense.

Agradecimientos

Agradecemos a Miguel Sasieta y Juan Mª. Arruabarrena miembros de Munibe Taldea de Azkoitia, el descubrimiento del yacimiento y su imprescindible colaboración en la excavación del mismo. Las campañas realizadas han sido subvencionadas por la Diputación de Guipúzcoa y los proyectos CGL2004-02987 y CGL2007-64428/BE del MEC, Unesco 05/01, Unesco 07/01 y EHU06/84 de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea.

Tendencias evolutivas en radiolarios mesozoicos

O'Dogherty, L.[1], Guex, J.[2], Carter, E.S.[3], Goričan, Š.[4], Dumitrica, P.[5] y De Wever, P.[6]

1: Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz. E-11510 Puerto Real. España. lodogher@uca.es
2: Institut de Géologie et Paléontologie, Université de Lausanne. Switzerland. jean.guex@unil.ch
3: Geology Department, Portland State University. 97207-0751 Portland. USA. escmicro@bendbroadband.com
4: Paleontoloski Institut Ivana Rakovca ZRC SAZU, Novi trg 2. SI-1000 Ljubljana. Slovenia. spela@zrc-sazu.si
5: Dennigkofenweg 33, CH-3073 Guemligen. Switzerland. paulian.dumitrica@unil.ch
6: Muséum National d'Histoire Naturelle. 43 Rue Buffon. F-75005 Paris. France. dewever@mnhn.fr

Con posterioridad a la crisis Permo-Triásica la fauna microplanctónica está claramente dominada por los radiolarios siendo por tanto el grupo más importante y numeroso en el sistema pelágico. Estos organismos experimentan una rápida diversificación numérica y morfológica, probablemente desconocida para otros especialistas, pero que sin duda representa una verdadera revolución en el microplancton. Aunque la recuperación tras la extinción es relativamente lenta (ca. 10 Ma, De Wever *et al*., 2006) el grupo experimenta una eficaz radiación con la aparición de dos nuevos ordenes (Nassellaria y Spumellaria) que remplazarán a los dos órdenes dominantes en el Paleozoico (Latentefistularia y Albaillellaria). Para hacernos una idea de la magnitud que puede alcanzar la radiación que sigue a la gran extinción del Pérmico, en una reciente revisión taxonómica a nivel de géneros (O'Dogherty *et al*., en prensa) se observa que la diversidad llega a valores próximos a 140 taxones hacia el inicio del Noriense. Si bien lo más interesante no es la cifra sino la diversidad morfológica, que hará que la mayor parte de los modelos estructurales característicos durante el Mesozoico se adquieran tempranamente hacia el límite Triásico medio-superior.

En este trabajo los modelos evolutivos que se analizan están basados en observaciones realizadas principalmente en materiales del Mesozoico y del Cenozoico. Esta información nos permite describir un conjunto de modos geométricos de evolución para estos organismos durante periodos de estabilidad ambiental y poder comparar su respuesta evolutiva durante periodos críticos de alto estrés ambiental. Un objetivo de nuestro trabajo es mostrar que muchas de las tendencias evolutivas que se constatan durante periodos de estabilidad en los ecosistemas pelágicos, así como las retrogradaciones proteromórficas (reaparición de caracteres primitivos) ocurridas durante periodos de alto estrés ambiental (i.e. periodos de extinción) son muy similares tanto en radiolarios como en ammonoideos.

Las tendencias evolutivas que se observan durante periodos de estabilidad están orientadas hacia la adquisición de caracteres más complejos, tal como la aparente complejidad estructural de algunos elementos ornamentales (espinas, extensiones tubulares, etc.) o variaciones que afectan a la geometría del esqueleto.

En el grupo de naselaridos (simetría planar) las tendencias más comunes son:
a) incremento isométrico de la talla;
b) esferización del esqueleto (Fig. 1A); y
c) aumento de la complejidad de la apertura basal.

En el grupo de espumelaridos y entactinaridos (simetría axial) los procesos evolutivos más frecuentes son:
a) tendencias peramórficas;
b) incremento en la talla del patagium; y
c) complejidad proterogenética.

Durante los periodos de alto estrés ambiental todas las tendencias que se observan tienen como consecuencia la pérdida de la complejidad estructural previamente obtenida durante los periodos estables. Tres son las tendencias que se constatan:

a) pérdida parcial del esqueleto;
b) simplificación geométrica del esqueleto (Fig. 1B); y
c) puesta a cero del reloj evolutivo en la geometría de las espinas.

Todas las tendencias evolutivas que se enumeran son discutidas e ilustradas con ejemplos procedentes de nuestras propias investigaciones.

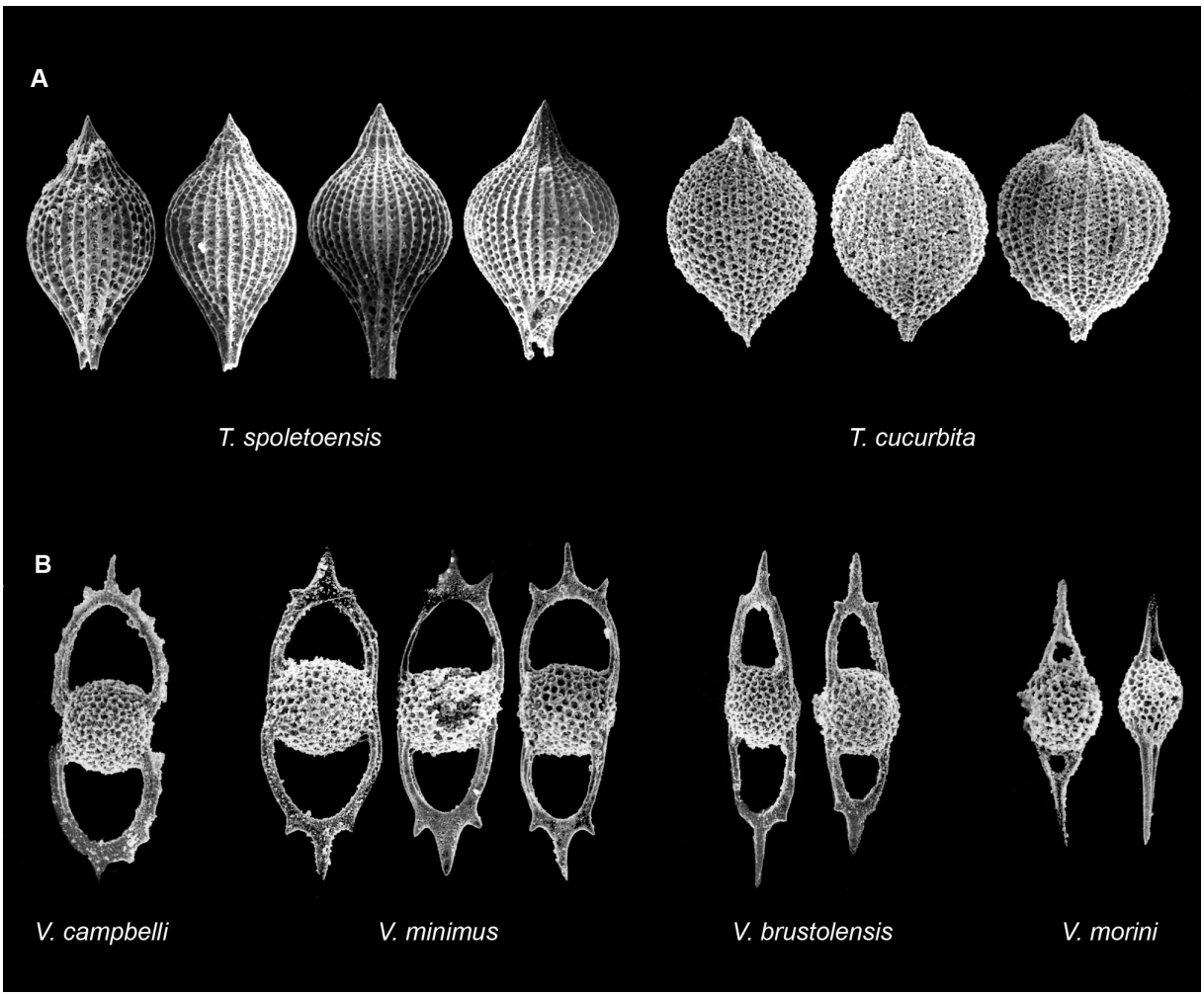


Figura 1. Dos ejemplos de tendencias evolutivas en radiolarios mesozoicos. **A**: Incremento progresivo de la curvatura y costulación del esqueleto en el género *Thanarla* (Albiense-Cenomaniense). **B**: Reducción y pérdida del anillo ecuatorial en la secuencia evolutiva del genero *Vitorfus* (Cenomaniense-Turoniense).

Referencias

De Wever, P., O'Dogherty, L. & Goričan, Š. 2006. The plankton turnover at the Permo-Triassic boundary, emphasis on radiolarians. *Swiss Journal of Geosciences* **99(Supplement 1)**, S49-S62

O'Dogherty, L., Carter, E.S., Dumitrica, P., Goričan, Š., De Wever, P., Hungerbühler, A. & Takemura, A. en prensa. Catalogue of Mesozoic Radiolarians genera - a review with illustration of type species. Part 1: Triassic. *Geodiversitas.*

Macrovertebrados del Cretácico Superior de "Lo Hueco" (Fuentes, Cuenca)

Ortega, F.[1], Sanz, J.L.[2], Barroso-Barcenilla, F.[3,4], Cambra-Moo, O.[2], Escaso, F.[2,5], García-Oliva, M.[2], Marcos Fernández, F.[2], Pérez García, A.[2], Segura, M.[3] y Torices, A.[3]

1: Grupo de Biología, Departamento de Física Matemática y de Fluidos. Facultad de Ciencias. UNED. c/ Senda del Rey, 9. E-28040 Madrid. España. fortega@ccia.uned.es
2: Unidad de Paleontología, Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. E-28049 Madrid. España.
3: Departamento de Geología, Edificio de Ciencias. Universidad de Alcalá. E-28871 Alcalá de Henares. España.
4: Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 2. E-28040 Madrid. España.
5: Museo de las Ciencias de Castilla-La Mancha. Plaza de la Merced, 1. E-16001 Cuenca. España.

El yacimiento de "Lo Hueco" fue localizado en el margen occidental del término municipal de Fuentes en Mayo de 2007. El hallazgo se produjo como consecuencia de un control rutinario de los desmontes realizados para la instalación de un falso túnel en el Acceso Ferroviario de Alta Velocidad de Levante. Las características de esta obra y las condiciones del yacimiento hicieron aconsejable el desarrollo de una excavación paleontológica a gran escala que permitiese documentar y extraer los restos paleontológicos afectados en el menor tiempo técnicamente aconsejable. La excavación se ha desarrollado a lo largo de todo el segundo semestre de 2007, ha implicado a más de 60 técnicos y ha producido una colección de más de 8000 ejemplares (desde dientes aislados, hasta esqueletos parciales de dinosaurios saurópodos).

El yacimiento se localiza en facies "Garumn", en un intervalo perteneciente a la parte superior de la Formación Margas, Arcillas y Yesos de Villalba de la Sierra (Vilas *et al.*, 1982) que comprende desde el Campaniense inferior hasta, probablemente, el Eoceno medio (Gil *et al.*, 2004). Tanto la posición estratigráfica relativa como el contenido de macrovertebrados permiten atribuir el yacimiento de "Lo Hueco" al Campaniense superior-Maastrichtiense inferior.

En una primera intervención, la localidad ha facilitado una abundante colección de fósiles en la que están representados distintos grupos de peces, tortugas, lepidosauromorfos, cocodrilos y dinosaurios saurópodos, terópodos y ornitópodos (Ortega *et al.*, 2008).

De forma preliminar, en "Lo Hueco" se reconoce un conjunto faunístico constituido por formas ya identificadas en la fauna campano-maastrichtiense ibérica, formas aparentemente nuevas y taxones que, hasta el momento, resultaban inéditos en el registro ibérico. Por otra parte, la abundancia de restos de algunas especies y la disponibilidad de ejemplares parcialmente articulados (principalmente de dinosaurios titanosaurios, cocodrilos y tortugas), permite precisar aspectos de la variabilidad morfológica de alguna de las especies conocidas y, como consecuencia, revisar su estatus taxonómico.

Entre otros, los elementos más relevantes en una primera aproximación a los macrovertebrados fósiles del yacimiento indican que: a) la fauna de quelonios representada en "Lo Hueco" está dominada por un botremídido hasta el momento inédito en la Península Ibérica; b) la abundancia de restos de cocodrilos eusuquios permite reanalizar la presencia en el suroeste europeo del Eusuchia basal *Allodaposuchus* y abordar el estatus del aligatoroideo basal *Musturzabalsuchus*, hasta el momento representado por material muy escaso; c) los restos fósiles de terópodos, de los que hasta el momento se han estudiado los dientes, muestran la presencia de, al menos, dos especies de dromeosáuridos y d) la presencia de, al menos, tres formas distintas de saurópodos titanosaurios, contrasta con la escasa diversidad previamente reconocida en la Península Ibérica. Entre estas formas es posible identificar, al menos, un taxón inédito y ampliar la distribución del registro de otros taxones europeos.

En conclusión, la presencia de formas nuevas, la ampliación del material disponible de taxones escasamente conocidos y la presencia de taxones previamente no registrados en el dominio ibérico, permite replantear aspectos paleobiogeográficos y del estatus filogenético de muchos de los taxones de macrovertebrados del Campaniense-Maastrichtiense europeo.

Agradecimientos
Las campañas de prospección y excavación desarrolladas a lo largo de 2007 en "Lo Hueco", así como la infraestructura necesaria para la preparación de los ejemplares, han sido financiadas por la entidad pública ADIF (Administrador de Infraestructuras Ferroviarias) a través de la constructora Ferrovial. Durante el desarrollo de las actividades en el yacimiento, la dirección de excavación ha recibido apoyo de distintos estamentos del Gobierno de Castilla-La Mancha (Presidencia, Consejería de Cultura, Consejería de Medio Ambiente, Delegación de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha en Cuenca) y, particularmente, del Ayuntamiento de Fuentes. Una parte de la investigación realizada ha sido financiada por los proyectos CGL 2005-01765/BTE y PAI08-0204-1312.

Referencias

Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García Hidalgo, J.F. & García, A. 2004. Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España* **17**, 249-266.

Ortega, F., Sanz, J.L., Barroso-Barcenilla, F., Cambra-Moo, O., Escaso, F., García-Oliva, M. & Marcos Fernández, F. 2008. El yacimiento de macrovertebrados fósiles del Cretácico Superior de "Lo Hueco" (Fuentes, Cuenca). In: *Paleontológica Nova (IV EJIP)* (Eds. J. Esteve & G. Meléndez). Universidad de Zaragoza (Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, SEPAZ, 8), Zaragoza, 119-131.

Vilas, L., Mas, J.R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. & Rincón, R. 1982. Ibérica Suroccidental. In: *El Cretácico de España* (Ed. A. García). Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 457-508.

Foraminíferos y ostrácodos de medios transicionales: estuario, marismas y dunas costeras de Noja (Cantabria)

Pascual, A., Martín-Rubio, M., Rodríguez-Lázaro, J. y Martínez García, B.

Universidad del País Vasco UPV/EHU. Facultad. de Ciencia y Tecnología. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. ana.pascual@ehu.es, maite.martin@ehu.es, julio.rodriguez@ehu.es, blancamaria.martinez@ehu.es

Este trabajo recoge una síntesis de la distribución micropaleontológica en tres subambientes sedimentarios de la localidad de Noja, -litoral noreste de Cantabria: las marismas y estuarios de Joyel y Victoria y los cinturones dunares que enlazan las playas de Ris y Trengandín. Ambas marismas, junto al estuario del río Asón, constituyen la "Reserva Natural de las marismas de Santoña-Noja", lo que confiere a esta área de estudio una importancia capital a la hora de analizar la biodiversidad existente en la misma y su dinámica sedimentaria, tanto marina como eólica. En esta zona afloran calizas con rudistas del Aptiense-Albiense (Fm. Calizas de Ramales), cubiertas por depósitos cuaternarios de marismas, dunas colgadas y playas y dunas litorales (Rabador *et al*., 1991).

Los objetivos planteados en este trabajo son: conocer la distribución actual de foraminíferos y ostrácodos, delimitar los subambientes de las zonas de estudio, comprender la dinámica eólica y marina y establecer cuál es la influencia mareal y la de las corrientes oceánicas litorales. En relación con trabajos en curso que se efectúan dentro de la plataforma Vasco-Cantábrica, se pretende aumentar el conocimiento del litoral del Sur del Golfo de Vizcaya, estableciendo la biodiversidad existente en los medios transicionales, además de comprender la evolución paleoambiental del litoral durante todo el Cuaternario final.

Las muestras recogidas en las marismas fueron teñidas para identificar los individuos biocenóticos. Todas las muestras fueron posteriormente lavadas y tamizadas, recogiéndose la fracción comprendida entre 0,063 y 1 mm. Se extrajeron un mínimo de 300 foraminíferos bentónicos y otros tantos ostrácodos por muestra, cuando fue posible, o en su defecto la totalidad de individuos, además de los planctónicos presentes en el sedimento. Las muestras que presentaban escasez de ejemplares fueron flotadas con tricloroetileno, para concentrar los caparazones. Finalmente, se procedió a su clasificación siguiendo la nomenclatura propuesta por Loeblich & Tappan (1988) para los foraminíferos, y por Hartmann & Puri (1974), Athersuch *et al*. (1989) y Horne *et al*. (2002) en el caso de los ostrácodos. Además se estimaron diferentes índices de diversidad: número de foraminíferos por gramo de sedimento levigado seco (nF), número de especies por muestra (S), índice α de Fisher, proporción de tipos de caparazón de foraminíferos y, en las muestras teñidas, el porcentaje de individuos vivos con respecto al total de organismos.

Se han recogido un total de 54 muestras con 10653 foraminíferos bentónicos (90 especies) y 2228 ostrácodos (32 especies).

En la marisma Joyel se han estudiado 18 muestras, obteniéndose 4666 foraminíferos bentónicos (69 especies), siendo las mayoritarias *Ammonia tepida*, *Cribroelphidium williamsoni*, *Haynesina germanica*, *Lobatula lobatula* y *Rosalina globularis* así como 591 valvas de ostrácodos (18 especies), siendo las más abundantes *Cyprideis torosa*, *Eucypris virens* y *Loxoconcha elliptica*.

En la marisma Victoria se han analizado 15 muestras, con 2756 foraminíferos bentónicos (45 especies), destacando por su abundancia *A. tepida*, *Elphidium crispum*, *H. germanica*, *L. lobatula*, *Quinqueloculina seminula* y *R. globularis* y 1602 valvas de ostrácodos (22 especies), con *C. torosa* y *L. elliptica* como especies dominantes.

En los cinturones dunares se han obtenido 21 muestras con 3231 foraminíferos bentónicos (45 especies), siendo mayoritarias *A. tepida*, *Cibicides refulgens*, *L. lobatula*, *Q. seminula*, *R.*

globularis y *Textularia sagittula* y 35 valvas de ostrácodos (8 especies), con *Caudites calceolatus* y *Leptocythere* sp., como asociación principal.

Poniendo en común la información ecológica y ambiental aportada por los foraminíferos bentónicos y los ostrácodos, se puede diferenciar en la marisma Joyel: una laguna costera, una cabecera de estuario con ambiente marismeño, un estuario medio, la desembocadura del mismo y la zona litoral costera. En la marisma Victoria se pueden describir: una laguna costera, una amplia marisma *s.s.,* un estuario interno y externo y una zona litoral subdividida en una franja de dunas y un área de playa. Finalmente, dentro de los cinturones dunares, que separan ambas marismas, se pueden encontrar dos zonas diferentes de dunas de playa y una tercera de dunas colgadas sobre el acantilado.

A la vista de estos datos se puede concluir que ambas marismas presentan una distribución de subambientes típica de todo el litoral del Atlántico Norte, con importantes aportes marinos debido a las corrientes de flujo diarias, alcanzando la cabecera del estuario y zonas de laguna continental en momentos de marea viva, como lo demuestra la existencia de foraminíferos teñidos de ambiente litoral y de plataforma interna en el interior de la misma. A pesar de que ambas marismas y playas presentan, respectivamente, las mismas especies mayoritarias y similares índices de diversidad y riqueza específica, son sistemas independientes con diferente origen sedimentario y comportamiento interno. Así, debido al transporte eólico predominante (NO-SE), la marisma Joyel y la playa de Ris están sometidas al aporte sedimentario producido por estas corrientes eólicas que, además, introducen organismos procedentes de la plataforma. Por su parte, la playa de Trengandín y la marisma Victoria se encuentran más protegidas, por lo que el sedimento arenoso de la playa es marino costero, careciendo los campos dunares de Trengandín de aportes de organismos vivos procedentes de la marisma Victoria. Cabe destacar, por último, la presencia en esta playa de ejemplares eurihalinos vivos en los sedimentos litorales, debido a las numerosas surgencias de agua dulce a favor del sistema kárstico, que generan las condiciones ecológicas necesarias para el mantenimiento de dichas especies.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CGL2007-64428/BTE del MEC, GIC07/124-IT-369-07 del Gobierno Vasco y UNESCO 07/06 de la UPV/EHU. B. Martínez García disfruta de una beca predoctoral FPU del MEC.

Referencias:

Athersuch, J., Horne, D.J. & Whittaker, J.E. 1989. *Marine and brackish water ostracods (superfamilies Cypridacea and Cytheracea): keys and notes for the identification of the species.* The Linnean Society of London and the Estuarine and Brackish-Water Sciences Association (Synopsis of the British fauna, new series, 43). E.J.Brill, Leiden, 343 pp.

Hartmann, G. & Puri, H.S. 1974. Summary of neontological and paleontological classification of Ostracoda. *Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologischen Museum und Institut* **70**, 7-73.

Horne, D.J., Cohen, A. & Martens, K. 2002. Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. In: *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research* (Eds. J.A. Holmes & A.R Chivas). American Geophysical Union (AGU), Geophysical Monograph **301**, 5-36.

Rabador, A., Heredia, N., Rodríguez, L.R. & Marquínez, J. 1991. *Mapa Geológico-Minero de Cantabria Escala 1:100000, Mapa-I.* Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.

Loeblich, A.R. & Tappan, H. 1988. *Foraminiferal genera and their classification.* Van Nostrand Reinhold, New York, 970 pp.

Contribución al conocimiento de la dinámica sedimentaria en la plataforma vasca: datos aportados por los foraminíferos y ostrácodos

Pascual, A.[1], Rodríguez-Lázaro, J.[1], Martín-Rubio, M.[1], Martínez García, B.[1], Jouanneau, J.M.[2] y Weber, O.[2]

1: Universidad del País Vasco UPV/EHU. Facultad de Ciencia y Tecnología. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. ana.pascual@ehu.es, julio.rodriguez@ehu.es, maite.martin@ehu.es, blancamaria.martinez@ehu.es

2: Université Bordeaux I. UMR 5805 EPOC, CNRS. avenue des Facultés. F-33405 Talence cedex. France. jm.jouanneau@epoc.u-bordeaux1.fr, o.weber@epoc.u-bordeaux1.fr

La plataforma vasca, situada al sur del Golfo de Vizcaya, presenta un trazado de costa orientado perpendicularmente respecto a la plataforma aquitana. Debido a esto, constituye una zona fisiográficamente original, bordeada al sur y al este por el continente y al norte por el cañón de Capbreton. El margen Nord-Ibérico del País Vasco (Guipúzcoa y Vizcaya) está caracterizado por una plataforma continental estrecha (entre 7 y 20 km) lo que favorece el transporte rápido y directo de los materiales aportados por los ríos hacia el fondo del Golfo de Vizcaya y en particular, al Cañón de Capbreton. Los sedimentos transportados por los ríos del País Vasco en la zona costera, representan una carga sólida de 500 000 T/año (Uriarte Villalba, 1995). Este margen se encuentra además bajo la influencia de corrientes de talud dirigidas hacia el este, inducidas por la vena de agua mediterránea (Le Cann & Pingree, 1995). Estas condiciones particulares parecen indicar que los procesos que controlan la sedimentación actual de origen continental en esta parte del Golfo de Vizcaya, afectan más al norte y al este, por tanto a la parte francesa de la plataforma.

La evaluación de la sedimentación de partículas finas en las zonas costeras es importante debido a sus interacciones con la calidad del medio químico y biológico, manifiestamente influenciadas por la acción antrópica. Esta evaluación es necesaria igualmente para establecer el balance de materiales a escala del océano Atlántico, en la medida en la que estas zonas costeras constituyen áreas de trampa preferenciales para los materiales de origen continental. Con el fin de localizar y cartografiar la zona de depósito de lodos en la plataforma vasca se llevó a cabo una campaña oceanográfica (EUSKASED) en verano del año 2003, en la que se obtuvieron las muestras de sedimento objeto de este estudio. Como parte de dicho sedimento, aparecen diversos organismos pertenecientes al microbentos entre los que destacan los foraminíferos y los ostrácodos. Los resultados de esta campaña (Jouanneau *et al.* 2008) muestran una visión de la sedimentación en la plataforma continental vasca desde el cañón de Capbreton hasta el este de Cantabria, apareciendo por vez primera la zona de sedimentación de los elementos finos, situada en la plataforma guipuzcoana. Sin embargo hacia el oeste, a lo largo de la plataforma de Vizcaya y este de Cantabria predominan los sedimentos arenosos.

En este trabajo se describen los foraminíferos bentónicos y ostrácodos presentes en 110 muestras de sedimento, recogidas con una draga Shipeck en la parte más oriental de la costa atlántica española, con el fin de aportar datos sobre la dinámica marina y sedimentaria. Se trata de un área de unos 150 km de longitud situada entre 43º10'N y 43º40'N de latitud y 1º30'W y 3º20'W de longitud. Constituye la primera fase de un proyecto más amplio, ya que una vez conocida la distribución ecológica actual de dicha microfauna, se está analizando la microfauna presente en varios testigos. Los cambios que se suceden a lo largo de los mismos, permitirán caracterizar los eventos paleoceanográficos más importantes ocurridos en el sur del Golfo de Vizcaya durante el Cuaternario más reciente.

Un total de 32076 foraminíferos bentónicos agrupados en 202 especies, han sido identificados. La realización de análisis multivariantes (cluster Q, R, DCA) con las muestras y especies arroja como resultado una distribución de la microfauna de acuerdo a la batimetría y

al tipo de sedimento. Así, en aguas someras (<60 m) la asociación de foraminíferos dominante está formada por las especies *Lobatula lobatula, Rosalina globularis* y *Ammonia beccarii* en substrato arenoso, mientras que sobre limo son abundantes *Bulimina gibba* y *Quinqueloculina seminula*. En la plataforma media (60-80 m) son mayoritarias *Brizalina spathulata* y *Cassidulina laevigata,* acompañadas por *Asterigerinata mamilla, L. lobatula* y *Globocassidulina subglobosa* como especies secundarias. En las áreas con arena gruesa aparecen numerosos ejemplares de *Gaudryina rudis* y *Q. seminula*. Las especies más abundantes en batimetrías de entre 80 y 130 m son *C. laevigata* y *L. lobatula*, acompañadas de *G. rudis* y *Textularia sagittula* sobre arena gruesa, *Gl. subglobosa* en el limo arenoso y *Br. spathulata* en el sedimento limo-arcilloso. En la plataforma externa (>130 m) son dominantes: *Uvigerina peregrina*, *C. laevigata* e *Hyalinea balthica. Bulimina marginata* acompaña a las anteriores en el sedimento limoso, mientras que en arena fina aparecen: *L. lobatula*, *R. globulares* y *Cibicides refulgens*.

En lo que a los ostrácodos se refiere, se han estudiado más de 5700 valvas identificándose un total de 149 especies, siendo las más abundantes: *Pterygocythereis jonesii*, *Lindisfarnia guttata*, *Costa edwardsii, Carinocythereis carinata* y *Cytheropteron nodosum*. Tal y como ocurre con los foraminíferos bentónicos, la distribución de las asociaciones de ostrácodos también está controlada por la profundidad y tipo de sustrato. Así, en las muestras situadas entre Ondarroa y Biarritz, donde el sustrato es principalmente fangoso, se observan dos asociaciones: *L. guttata* domina en la zona más somera (< 100 m) y *P. jonesii* en batimetrías superiores (> 100 m). En las muestras recogidas entre Ondarroa y Castro Urdiales, con sustrato arenoso, no hay una única especie dominante. En las muestras más someras (< 100 m) son más abundantes: *L. guttata*, *Loxoconcha elliptica* y *Aurila convexa*. En las muestras más profundas (> 100 m) dominan: *P. jonesii*, *L. guttata, Echinocythereis laticarina* y *Celtia quadridentata*.

La presencia en la plataforma interna (<50 m) de especies propias de cabecera de estuarios como *Ammonia tepida*, *Cribroelphidium williamsoni* y *Haynesina germanic*a (Pascual, 1992), pone de manifiesto los aportes de los ríos vascos y la dinámica costera reinante en la zona. Por otro lado, la influencia de la aguas profundas en esta plataforma queda demostrada por la presencia de especies batiales de foraminiferos (*Fontbotia wuellestorfi* y *Hoeglundina elegans*) y de ostrácodos (*Krithe* spp., *Cytheropteron* spp., *Buntonia* spp.), que evidencian la existencia de procesos de upwelling en la plataforma vasca.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2007-64428/BTE del MEC, GIC07/124-IT-369-07 del Gobierno Vasco y UNESCO 07/06 de la UPV/EHU. B. M. Martínez-García disfruta de una beca predoctoral FPU del MEC.

Referencias

Jouanneau, J.M., Weber, O., Champilou, N., Cirac, P., Muxica, I., Borja, A., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J. & Donard, O. 2008. Recent sedimentary study of the shelf of the Basque country. *Journal of Marine Systems* **72**, 397-406.

Le Cann, B. & Pingree, R. 1995. Circulation dans le Golfe de Gascogne: une revue des travaux récents. In: *Actas del IV Coloquio Internacional de Oceanografía del Golfo de Vizcaya* (Eds. O. Cendrero, & I. Olaso). Instituto Español de Oceanografía, Santander, 217-234.

Pascual, A. 1992. Utilización de los foraminíferos bentónicos para un mejor conocimiento del medio ambiente en los estuarios vizcaínos (Gernika y Bilbao). *Revista Española de Micropaleontología* **24(1)**, 33-57.

Uriarte Villalba, A. 1995. Suspended sediment input of the rivers of Guipúzcoa to the continental shelf. In: *Actas del IV Coloquio Internacional de Oceanografía del Golfo de Vizcaya* (Eds. O. Cendrero, & I. Olaso). Instituto Español de Oceanografía, Santander, 113-122.

La exposición *Insectos en ámbar: atrapados en el tiempo* (Museo Geominero, IGME): importancia de las exposiciones temporales en la divulgación de investigaciones paleontológicas

Peñalver, E., Rodrigo, A. y Barrón, E.

Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid. España. e.penalver@igme.es, a.rodrigo@igme.es, e.barron@igme.es

Introducción

El equipo del Museo Geominero tiene una amplia experiencia en la divulgación científica en el ámbito de las Ciencias de la Tierra gracias al estudio de sus colecciones y a la investigación que en él se realiza. En los últimos años, el descubrimiento en nuestro país de ámbar del Cretácico Inferior con inclusiones biológicas y la descripción taxonómica de un gran número de ellas han revalorizado las colecciones de ámbar que se encuentran depositadas en distintos museos españoles. Concretamente, el Geominero posee una interesante representación de ámbar cretácico de diversas localidades españolas integrada en la colección de *Flora e Invertebrados fósiles españoles* y de ámbar mioceno de la República Dominicana perteneciente a la colección de *Fósiles Extranjeros*. Las colecciones del Museo, tanto el material expuesto como el conservado en sus fondos, conservan piezas excepcionales sin bioinclusiones que destacan por su tamaño y morfología, con evidencias de las distintas etapas de su formación. Por su parte, el estudio de las bioinclusiones que muestra la colección de ámbar dominicano, está proporcionando atractivos resultados desde un punto de vista taxonómico.

La exposición temporal

El interés y desconocimiento que presenta el público general sobre los aspectos paleontológicos del ámbar junto con el deseo de mostrar algunas colecciones monográficas, fueron los motivos por los que se decidió organizar la exposición temporal *Insectos en ámbar: atrapados en el tiempo*. Ésta se exhibió en la sede central del Instituto Geológico y Minero de España desde el 9 de octubre de 2007 hasta el 13 de enero de 2008, en el contexto de las actividades celebradas con motivo del Año Internacional del Planeta Tierra y coincidiendo con el desarrollo en Madrid de la Semana de la Ciencia, iniciativa que aglutina un gran número de actividades de divulgación científica como son talleres, excursiones geológicas, ciclos de conferencias y, como novedad en 2008, la citada exposición temporal.

La exposición se ha planteado en forma de diez paneles con textos sencillos, amenos y de fácil comprensión, dando una especial relevancia a las imágenes. Además, se ha incluido una vitrina en donde se exponen ejemplares originales que muestran la naturaleza del ámbar y los organismos fósiles que encierra. Junto a los especímenes incluidos se ubica una imagen ampliada de ellos que permite observar detalles morfológicos de las bioinclusiones contenidas en el ámbar.

El discurso expositivo comienza con la visión que existía en la Antigüedad sobre el ámbar, las propiedades que se le atribuían y el extenso comercio que existía. Roma llegó a tener destinada una parte de su ejército del Norte para controlar la ruta que desde el Báltico abastecía de ámbar la cada vez mayor demanda de la aristocracia. Posteriormente se aborda cómo en la actualidad la Ciencia proporciona una explicación racional que aclara qué es el ámbar, así como el interés que tiene su estudio para conocer la vida del pasado.

Más adelante, se aborda el origen del ámbar y la existencia de inclusiones vegetales que nos dan pistas acerca de la vegetación que existía en la zona de producción. No obstante, son los insectos dada su abundancia, tamaño, hábitat y comportamiento los que se encuentran en mayor cantidad atrapados en las masas de resina que más adelante se transformarán en ámbar.

Por esta razón, la exposición continúa explicando el proceso por el que estos artrópodos quedaron atrapados y fosilizaron.

A continuación, se presenta la enorme diversidad de insectos y otros organismos que han sido encontrados en el ámbar, prestándose atención, ya avanzado el discurso expositivo, a las evidencias de comportamiento de insectos registradas en el interior del ámbar, tales como depredación, relaciones simbióticas, acciones de defensa, etc. Este tipo de evidencias directas son muy excepcionales en el registro fósil. La exposición culmina mostrando la distribución, edad y relevancia de los afloramientos ambarígenos españoles en el contexto mundial, la investigación ya realizada y la que se encuentra en curso gracias a políticas científico-tecnológicas que se desarrollan en la actualidad.

En paralelo con la exposición, se programó un ciclo de conferencias en el que intervinieron cuatro expertos en el tema que realizan actualmente su investigación con ámbar español. Estas conferencias abordaron tanto aspectos metodológicos sobre la preparación del ámbar como paleobotánicos y paleoentomológicos.

Resultados

La realización de esta exposición ha contribuido de manera notable a la difusión de la cultura científica en el ámbito de las Ciencias de la Tierra y, más concretamente, a la puesta en valor de parte del patrimonio paleontológico depositado en el Museo Geominero. Asimismo, ha servido para dar a conocer a la sociedad el estado actual de las investigaciones que sobre el ámbar se están realizando en nuestro país. Se calcula que más de 7.000 personas han visitado la exposición durante los tres meses que se ha exhibido en la sede central del IGME (Madrid). Entre febrero y agosto de 2008 se ha expuesto en el Museo de Ciencias Naturales de Valencia y entre septiembre y octubre en el Jardín Botánico de Córdoba. Está previsto que en noviembre se exponga en el Centro Provincial de Interpretación Paleontológica de Lepe (Huelva) y en diciembre en Málaga, en colaboración con el Vicerrectorado de Investigación y Desarrollo de la Universidad. En los primeros meses de 2009 la exposición será acogida por el Museo de Ciencias Naturales de Viso del Marqués (Ciudad Real). Los resultados obtenidos con la puesta en funcionamiento de esta exposición temporal comprenden la transmisión de manera didáctica de conceptos paleontológicos clave gracias al registro fósil conservado en el ámbar, motivando el interés por la Paleontología en general, para lo cual la exposición permanente del Museo Geominero, a escasos metros de la exposición temporal, constituye un lugar privilegiado.

Agradecimientos

La exposición *Insectos en ámbar: atrapados en el tiempo* se ha realizado gracias a las ayudas económicas recibidas de la Fundación para la Ciencia y la Tecnología (FECYT, proyecto CCT005-07-00043) y del propio IGME.

Los grandes reptiles antediluvianos de las colecciones del MNCN

Pérez García, A.[1,2] y Sánchez Chillón, B.[2]

1: Unidad de Paleontología, Departamento de Biología, Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. 28049 Cantoblanco. España. paleontologo@hotmail.com

2: Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España. mcnsc2b@mncn.csic.es

El Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN), gracias a los grandes naturalistas que han incorporando ejemplares a sus colecciones y desarrollado su trabajo en él desde el siglo XVIII, es la institución fundamental para el desarrollo de la paleontología española, al menos, hasta la segunda mitad del siglo XX. El análisis de las colecciones clásicas y de la documentación histórica vinculada, proporciona una mejor aproximación a la historia de la paleontología española y, en muchos casos, permite situarla en el contexto histórico, político y social del país.

En la actualidad, en el Museo hay inventariados 68.190 fósiles de vertebrados, de los que 1.913 están identificados como reptiles y, tan sólo, 281 como reptiles mesozoicos. Sorprendentemente, salvo pequeñas excepciones (Sanz García 1980; Ruiz-Omeñaca & Pereda-Suberbiola 1999; Ruiz-Omeñaca *et al.*, 2003; Pereda Suberbiola & Ruiz-Omeñaca 2005; Pereda Suberbiola *et al.*, 2006), esta colección apenas ha sido revisada tras la Guerra Civil.

Algunos de los reptiles mesozoicos del Museo fueron adquiridos hace más de siglo y medio, destacando, por su abundancia y diversidad, las colecciones incorporadas por José Royo y Gómez en los años 20 y 30 del siglo XX. En todo este tiempo las colecciones han sufrido una historia compleja que, en algunos casos, ha dificultado el mantenimiento adecuado de la información. Uno de los acontecimientos que más negativamente influyeron en el estado de las de las colecciones fue la Guerra Civil y el periodo de postguerra.

En estas condiciones es evidente que la revisión de las identificaciones de los elementos que componen la colección, junto con el análisis de la documentación que los acompaña, aporta valiosas pistas sobre la historia de sus descubrimientos y permite confirmar o refutar algunas referencias clásicas. Este proceso permite resolver dudas sobre la procedencia de muchos de los ejemplares, corregir errores y avanzar en la catalogación de la colección de reptiles mesozoicos del MNCN. Se pretende combinar la información procedente del análisis de los ejemplares fósiles con la aportada por documentación histórica. En este caso, además de la información manuscrita que acompaña a los ejemplares y de los inventarios realizados en diferentes momentos, es de gran utilidad el análisis de otros documentos disponibles, como publicaciones, libros de entradas y salidas de material científico al Museo, documentos sobre la adquisición de ejemplares o cesión de éstos, documentación inédita manuscrita (cuadernos de campo, diarios, etc.), ficheros (destacando el fichero de Royo y Gómez), fotografías y noticias de prensa, custodiados por distintas instituciones, tales como el Archivo del MNCN, el Archivo del Palacio Real o la Hemeroteca Nacional.

Se analizará la información correspondiente a los 281 ejemplares de reptiles mesozoicos inventariados, a otros sin inventariar y a ejemplares de vertebrados que fueron extraídos, adquiridos o donados junto a ellos. También se considerarán las réplicas, modelos y recreaciones de reptiles mesozoicos, tanto si realmente forman parte de las colecciones del Museo como si hay documentos históricos que indiquen intentos de adquisición, como las solicitudes de réplicas de *Iguanodon* al Museo Real de Historia Natural de Bruselas a principios del siglo XX o el envío de modelos de dinosaurios en yeso desde Londres en 1935.

Se abordan, desde una perspectiva histórica, las colecciones de reptiles mesozoicos adquiridas por Juan Vilanova y Piera a partir de los primeros años de la década de los años 50

del siglo XIX y por Augusto González de Linares en los años 80; los detalles de la adquisición, traslado e instalación de la réplica del esqueleto de *Diplodocus carnegiei* y la inauguración de una nueva sala de Paleontología en la que exponerlo; la problemática sobre el origen y adquisición del ejemplar de *Lariosaurus balsami*; la colección de Royo y Gómez, considerando tanto los ejemplares conservados en el Museo como otros ejemplares estudiados por él, además de las otras muchas donaciones, intercambios, compras y recolecciones que han permitido la formación de la colección de reptiles mesozoicos del MNCN.

Referencias

Pereda Suberbiola, X. & Ruiz-Omeñaca, J.I. 2005. Los primeros descubrimientos de dinosaurios en España. *Revista Española de Paleontología* **Número Extraordinario 10**, 15-28.

Pereda Suberbiola, X., Ruiz-Omeñaca, J.I. & Canudo, J.I. 2006. Los primeros descubrimientos de dinosaurios ibéricos. *Naturaleza Aragonesa* **16**, 4-10.

Ruiz-Omeñaca, J.I. & Pereda Suberbiola, X. 1999. In: *XV Jornadas de Paleontología, Actas, Tomo 1* (Ed. I. Rábano). Instituto Tecnológico Geominero de España (Colección Temas Geológico-Mineros, 26), Madrid, 111-112.

Ruiz-Omeñaca, J.I.; Pereda Suberbiola, X. & Company, J. 2003. Juan Vilanova, José Royo y Gómez y los dinosaurios de Morella en las colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. In: *Libro de Resúmenes de las XIX Jornadas de Paleontología, Morella 2003* (Eds. M.V. Pardo Alonso y R. Gozalo), 150-151.

Sanz García, J.L. 1980. *Los notosaurios españoles. Analisis filogenetico y sistematico de los sauropterigios triasicos.* Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 442 pp. (inédita)

Una nueva tortuga (Chelonii, Eucryptodira) del Cretácico Inferior (Aptiense) de Morella (Castellón)

Pérez García, A.[1,2], Murelaga, X.[3] y Gasulla, J.M.[1]

1: Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. E-28049 Cantoblanco. España. paleontologo@hotmail.com
2: Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/. José Gutiérrez Abascal, 2. E-28006 Madrid. España.
3: Universidad del País Vasco UPV/EHU. Facultad de Ciencia y Tecnología. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. xabier.murelaga@ehu.es

En el Aptiense inferior de la Formación Arcillas de Morella (Morella, Castellón) se han identificado al menos cuatro tipos de tortugas (Ortega *et al.*, 2006), la mayor parte aún por describir. Hasta el momento se han atribuido algunos fragmentos de placas a "*Tretosternon*" *punctatum* (Royo y Gómez 1927a, 1927b), actualmente en revisión, y otros al solemídido *Helochelydra* (Ortega *et al.*, 2006). En este trabajo se describe y analiza un caparazón bastante completo procedente del control paleontológico que se desarrolla sistemáticamente en la explotación de arcilla en la Mina del Mas de la Parreta de Morella.

En el Cretácico de la Península Ibérica se han reconocido representantes de paracriptodiros Pleurosternidae (Krebs, 1995) y Solemydidae (Lapparent de Broin & Murelaga, 1999; Murelaga *et al.*, 1998, 2005; Pereda-Suberbiola et al., 1999; Company 2004; Canudo *et al.*, 2005a, 2005b; Murelaga & Canudo 2005). Además, se han identificado, con dudas, representantes de eucriptodiros Macrobaenidae (Fuentes Vidarte *et al.*, 2003), criptodiros Cheloniidae (Bardet *et al.*, 1993) y taxones probablemente próximos a criptodiros Chelydridae, pero que no cumplen la diagnosis de la familia (Lapparent de Broin, 2001).

El nuevo ejemplar analizado comparte con los miembros basales de Eucryptodira (Gaffney, 1975; Lapparent de Broin *et al.*, 1996) la ausencia de mesoplastrones, la geometría de las placas neurales, siendo la primera cuadrangular y las siguientes hexagonales, excepto la séptima y octava, que son pentagonales, y la ausencia de escudos supramarginales. Sin embargo, el ejemplar no comparte las sinapomorfías que diagnostican el taxón Cryptodira (*sensu* Joyce, 2004).

En el entorno de los eucriptodiros basales, el ejemplar de Morella no comparte las condiciones derivadas presentes en Macrobaenidae, como plastrón cruciforme y sutura entre el espaldar y el plastrón no fuertemente osificada. En el Jurásico Superior ibérico se atribuyen a eucriptodiros basales Plesiochelyidae algunos restos provenientes del Kimmeridgiense y el Titónico del Grupo Lourinhã portugués (Sauvage, 1897-1898; Antunes *et al.*, 1988; Lapparent de Broin *et al*., 1996; Pérez García *et al.*, 2008). El ejemplar de Morella comparte con los miembros de Plesiochelyidae el contacto óseo entre el plastrón y el espaldar; la ausencia de fontanelas en estado adulto (caracter presente en algunos individuos de Plesiochelyidae) y la relación anchura-longitud de los escudos vertebrales, siendo más anchos que largos (Pérez García *et al.*, 2008). No obstante, difiere del resto de los representantes de esta familia en algunos rasgos, como la presencia de escotadura anal (Joyce, 2004).

De forma preliminar, se considera que el ejemplar de Morella representa a un eucriptodiro basal no descrito previamente en la Península Ibérica. Se discutirán sus relaciones de parentesco con otros grupos basales de Eucryptodira.

Referencias

Antunes, M.T., Becquart, D. & Broin, F. de 1988. Découverte de "*Plesiochelys*", Chélonien marin-littoral, dans le Kimméridgien d'Alcobaça, Portugal. *Ciências da Terra* **3**, 179-195.

Bardet, N., Corral, J.C. & Pereda, J. 1993. Primeros restos de reptiles marinos en el Cretacico superior de la Cuenca Vasco-Cantabrica. *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava* **8**, 27-35.

Canudo, J.I., Cobos, A., Martín-Closas, C., Murelaga, X., Pereda-Suberbiola, X., Royo-Torres, R., Ruiz-Omeñaca, J.I. y Sender, L.M. 2005a. Sobre la presencia de dinosaurios ornitópodos en la Formación Escucha (Cretácico Inferior, Albiense): Redescubierto el "*Iguanodon*" de Utrillas (Teruel). In: *XVI Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Teruel, 2005*. Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel (Fundamental, 6), Teruel, 51-56.

Canudo, J.I., Infante, P. & Murelaga, X. 2005b. Primer registro de vertebrados continentales (Dinosauria y Quelonii) en el Maastrichtiense de Teruel (Cirugeda, Aliaga). In: *XVI Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Teruel, 2005*. Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel (Fundamental, 6), Teruel, 57-62.

Company, J. 2004. *Vertebrados continentales del Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense) de Valencia.* Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia, 410 pp. (inédita)

Fuentes Vidarte, C., Meijide Calvo, M. & Meijide Fuentes, F. 2003. Nueva tortuga para el Cretácico Inferior de Salas de los Infantes (Burgos, España): *Salasemys pulcherrima* nv. gen. nv. sp. *Studia Geologica Salmanticensia* **39**, 109-123.

Gaffney, E. 1975. A phylogeny and classification of the higher categories of turtles. *Bulletin of the American Museum of Natural History* **155**, 387-436.

Joyce W. G. 2004. *Phylogeny, nomenclature, and ecology of Mesozoic Turtles*. Tesis Doctoral, Yale University, New Haven, 470 pp. (inédita).

Krebs, B. 1995. The Barremian Vertebrate Locality Uña (Province of Cuenca). Material for a comparison with Las Hoyas. In: *II International Symposium on Lithographic Limestones, Lleida-Cuenca (Spain), 9-16th July 1995. Extended Abstracts.* Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco, 95-97.

Lapparent de Broin, F. de 2001. The european turtle fauna from the Triassic to the Present. *Dumerilia* **4(3)**, 155-216.

Lapparent de Broin, F. de & Murelaga, X. 1999. Turtles from the Upper Cretaceous of Laño (Iberian Peninsula). *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava* **14(Número Especial 1)**, 135-211.

Lapparent de Broin, F. de, Lange-Badré, B. & Dutrieux, M. 1996. Nouvelles decouvertes de tortues dans le Jurassique Supérieur du Lot (France) et examen du taxon Plesiochelyidae. *Revue de Paléobiologie*, **15(2)**, 533-570.

Murelaga, X. & Canudo, J.I. 2005. Descripción de los restos de quelonios del Maastrichtiense superior de Arén y Serraduy (Huesca). *Geogaceta* **38**, 51-54.

Murelaga, X., Pereda Suberbiola, X., Astibia, H. & Lapparent de Broin, F. de. 1998. Primeros datos sobre las tortugas del Cretácico superior de Lleida. *Geogaceta* **24**, 239-242.

Murelaga, X., García Garmilla, F. & Pereda-Suberbiola, X. 2005. Primeros restos de vertebrados del Cretácico superior de Quecedo de Valdivielso (Burgos). *Geogaceta* **37**, 195-198.

Ortega, F., Murelaga X., Gasulla, J.M., García-Oliva, M., Escaso, F. & Yagüe, P. 2006. Primeros restos de la tortuga *Helochelydra* (Solemydidae) en el Cretácico Inferior (Aptiense) de Morella. In: *Libro de Resúmenes de las XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Ed. E. Fernández-Martínez). Universidad de León, León, 117-118.

Pereda-Suberbiola, X., Murelaga, X., Baceta, J.I., Corral, J.C., Badiola, A. & Astibia, H. 1999. Nuevos restos fósiles de vertebrados continentales en el Cretácico Superior de Álava (Región Vasco-Cantábrica): sistemática y posición estratigráfica. *Geogaceta* **26**, 79-82.

Pérez García, A., Ortega, F., Murelaga, X. & Dantas, P. 2008. *Plesiochelys* sp. (Testudines; Eucryptodira) de la Fm. Freixial (Jurásico Superior) en Ulsa (Torres Vedras, Portugal). In: *Paleontológica Nova (IV EJIP)* (Eds. J. Esteve & G. Meléndez). Universidad de Zaragoza (Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, SEPAZ, 8), Zaragoza, 331-344.

Sauvage, H.E. 1897-1898. Vertébrés fossiles du Portugal. Contribution à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique. Imprimerie de l'Academie Royale des Sciences (Direction des Travaux Géologiques du Portugal), Lisboa, 46 pp.

Royo y Gómez, J. 1927a. Sesión del 6 de julio. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* **27**, 307-309.

Royo y Gómez, J. 1927b. Sur le faciès Wealdien d'Espagne. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société géologique de France* **11**, 125-128.

Sobre la presencia del género *Elochelys* (Chelonii, Bothremydidae) en la Península Ibérica

Pérez García, A.[1,2], Ortega, F.[3] y Murelaga, X.[4]

1: Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. E-28049 Cantoblanco. España. paleontologo@hotmail.com
2: Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. C/. José Gutiérrez Abascal, 2. E-28006 Madrid. España.
3: Grupo de Biología. Facultad de Ciencias. UNED. Senda del Rey, 9. E-28040 Madrid. España. fortega@ccia.uned.es
4: Universidad del País Vasco UPV/EHU. Facultad de Ciencia y Tecnología. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. xabier.murelaga@ehu.es

La fauna de tortugas de Europa Occidental durante el Campaniense y Maastrichtiense está predominantemente compuesta por taxones endémicos. Uno de los grupos más abundantes son los pleurodiros Bothremydidae, representados por los géneros *Rosasia*, *Foxemys*, *Taphrosphys*, *Polysternon* y *Elochelys*. Hasta el momento, tan sólo estos dos últimos se han reconocido en el registro español, siendo dudosa la presencia de *Elochelys*. La mayor parte de los restos de botremídidos de Laño, en el Condado de Treviño (Lapparent de Broin & Murelaga 1996, 1999) y de Chera, en Valencia (Company, 2004), han sido atribuidos al género *Polysternon*, mientras que algunos ejemplares de Korres, en Álava (Pereda-Suberbiola *et al*., 1999), y de Fontllonga y Biscarri, en Lleida (Murelaga *et al.*, 1998), se han identificado como cf. *Polysternon* sp. Existen, además, algunos restos de botremídidos sin asignación genérica (Murelaga *et al.*, 2005; Murelaga & Canudo, 2005).

La única cita de otro género de botremídido en España corresponde a la consideración como ?*Elochelys* sp. de una placa proveniente del Campaniense terminal de Laño (Lapparent de Broin & Murelaga 1999). En el resto de Europa, *Elochelys* se conoce por material relativamente escaso, únicamente caparazones y placas aisladas, asignado a dos especies, *E. perfecta* y *E. convenarum*, conociéndose un único individuo de cada una de ellas. El ejemplar tipo de *E. perfecta* está constituido por un caparazón proveniente del Campaniense de Provenza (Nopcsa, 1931), mientras que el de *E. convenarum* lo está por otro caparazón del Maastrichtiense superior de Cassagnau-2, Haute-Garonne (Laurent *et al*., 2002). Además, se ha considerado como ?*Elochelys*, material fragmentario procedente de Languedoc (Broin 1977).

En el recientemente descubierto yacimiento del Cretácico Superior (Campaniense superior-Maastrichtiense inferior) de "Lo Hueco", en Fuentes, Cuenca (Ortega *et al.*, 2008) se ha hallado una abundante colección de restos de tortugas compuesta por placas aisladas, completas y fragmentadas, huesos apendiculares y del esqueleto axial, porciones de caparazones, caparazones completos e incluso individuos articulados o ligeramente desarticulados, que preservan gran parte del esqueleto axial y apendicular. Entre el material hallado pueden reconocerse individuos en distintos estadios ontogénicos, desde juveniles, con fontanelas abiertas, a adultos, con el caparazón totalmente osificado. A pesar de la abundancia de restos, la diversidad representada es muy baja, reconociéndose preliminarmente dos taxones. Uno de ellos, muy escaso, puede asignarse a Cryptodira. El otro es un pleurodiro al que se atribuye la práctica totalidad del material de quelonios del yacimiento.

Se analiza aquí un caparazón completo de este pleurodiro y se justifica su relación con el género *Elochelys*. Comparte con *Polysternon* la ornamentación constituida por pequeños surcos dicotómicos, que pueden llegar a anastomosarse formando polígonos de tamaño milimétrico, y con *Foxemys* la presencia de un escudo intergular, de gran tamaño, unido a los pectorales, separando los humerales. El ejemplar comparte con *Elochelys*, además de estas dos condiciones, una condición autopomorfica del género: surco humero-pectoral dispuesto

anteriormente a la sutura epi-hioplastral, excepto en el extremo lateral. Esta asignación constituye la primera cita bien fundamentada del género *Elochelys* en la Península Ibérica.

Referencias

Broin, F. de. 1977. Contribution à l'étude des Chéloniens. Chéloniens continentaux du Crétacé et du Tertiaire de France. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, série C. Sciences de la Terre* **38**, 1-366.

Company, J. 2004. *Vertebrados continentales del Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense) de Valencia.* Tesis Doctoral, Universitad de València, Valencia, 410 pp. (inédita)

Lapparent de Broin, F. de & Murelaga, X. 1996. Une nouvelle faune de chéloniens dans le Crétacé supérieur européen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série IIa-Sciences de la Terre et des planètes* **323**, 729-735.

Lapparent de Broin, F. de & Murelaga, X. 1999. Turtles from the Upper Cretaceous of Laño (Iberian Peninsula). In: *Geology and Palaeontology of the Upper Cretaceous vertebrate-bearing beds of the Laño quarry (Basque-Cantabrian Region, Iberian Peninsula)* (Eds. H. Astibia, J.C. Corral, X. Murelaga, X. Orue-Etxebarria & X. Pereda-Suberbiola). *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava* **14(Número Especial 1)**, 135-211.

Laurent, Y., Tong, H. & Claude, J. 2002. New side-necked turtle (Pleurodira: Bothremydidae) from the Upper Maastrichtian of the Petites-Pyrénées (Haute-Garonne, France). *Cretaceous Research* **23**, 465-471.

Murelaga, X. & Canudo, J.I. 2005. Descripción de los restos de quelonios del Maastrichtiense superior de Arén y Serraduy (Huesca). *Geogaceta* **38**, 51-54.

Murelaga, X; Pereda Suberbiola, X.; Astibia, H. & Lapparent de Broin, F. de. 1998. Primeros datos sobre las tortugas del Cretácico superior de Lleida. *Geogaceta* **24**, 239-242.

Murelaga, X., García Garmilla, F. & Pereda-Suberbiola, X. 2005. Primeros restos de vertebrados del Cretácico superior de Quecedo de Valdivielso (Burgos). *Geogaceta* **37**, 195-198.

Nopcsa, F. 1931. Sur des nouveaux restes de Tortues du Danien du Midi de la France. *Bulletin de la Société Géologique de France, 5ème série* **1**, 223-236.

Ortega, F., Sanz, J.L., Barroso-Barcenilla, F., Cambra-Moo, O., Escaso, F., García-Oliva, M. & Marcos Fernández, F. 2008. El yacimiento de macrovertebrados fósiles del Cretácico Superior de "Lo Hueco" (Fuentes, Cuenca). In: *Paleontológica Nova (IV EJIP)* (Eds. J. Esteve & G. Meléndez). Universidad de Zaragoza (Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, SEPAZ, 8), Zaragoza, 119-131.

Pereda-Suberbiola, X.; Murelaga, X.; Baceta, J.I.; Corral, J.C.; Badiola, A. & Astibia, H. 1999. Nuevos restos fósiles de vertebrados continentales en el Cretácico Superior de Álava (Región Vasco-Cantábrica): sistemática y posición estratigráfica. *Geogaceta* **26**, 79-82.

Desarrollo ontogenético en el oso de las cavernas mediante el estudio de isótopos estables

Pérez-Rama, M., Fernández-Mosquera, D. y Grandal-d'Anglade, A.

Instituto Universitario de Xeoloxía. Universidade da Coruña. E-150711 A Coruña. España. mperezr@udc.es, xemos@udc.es, xeaurora@udc.es

Los estudios de isótopos estables han demostrado ser una útil herramienta en ecología, paleontología y otras áreas del conocimiento de los seres vivos, ya que registran la interacción del organismo con la litosfera, la hidrosfera y la atmósfera. Hemos usado esta técnica para el análisis del colágeno de restos óseos de juveniles de *Ursus spelaeus* (ROSENMÜLLER) de distintas edades y tallas procedentes de Cova de Eirós (Galicia, España), para intentar estudiar el complicado metabolismo de esta especie en esta etapa de crecimiento.

El origen de las variaciones en $\delta^{13}C$ en individuos juveniles procede principalmente de la mayor o menor influencia de la lactancia en cada individuo, ya que la leche materna es rica en grasas , que a su vez están empobrecidas en el isótopo pesado (Tieszen & Boutton, 1989). La leche materna además refleja la señal de $\delta^{15}N$ de la madre, por lo que la lactancia determina que la señal de $\delta^{15}N$ de los juveniles corresponda a un nivel trófico superior (Fogel *et al.*, 1989 y Jenkins *et al*., 2001). Además, los valores isotópicos de los neonatos reflejan el especial metabolismo de los osos durante la hibernación, época en la que se desarrollan y nacen las crías. El reciclaje de la urea en la madre determina unos valores de $\delta^{15}N$ en el neonato un 5‰ más elevado, mientras que al acudir a sus reservas de grasa para aportar nutrientes al feto, los valores de $\delta^{13}C$ son más negativos (Nelson *et al*., 1998).

Los resultados indican que existe una tendencia a la disminución de los valores de $\delta^{15}N$ a lo largo del crecimiento y un aumento en los de $\delta^{13}C$, aunque con una alta variabilidad dentro de algunos subgrupos de la población, pudiendo observarse resultados muy distintos en individuos con tamaños similares. En este trabajo se contemplan una serie de posibles causas para explicar la variabilidad observada.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto de Investigación BTE-CGL-2006-08996 del MEC.

Referencias

Fogel M.L, Tuross N. & Owsley D.W. 1989. Nitrogen isotope tracers of human lactation in modern and archeological populations. *Annual Report Geophysical Laboratory, Carnegie Institution 1988-1989*. Geophysical Laboratory, Carnegie Institution, Washington, 111-117.

Jenkins, S.G., Partridge S.T., Stephenson T.R, Farley S.D. & Robbins C.T. 2001. Nitrogen and carbon isotope fractionation between mothers, neonates, and nursing offspring. *Oecologia* **129**, 336-341.

Nelson D.E., Angerbjorn A., Liden K. & Turk I. 1998. Stable isotopes and the metabolism of the European cave bear. *Oecologia* **116**, 177-181.

Tieszen, L.L. & Boutton, T.W. 1989. Stable carbon isotopes in terrestrial ecosystem research. In: *Stable isotopes in ecological research* (Eds. P.W. Rundel, J.R. Ehleringer & K.A. Nagy). Springer, New York, 167-195.

Introducción al análisis morfológico de los ammonites del Ladiniense (Triásico Medio) en el sector oriental de la Cordillera Bética, España

Pérez-Valera, J.A.[1] y Barroso-Barcenilla, F.[1,2]

1: Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. E-28040 Madrid. España. jalbertoperez@geo.ucm.es, fbarroso@geo.ucm.es

2: Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Medioambientales. Universidad de Alcalá. E-28871 Alcalá de Henares. España.

A finales del siglo XIX se desarrollaron los primeros estudios sobre el posible modo de vida de los cefalópodos extintos. Posteriormente, comenzó a interpretarse la presencia casi exclusiva de ciertas morfologías de conchas en determinadas facies sedimentarias marinas. Más tarde, empezó a estudiarse la relación existente entre el modo de vida, la forma de la concha y la distribución de los cefalópodos del Jurásico y el Cretácico, y, minoritariamente, del Triásico. Entre estos últimos análisis destacan los de Wang & Westermann (1993) y Westermann (1996), quienes examinaron los hábitats de los ammonoideos triásicos a partir de lo estimado con los jurásicos y cretácicos. También sobresalen los relativamente frecuentes trabajos dedicados a aspectos paleoecológicos de distintos géneros de la familia Ceratitidae en el Muschelkalk alemán (Klug *et al*., 2005). En lo que respecta a ejemplares triásicos españoles, Virgili (1958) y Goy (1995), entre otros, advirtieron ciertas consideraciones paleoecológicas relacionadas con las características morfológicas de los taxones reconocidos.

De hecho, el estudio de las distribuciones geográficas y temporales y las morfologías de los cefalópodos fósiles, aunque sea una tarea compleja y especulativa, permite apuntar aspectos muy interesantes sobre los factores paleobiológicos y paleoambientales que las condicionaron. En concreto, para interpretar adecuadamente la distribución de los cefalópodos se debe considerar que en ella influía principalmente la temperatura y la profundidad, pero también otras condiciones paleoceanográficas, como la configuración de los espacios marinos, el grado de salinidad, el contenido de oxígeno y la disponibilidad de alimentos. Asimismo, es necesario contemplar que los registros obtenidos no suelen reflejar con precisión la distribución paleobiogeográfica de los cefalópodos, ya que ésta pudo resultar alterada por determinados procesos, como el transporte *post mortem*. Por su parte, para analizar la morfología de una concha, además de sus proporciones, se debe observar el contorno de la sección, el grado de enrollamiento de la espira, la forma de la ornamentación y la complejidad del trazado de las líneas de sutura. El contorno de la sección y el grado de enrollamiento se encontraban muy relacionados con la actividad del cefalópodo, ya que condicionaban su hidrodinámica, posibilitando que éste desarrollara una vida nectónica, bentónica o planctónica. La forma de la ornamentación influía en su robustez y su resistencia a los golpes o las agresiones de los depredadores. La complejidad de las líneas de sutura, y principalmente la altura de sus elementos, condicionaba su aguante a la implosión. En las conchas mejor conservadas, además de estos cuatro parámetros, se pueden considerar otros, como el grosor del anillo conectivo, la longitud de la cámara de habitación y la orientación de la abertura, siendo todos ellos muy influyentes en la flotabilidad del cefalópodo.

Tras analizar la distribución y la morfología de más de una treintena de géneros de ammonoideos del Triásico y estimar los valores de sus índices de resistencia sifonal y tabical, Wang & Westermann (1993) concluyeron que los hábitats de éstos fueron en general más someros que los que ocuparon sus descendientes en el Jurásico y el Cretácico. Asimismo, observaron que la mayoría de los ammonoideos triásicos, tanto planiespirales como heteromorfos, pueden englobarse en los 6 morfogrupos siguientes: 1) Platiconos y Oxiconos. Subgrupos A (más hidrodinámicos) y B (más ornamentados); 2) Esferoconos; 3) Planorbiconos, Coronados deprimidos y Cadiconos; 4) Torticonos; 5) Ortoconos y Giroconos;

y 6) Serpenticonos. Tomando como referencia estos seis morfogrupos y los parámetros anteriormente expuestos, en el presente trabajo se analizan las distintas morfologías de ammonites encontrados en el Ladiniense de la Cordillera Bética. Para ello, estos cefalópodos han sido divididos por géneros que adoptan afinidades y tendencias particulares y asignados a alguno de los morfogrupos anteriormente citados. Los datos obtenidos en este y otros trabajos, como el de Barroso-Barcenilla & Pérez-Valera (2008, este volumen), si se consideran como parte de las observaciones geológicas generales, ayudarán a identificar los distintos hábitats que se diferenciaron en las cuencas analizadas y, por tanto, a conocer mejor la paleogeografía de las mismas.

Los ejemplares pertenecientes a los géneros *Iberites*, *Israelites* (formas *compressa* y *gracile*) y *Negebites* podrían asignarse al morfogrupo 1A. Se trata de conchas de pequeñas a grandes, comprimidas e involutas, algunas algo oxiconas, con quilla y ornamentación débil. Presentan suturas simples de tipo ceratítico, por lo que podrían vivir como formas nectónicas en las áreas menos profundas de cuenca nerítica. Dentro del género *Eoprotrachyceras* se encuentran conchas de medianas a grandes, con secciones de subcuadradas a redondeadas, ornamentación gruesa con varias filas de tubérculos y un surco ventral. Se han asignado al morfogrupo 1B. Son menos móviles e hidrodinámicas que las anteriores, por lo que podrían vivir como formas nectobentónicas en plataformas abiertas someras. El género *Gevanites* posee varias especies más comprimidas e involutas y menos ornamentadas que la especie tipo, y se ha asignado con reservas al morfogrupo 3. Sus conchas van de pequeñas a medianas, poseen quilla y ornamentación binodosa y la sutura es típicamente ceratítica. Desarrollarían una actividad nectobentónica en plataformas abiertas muy poco profundas o epicontinentales. Por último, existen formas que han sido asignadas al género *Nannites*, de tipo esferocono, aunque relativamente comprimidas. Son conchas pequeñas que poseen suturas bastante simplificadas. Corresponderían al morfogrupo 2, por lo que serían nectoplanctónicas y habitarían los medios de cuenca nerítica menos profundos.

Según lo analizado, en los materiales del Ladiniense del sector oriental de la Cordillera Bética existen diversas morfologías de ammonites que denotan modos de vida nectónicos, nectobentónicos e, incluso, nectoplanctónicos y podrían haber habitado desde aguas abiertas de cuenca nerítica hasta plataformas epicontinentales someras.

Agradecimientos

Trabajo financiado por los proyectos CGL 2005-01765/BTE y PAI08-0204-1312, y una beca FPU del MEC. Los autores agradecen al Prof. Dr. Antonio Goy, de la UCM, sus interesantes aportaciones y sugerencias, así como a un revisor anónimo sus comentarios sobre el texto.

Referencias

Barroso-Barcenilla, F. & Pérez-Valera, J.A. 2008. Introducción al análisis distributivo y morfológico de los ammonoideos del Cenomaniense superior y el Turoniense inferior en el Surco Ibérico, España. In: *Libro de resúmenes. XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008* (Eds. J.I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela & J.C. García-Ramos). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 75-76.

Goy, A. 1995. Ammonoideos del Triásico Medio de España: Bioestratigrafía y Correlaciones. *Cuadernos de Geología Ibérica* **19**, 21-60.

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.

Virgili, C. 1958. El Triásico de las Catalánides. *Boletín del IGME* **69**, 1-856.

Wang, Y. & Westermann, G.E.G. 1993. Paleoecology of Triassic Ammonids. *Geobios, Mémoire Spécial*, **15**: 373-392.

Westermann, G.E.G. 1996. Ammonoid life and habitat. In: *Ammonoid Paleobiology* (Eds. N.H. Landman, K. Tanabe & R.A. Davis). Plenum Press (Topics in Geobiology 13), New York, 607-707.

"El Cañaveral": un nuevo yacimiento del Aragoniense medio de Madrid

Pesquero, M.D.[1], Siliceo, G.[2], Bárez, S.[3], Salesa, M.J.[2] y Morales, J.[2]

1: Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis. Avda. Sagunto s/n. E-44002 Teruel. España. pesquero@fundaciondinopolis.org

2: Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. E-28006 Madrid., España. siliceo@mncn.csic.es, msalesa@mncn.csic.es, mcnm166@mncn.csic.es

3: Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. E-28040 Madrid. España. paleosergio@yahoo.es

El yacimiento de El Cañaveral fue descubierto en 2007 como consecuencia de los trabajos de seguimiento y prospección paleontológica realizados en el Proyecto de urbanización UZP 2.01 "El Cañaveral" (Coslada, Madrid). Fue excavado por paleontólogos del Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC (Madrid) durante los meses de junio a noviembre de este mismo año.

El yacimiento, que ha proporcionado una asociación excepcional de macro y microvertebrados de edad Aragoniense medio (Mioceno medio), se encuentra dentro de la Unidad Intermedia del Mioceno medio. Dentro de esta unidad, el yacimiento se sitúa en la base del Miembro Superior (Bárez & Pérez González, 2007), caracterizado por la presencia de dolomías, arcillas verdosas laminadas, arcillas marrones y frecuentes intercalaciones de niveles silíceos.

Los niveles fosilíferos se han localizado a techo de un nivel de arcillas verdes laminadas con intercalaciones centimétricas de limos arenosos y en un nivel suprayacente de arcillas de color marrón oscuro con abundancia de materia orgánica (Fig. 1). Siendo más rica, tanto en abundancia de restos de macro como de microvertebrados, la zona del contacto entre ambos niveles. Según los primeros resultados de los restos de microfósiles hallados en la zona de estudio, los sedimentos pertenecerían a la biozona E del Aragoniense medio (MN5).

La superficie total excavada fue de 385 m^2 abarcando la totalidad del nivel fosilífero tras la delimitación de éste mediante la realización de una serie de zanjas y sondeos mecánicos. En total se han recuperado 1215 fósiles de macrovertebrados, de los cuales un 55% han podido ser determinados taxonómicamente y abundante material de micromamíferos. La lista faunística preliminar se compone de 7 taxones de micromamíferos y 11 de macromamíferos, además de abundantes restos detortugas, y algunos restos de escamosos y aves.

Entre los macromamíferos destaca la gran abundancia de restos pertenecientes a distintos taxones de carnívoros, en torno al 60%, lo que supera el porcentaje habitual de este grupo en este tipo de asociaciones depositadas en sedimentos estratificados, que no constituyen trampas naturales ni existen evidencias de que hayan sido producidas por hienas. Se han determinado un total de 241 especimenes pertenecientes al menos a 20 individuos asignados a 6 especies de 5 familias diferentes: Ailuridae, Felidae, Hyaenidae, Mustelidae y Ursidae (con dos especies dentro de la subfamilia Hemicyoninae). Los restos de hemicioninos son los mejor representados tanto en número de elementos como en número de individuos, llegándose a estimar un número mínimo de 11 individuos distribuidos en las dos especies determinadas. Este dato se ha obtenido a partir de la muestra de hemimandíbulas, el elemento anatómico más abundante, ya que aunque se han obtenido también un elevado número de vértebras, metápodos y falanges, éstos no son tan abundantes en términos relativos. También es destacable la presencia de abundante material craneal del ailúrido *Magerictis imperialensis*, conocido tan sólo por un m2 (Ginsburg *et al.*, 1997).

Entre los rumiantes destaca el abundante material de Palaeomerycidae recuperado, perteneciente al menos a 3 individuos, y algunos restos de un rumiante de pequeña talla. En

éste último, hay que hacer notar que los elementos anatómicos más representados son los astrágalos que han proporcionado un número mínimo de 6 individuos.

En definitiva existe un sesgo tafonómico en cuanto a la frecuencia relativa de elementos anatómicos, que se comporta de un modo diferente en función de los taxones analizados. Los carnívoros muestran una mayor abundancia relativa de elementos craneales con respecto a los postcraneales, mientras que en los rumiantes hay una ligera selección a favor de elementos postcranelas, que se acentúa en los de menor talla, con un claro predominio de elementos tarsales.

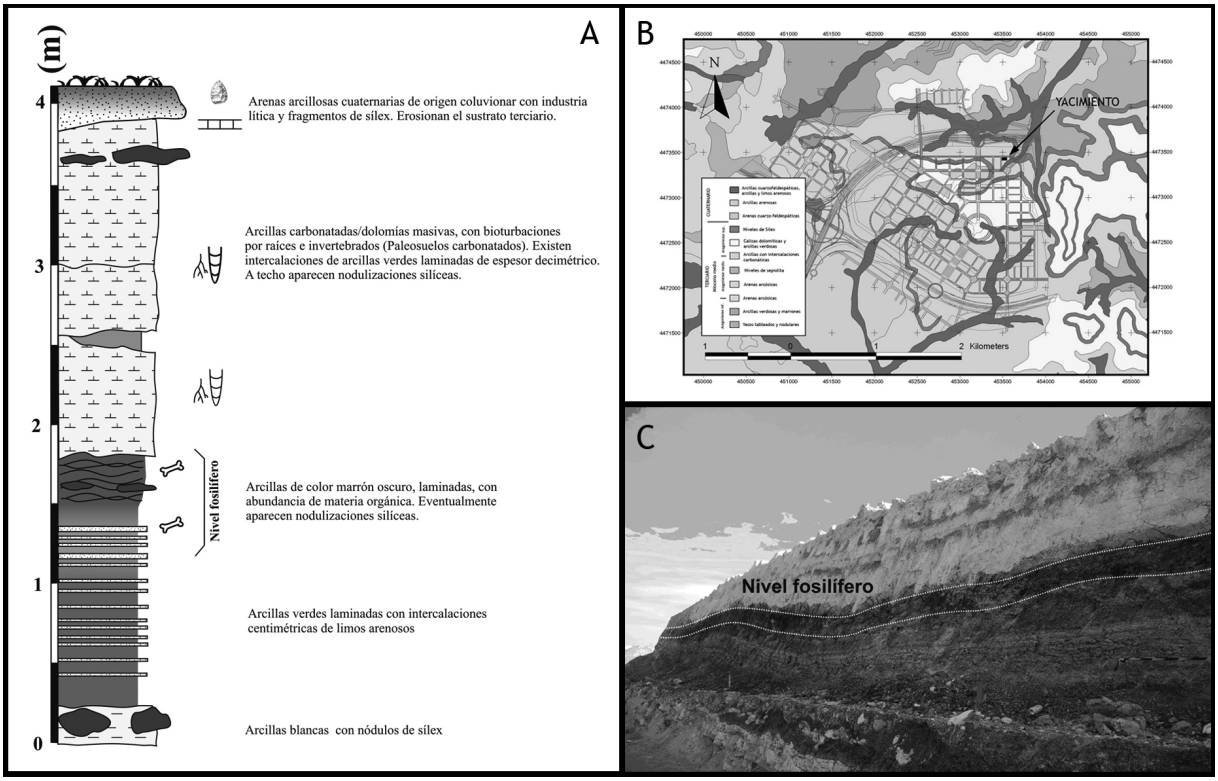


Figura 1. Yacimiento de El Cañaveral. **A**: columna estratigráfica. **B**: proyección de la obra y situación del yacimiento sobre el Mapa geológico de Madrid (IGME, 1989). **C**: localización del nivel fosilífero dentro de uno de los cortes cercanos al yacimiento.

Agradecimientos

Las excavaciones han sido financiadas por la Junta de Compensación UZP 2.10 "El Cañaveral" y los trabajos dirigidos por el estudio ARQUEX. Dirección General de Patrimonio Histórico de la Comunidad de Madrid, Nº Expte.: 0250/03

Referencias

Bárez, S. & Pérez González, A. 2007. Patrones de aprovechamiento minero prehistórico del sílex de Casa Montero (Vicálvaro, Madrid, España). In: *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario: actas de la XII Reunión Nacional de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, celebrada en Ávila, del 21 al 23 de junio de 2007* (Eds. J. Lario & P. Silva). Universidad Politécnica de Madrid, Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales, Sección de Publicaciones, Madrid, 91-92.

Ginsburg, L., Morales, J., Soria, D. & Herráez, E. 1997. Découverte d'une forme ancestrale du Petit Panda dans le Miocène moyen de Madrid (Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes* **325**, 447-451.

IGME. 1989. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 559, Madrid*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Marcas de carnívoros en *Ursus spelaeus* (Mammalia) del Pleistoceno Superior de Coro Tracito (Tella, Huesca)

Rabal-Garcés, R. y Cuenca-Bescós, G.

Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, rrabal@unizar.es, cuencag@unizar.es

El yacimiento de Coro Tracito (Tella, Huesca), descubierto por el Grupo de Espeleología de Badalona en 1976, ha proporcionado más de 4000 restos fósiles, todos ellos de la especie *Ursus spelaeus*. Hasta la fecha las únicas publicaciones sobre este material corresponden a Torres *et al.* (1998), en el que se realiza el análisis métrico de dientes y metápodos y una primera datación relativa y Torres *et al.* (2004), ésta de carácter divulgativo. En el presente trabajo se exponen los resultados del análisis tafonómico de los fósiles de huesos largos del yacimiento de Coro Tracito, centrado en las marcas de carnívoros y los tamaños de éstas, con el objetivo de acercarnos a la identificación del agente de carroñeo.

El material de estudio (fémur, tibia, fíbula, húmero, radio y ulna), suma un total de 267 piezas; 122 individuos adultos (adultos + subadultos) y 145 individuos infantiles (infantiles + juveniles). La metodología seguida para la categorización de los daños por carnívoros y sus medidas es una modificación de la establecida por Andrews & Fernández Jalvo (1997) y Pinto Llona *et al.* (2005). Según su localización se han determinado seis tipos de daños, siguiendo la notación de los autores: B) surcos en diáfisis, pero no en extremos articulares o fragmentados; C) perforaciones y depresiones en epífisis y articulación; D) mordeduras asociadas a fracturas en espiral; E) mordeduras asociadas a fracturas transversales; F) mordeduras asociadas a fracturas longitudinales; I) surcos en epífisis y articulación. En cuanto al tamaño de las marcas se han considerado únicamente perforaciones, que se refieren a marcas circulares u ovaladas sobre la superficie del hueso y que generalmente colapsan la cortical, y surcos, que son estrías de longitud, anchura y profundidad variables con un fondo rugoso, áspero e irregular (Cáceres Cuello de Oro, 2002). Se han distribuido en seis categorías de tamaño (Pinto Llona *et al*., 2005): I) <2,5 mm; II) >2,5–5 mm; III) >5–7 mm; IV) >7–9 mm; V) >9–11 mm; VI) >11 mm.

Atendiendo al tipo de daños por carnívoro se han visto afectados un 30,33% de los huesos largos de individuos adultos y un 30,34% de infantiles. Respecto a cada tipo de daño en individuos adultos, destaca la proporción que presentan las perforaciones y depresiones en articulaciones (daños tipo C) respecto a las demás categorías, perteneciendo a este tipo de daño un 74,03% de las marcas registradas, repartiéndose especialmente entre el fémur, la tibia y el húmero. Menos abundantes son los surcos, tanto los que se localizan en las articulaciones (I), con una representación del 14,92%, como los que se concentran en las diáfisis (B), sumando un 8,29%. Destacar por la poca representación que tienen en la muestra las mordeduras asociadas a fracturas en espiral (D, 0,55%), transversales (E, 1,10%), y longitudinales (F, 1,10%). En el caso de los individuos infantiles, aunque en menor medida, también se observa un claro predominio de los daños categorizados como C, perforaciones y depresiones en articulaciones, alcanzando un 55,45% del total. Los surcos tienen una representación mayor que en los individuos adultos, siendo algo superior en las articulaciones (I, 15,45%) que en la diáfisis (B, 12,73%). Las marcas asociadas a los bordes de fracturas también son algo más abundantes que en los individuos adultos. Las que se asocian a fracturas en espiral (D) representan un 10,00% del total y las relacionadas con fracturas transversales (E) un 6,36%. A parte de estas diferencias, puede observarse un modelo de alteración por dientes de carnívoros similar para ambos grupos de edad.

En el caso del tamaño de las marcas consideradas (perforaciones y surcos) sí se observa un modelo de distribución diferente entre los individuos adultos e infantiles (Fig. 1). Los daños

alcanzan un tamaño mayor en los primeros, predominando las marcas tipo C (67,88%), que se distribuyen en las categorías de tamaño II, III, IV, V y VI. Sin embargo en el caso de los infantiles este tipo de marca sólo alcanza tamaños de las categorías II, III y IV, mostrando además una representación mucho menor. Tanto en individuos adultos como en infantiles, casi la totalidad de los daños tipo surco se incluyen en la categoría de menor tamaño (I), alcanzando el 61,33% de las marcas medidas en los individuos infantiles. Si atendemos únicamente a las medidas de las perforaciones, incluidas en el tipo C, se observan tamaños considerablemente grandes, superando algunos los 9 mm en individuos adultos y siendo algo menores en infantiles.

Este patrón de alteración puede asimilarse al encontrado en otros yacimientos de *Ursus spelaeus* de la Península Ibérica estudiados por Pinto Llona *et al.* (2005). Por lo que conforme a lo indicado por estos autores, señalamos a los propios osos de las cavernas como los agentes del carroñeo de los restos de su misma especie en el yacimiento de Coro Tracito.

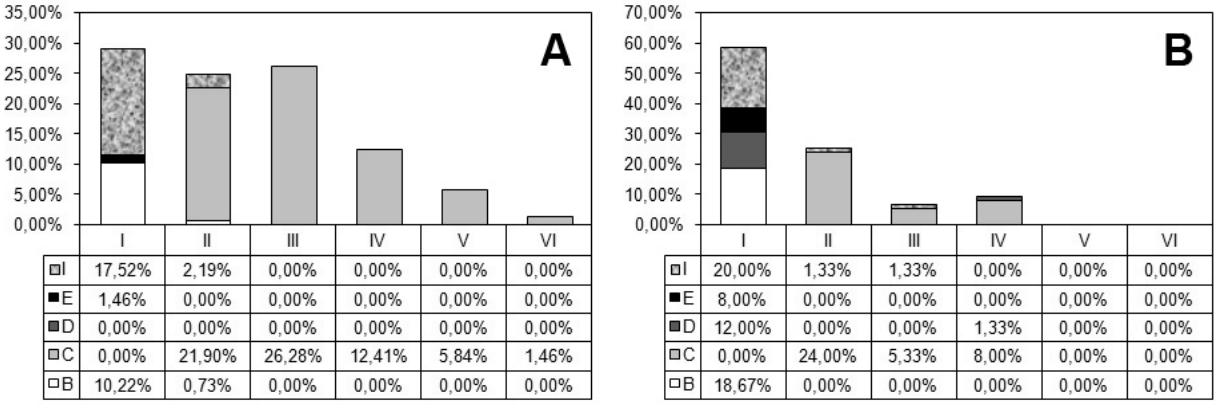


Figura 1. Distribución de las marcas de carnívoros según los rangos de tamaño escogidos para la totalidad de los huesos largos. **A**: en individuos adultos. **B**: en individuos infantiles.

Agradecimientos

Agradecer la labor del Grupo de Espeleología de Badalona y su entera colaboración con la investigación, así como a Montse Esteban e Isabel Cáceres de la Universitat Rovira i Virgili de Tarragona. R. Rabal-Garcés disfruta de una beca predoctoral (FPI) del Gobierno de Aragón.

Referencias

Andrews, P. & Fernández Jalvo, Y. 1997. Surface modifications of the Sima de los Huesos fossil humans. *Journal of Human Evolution* **33**, 191-217.

Cáceres Cuello de Oro, I. 2002. *Tafonomía de yacimientos antrópicos en karst. Complejo Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos), Vanguard Cave (Gibraltar) y Abric Romaní (Capellades, Barcelona)*. Tesis Doctoral, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 661 pp. (inédita).

Pinto Llona, A.C., Andrews, P.J. & Etxebarría, F. 2005. *Tafonomía y paleoecología de Úrsidos cuaternarios cantábricos.* Fundación Oso de Asturias, Oviedo, 679 pp.

Torres, T, Canudo, J.I., Cobo, R. & Cuenca, G. 1998. Cueva Coro Tracito (Tella Sin, Huesca) el primer yacimiento de alta montaña español de *Ursus spelaeus* Ros.-Hein. Nota preliminar. *Geogaceta* **24**, 303-306.

Torres, T, Ortiz, J.E., Cobo, R., Cuenca, G. & Canudo, J.I. 2004. El Oso de las Cavernas de la Cueva de Coro Tracito (Tella-Sin, Huesca). *Revista del Centro de Estudios de Sobrarbe* **10**, 206-248.

Nuevo género de sorícido fósil en la Gran Dolina (Atapuerca, Burgos, España)

Rofes, J. y Cuenca-Bescós, G.

Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, jrofes@unizar.es, cuencag@unizar.es

Un grupo de grandes musarañas venenosas (Mammalia, Soricidae) formó parte importante del conjunto faunístico que habitó la Sierra de Atapuerca (Burgos, España) durante la última parte del Pleistoceno Temprano [ca. 780-900 ka] (Cuenca-Bescós & Rofes, 2007). Hasta ahora, todos los sorícidos fósiles de tamaño medio a grande se habían atribuido a *Beremendia fissidens* (PETÉNYI 1864), especie Plio-Pleistocena de distribución principalmente europea (Jin & Kawamura, 1996), que vivió en Atapuerca hace más de un millón de años (Cuenca-Bescós & García, 2007). En un estudio reciente (Rofes & Cuenca-Bescós, en prensa), sin embargo, mostramos que los especímenes recuperados en los niveles TD4-6 de la Gran Dolina, pertenecen en realidad a un nuevo género y especie de musaraña de dientes rojos (Soricinae), más estrechamente vinculado a formas asiáticas que a *B. fissidens*. Una serie de análisis morfométricos y filogenéticos son la base para dicha reasignación.

El nombre elegido para el nuevo grupo es "*Dolinasorex glyphodon*" ROFES & CUENCA-BESCÓS en prensa. Hasta que futuros descubrimientos demuestren lo contrario, podemos considerar a "*D. glyphodon*" como un endemismo, además de ser el primer género de sorícido descrito en la península Ibérica hasta la fecha. Se discuten las principales implicaciones paleoecológicas y paleobiogeográficas de la presencia del nuevo grupo en la región de Atapuerca y en la Península Ibérica en general, como pueden ser la inferencia de un clima templado, húmedo y relativamente estable, y la posible dispersión de "*D. glyphodon*" desde el continente Asiático.

Presentamos también aquí una aproximación a la filogenia de la subfamilia Soricinae en Eurasia, incluyendo por primera vez especies exclusivamente fósiles además de las actuales, cuyos resultados podrían ser de gran interés para futuros, y seguramente más completos, estudios.

Referencias

Cuenca-Bescós, G. & García, N. 2007. Biostratigraphic succession of the Early and Middle Pleistocene mammal faunas of the Atapuerca cave sites (Burgos, Spain). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **259**, 99-110.

Cuenca-Bescós, G. & Rofes, J. 2007. First evidence of poisonous shrews with an envenomation apparatus. *Naturwissenschaften* **94**, 113-116.

Jin C. & Kawamura, Y. 1996. The first reliable record of *Beremendia* (Insectivora, Mammalia) in East Asia and a revision of *Peisorex* Kowalski and Li, 1963. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan*, *new series* **182**, 432-447.

Rofes, J. & Cuenca-Bescós, G. en prensa. A new genus of red-toothed shrew (Mammalia, Soricidae) from the Early Pleistocene of Gran Dolina (Atapuerca, Burgos, Spain), and a phylogenetic approach to the Eurasiatic Soricinae. *Zoological Journal of the Linnean Society*.

Vértebra cervical de Pliosauridae indet. (Albiense-Cenomaniense) de Jabaloyas (Teruel)

Royo-Torres, R. y Cobos, A.

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

El grupo de los reptiles marinos ha sido citado en España con restos de dientes y vértebras de plesiosaurios procedentes de diferentes niveles del Jurásico de Asturias, restos aislados de plesiosaurios, elasmosaurios y pliosaurios del Cretácico Inferior de Teruel y Castellón y, por último, con dientes de elasmosaurios del Cretácico Superior de Laño (Burgos). Destaca entre todos ellos el material postcraneal de Plesiosauroidea indet. de la Formación Rodiles en la localidad asturiana de Villaviciosa (Bardet *et al.*, 2008).

En este trabajo se presenta una vértebra de reptil marino asignado a Pliosauridae indet. El fósil fue hallado en el término municipal de Jabaloyas, en la provincia de Teruel (España). Está depositado en el Museo Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel con la sigla CPT-3298 y se encuentra expuesto en el satélite de Dinópolis en Albarracín. Su situación estratigráfica corresponde a la denominada Capa de Margas de Chera, que consiste en un nivel de areniscas calcáreas con abundantes restos de ostreidos intercalado entre otros de margas verdes y calcarenitas con orbitolinas. La edad de estos niveles es Albiense superior-Cenomaniense inferior (Gil *et al*., 2004). CPT-3298 es una vértebra caracterizada por la presencia de dos facetas en posición latero-ventral para las costillas. Éstas son típicas de las vértebras situadas en la serie cervical de los reptiles marinos. El centro vertebral es anficélico, con la cara anterior plana (y una clara depresión en su parte central) y la cara posterior de superficie plano-cóncava. Su longitud anteroposterior es de 48 mm, siendo menor que la longitud dorsoventral, que varía desde la cara anterior, con 64 mm, a la posterior, con 66 mm. La longitud lateromedial es de 66 mm en la cara anterior y de 60 mm en la posterior. Así, la menor longitud de todas es la anteroposterior. Las caras laterales son planas o ligeramente cóncavas. La superficie ventral, limitada por las facetas para las costillas cervicales, tiene una quilla de dirección anteroposterior que separa dos pequeñas depresiones. El arco neural está situado ligeramente en posición anterior, ocupando casi todo el centro con pedicelos robustos. Las prezigapófisis se desarrollan hacia adelante y sus facetas de articulación dibujan una "V". La presencia de los pedicelos y facetas para las costillas fusionados al centro indican que se trata de un individuo adulto.

La sistemática de Plesiosauria está realizada principalmente con los caracteres del cráneo (O´Keefe, 2001) pero también se han utilizado caracteres postcraneales para realizar asignaciones relevantes desde el punto de vista taxonómico (Buffetaut *et al*., 2005; Salgado *et al.*, 2007). En este trabajo se discuten aquellos que se pueden observar en CPT-3298. La medida de longitud del centro es un 72 % la de su altura. La presencia de un centro vertebral cervical más alto que largo descarta su asignación a los elasmosáuridos (Salgado *et al.*, 2007). El carácter de centros igual o más altos que largos se describe en pliosauroideos (Carpenter, 1996) y policotílidos (Bardet *et al*., 2003). La articulación de las caras en CPT-3298 es ligeramente anficélica en la cara anterior y plana en la posterior, diferente a la de los policotílidos, con vértebras marcadamente anficélicas (Salgado *et al*., 2007). La ausencia de un reborde bien definido en la cara posterior descartaría definitivamente la inclusión en el clado Polycotylidae (Salgado *et al*., 2007) y la inclusión en el clado Pliosauroidea en el sentido de O´Keefe (2001). La ausencia de forámenes en el centro y el carácter de quilla ventral con depresiones laterales permite clasificar a CPT-3298 entre los Pliosauridae (O´Keefe, 2001; Buffetaut *et al*., 2005).

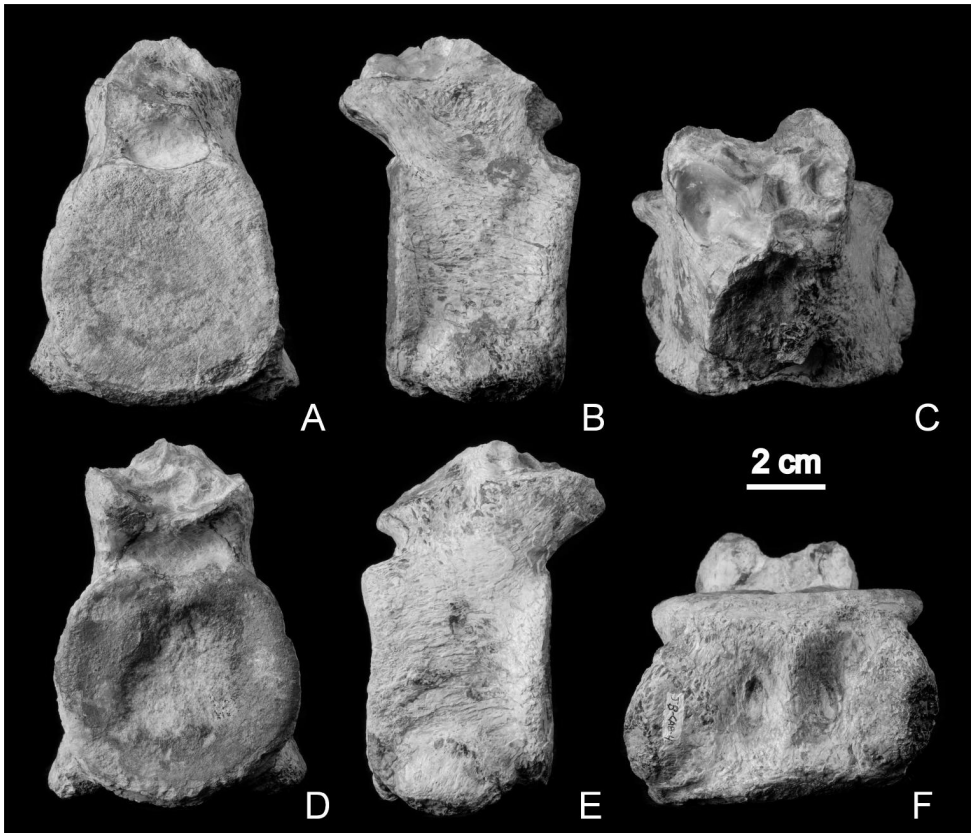


Figura 1. Vértebra cervical de Pliosauridae indet. (CPT-3298). **A**: vista posterior. **B**: vista lateral izquierda. **C**: vista dorsal. **D**: vista anterior. **E**: vista lateral derecha. **F**: vista ventral.

Agradecimientos. A Ángel Baltasar y Teodoro Pradas por la información de los yacimientos de Jabaloyas. Este estudio forma parte de los proyectos subvencionados por: Departamento de Educación, Cultura y Deporte (exp. 252/02/2003) y Dirección General de Investigación, Innovación y Desarrollo, Gobierno de Aragón (FOCONTUR, E-62); Ministerio de Educación y Ciencia (Proyecto CGL2006-13903) cofinanciado con fondos europeos FEDER**.**

Referencias

Bardet, N., Pereda Suberbiola, X. & Jalil, N-E. 2003. A new polycotylid plesiosaur from the Late Cretaceous (Turonian) of Morocco. *Comptes Rendus Palevol* **2**, 307-315.

Bardet, N., Fernández, M., García-Ramos, J.C., Pereda Suberbiola X., Piñuela, L., Ruiz-Omeñaca, J.I. & Vincent, P. 2008. A juvenile plesiosaur from the Pliensbachian (Lower Jurassic) of Asturias, Spain. *Journal of Vertebrate Paleontology* **28**, 258-263.

Buffetaut, E., Colleté, C., Dubus, B. & Petit J.-L. 2005. The "sauropod" from the Albian of Mesnii-Saint-Père (Aube, France): a pliosaur, not a dinosaur. *Carnets de Géologie/Notebooks on geology* **Letter 2005/01**, 1-5.

Carpenter, K. 1996. A review of the short-necked plesiosaurs from the Cretaceous of the Western Interior, North America. *Neues Jahbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **201**, 259-287.

Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García Hidalgo J.F. & García, A. 2004. Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España* **17**, 249-265

O'Keefe, F.R. 2001. A cladistic analysis and taxonomic revision of the Plesiosauria (Reptilia: Sauropterygia). *Acta Zoológica Fennica* **213**, 1-63.

Salgado, L., Parras, A. & Gasparini, Z. 2007. Un plesiosaurido de cuello corto (Plesiosauroidea, Polycotylidae) del Cretácico Superior del norte de Patagonia. *Ameghiniana* **44**, 349-358.

Primeros restos directos de dinosaurios en la Sierra de Albarracín (Teruel)

Royo-Torres, R., Cobos, A. y Alcalá, L.

Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis. Avda. Sagunto s/n. E-44002 Teruel. España. royo@dinopolis.com, cobos@dinopolis.com, alcala@dinopolis.com

Se presentan en este trabajo cuatros nuevos elementos postcraneales de dinosaurios Saurischia y Ornithischia hallados de forma aislada en la Formación Villar del Arzobispo de la Sierra de Albarracín (Teruel). Estos fósiles, depositados en el Museo Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel, se muestran al público desde julio de 2008 en el área "Gigantes de Tierra firme" de la exposición "Mares Jurásicos" (centro satélite de Dinópolis en Albarracín), transmitiendo a la sociedad los resultados de las investigaciones para su disfrute y conocimiento.

El primer resto es un centro vertebral (CPT-3299) de dinosaurio saurópodo procedente de Jabaloyas (Fig. 1E-F). Corresponde a una vértebra dorsal con opistocelia poco marcada. Sus dimensiones son 17,5 cm de longitud anteroposterior, 25 cm de longitud lateromedial y 20 cm de longitud dorsoventral. La cara anterior es planoconvexa y de superficie rugosa, con mayores dimensiones que la posterior (que no se conserva completa pero se infiere cóncava). La superficie ventral presenta un surco de dirección anteroposterior muy marcado, con 7 cm de longitud lateromedial, delimitado por suaves crestas. Los pleurocelos son relativamente pequeños (4 cm de profundidad) en comparación con el centro. Ambos están separados entre sí por una gruesa lámina de unos 8 cm. El pleurocelo izquierdo es simple mientras el pleurocelo derecho está dividido en dos por una cresta. El interior de hueso carece de cavidades neumáticas. Esta vértebra se atribuye por las características anteriores a Eusauropoda indet.

El segundo resto es un centro de vértebra caudal (CPT-3300), de posición media-posterior, de un dinosaurio saurópodo (Fig. 1G-K). Fue hallada en el término municipal de Veguillas de la Sierra. Se caracteriza por tener una articulación plana en la cara anterior, con una ligera convexidad en medio de la cara articular. La articulación posterior es planocóncava con una depresión más marcada en el centro de la cara. Así, la vértebra es ligeramente opistocélica. El centro tiene forma de carrete, con la mayor dimensión en sentido anteroposterior (14 cm). Está comprimido dorsoventralmente, siendo mayor la dimensión lateromedial. En vistas ventral y dorsal tiene forma rectangular. Las caras laterales son planas en sentido dorsoventral y ligeramente cóncavas en sentido anteroposterior. La cara ventral es ligeramente convexa sin crestas ni límite marcado con las caras laterales. El centro presenta surco ventral en sus zonas anterior y posterior. Las facetas para los chevrones están muy desarrolladas, con forma subpiramidal, siendo de mayor tamaño las posteriores. Los procesos transversos, situados en la mitad posterior del centro, salen de los pedicelos y del centro. Los dos están reducidos a pequeñas crestas, con morfología semicircular en vistas dorsal y ventral. Los pedicelos están situados en la mitad anterior pero sin llegar a la cara articular. El canal neural es cóncavo, con un surco profundo en el centro. Esta vértebra caudal, situada en la serie media-posterior, se clasifica como *Turiasaurus riodevensis* ROYO-TORRES, COBOS & ALCALÁ 2006 por la presencia de una ligera opistocelia, carácter diagnóstico de las caudales posteriores de esta especie (Royo-Torres *et al*., 2006).

El tercer elemento postcraneal consiste en un extremo proximal de radio (CPT-3301) hallado en el término municipal de Rubiales (Fig. 1A-B). Presenta una superficie redondeada, sin crestas ni surcos. La diáfisis tiene sección elíptica. El hueso es más ancho en el contorno posterior que en el anterior, donde sobresale ligeramente con respecto al contorno de la diáfisis. La cara medial es plana, mientras la lateral es convexa. Este resto se clasifica como Sauropoda indet.

El cuarto elemento es un fragmento de sacro (CPT-1986, Fig. 1C-D). Se conserva parte de las costillas sacras, del arco neural y de las espinas neurales. El sacro es macizo y tiene 24 cm de longitud anteroposterior y 14 cm de longitud lateromedial. Las espinas, arco neural y costillas sacras están completamente fusionados. Se conservan cuatro costillas y se infieren 3 ventanas sacras caracterizadas por estar cerradas dorsalmente, carácter que permite atribuirlo a un dinosaurio Thyreophora, probablemente a un estegosaurio. La superficie del hueso es estriada y está completamente llena de forámenes.

La presencia de dinosaurios saurópodos y tireóforos en la Sierra de Albarracín es coherente con la fauna de dinosaurios fitófagos descrita en la Formación Villar del Arzobispo de edad Titónico-Berriasiense en los yacimientos de Teruel y Valencia. En el conjunto de esta Formación se han descrito restos directos de saurópodos (turiasaurios, diplodócidos y macronarios) y de estegosaurios (*Dacentrurus*).

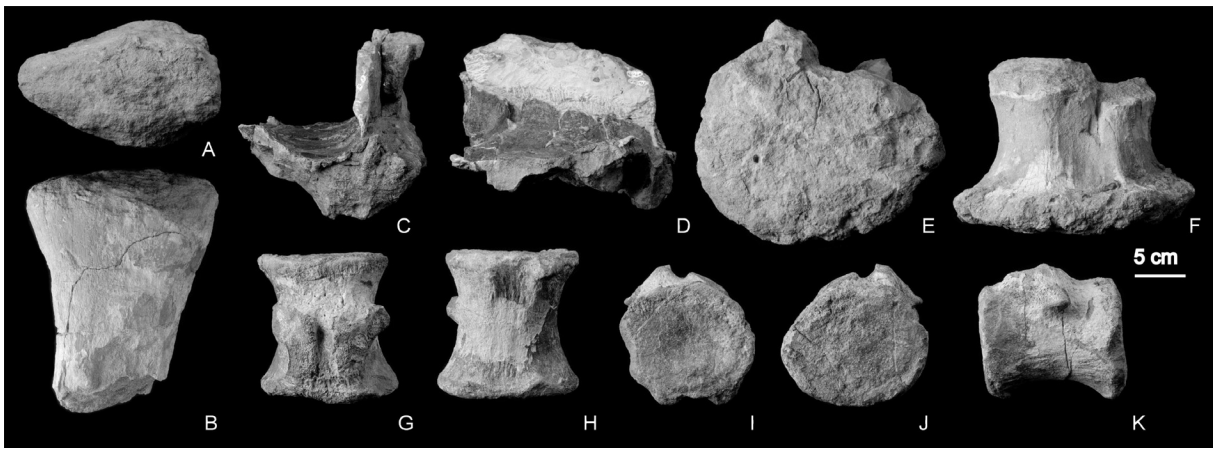


Figura 1. Restos de dinosaurios de la Sierra de Albarracín (Teruel). **A-B**: Extremo proximal de radio de Sauropoda indet. (CPT-3301); A: vista dorsal, B: vista medial. **C-D**: Sacro de Thyreophora indet. (CPT-1986); C: vista posterior, D: vista lateral izquierda. **E-F**: Centro de vértebra dorsal de Eusauropoda indet. (CPT-3299); E: vista anterior, F: vista ventral. **G-K**: Centro de vértebra caudal de *Turiasaurus riodevensis* (CPT-3300); G: vista dorsal, H: vista ventral, I: vista posterior, J: vista anterior, K: vista lateral izquierda.

Agradecimientos. A Ángel Baltasar y Teodoro Pradas por la información de los yacimientos de Jabaloyas y a Ildefonso Gómez por la información de Veguillas de la Sierra. Este estudio forma parte de los proyectos subvencionados por el Departamento de Educación, Cultura y Deporte (exp. 252/02/2003 y exp. 225/2008), la Dirección General de Investigación, Innovación y Desarrollo del Gobierno de Aragón (FOCONTUR, E-62) y el Ministerio de Educación y Ciencia (Proyecto, CGL2006-13903) cofinanciado con fondos europeos FEDER**.**

Referencias

Royo-Torres, R, Cobos, A & Alcalá, L. 2006. A giant european dinosaur and a new sauropod clade. *Science* **31,** 1925-1927.

Primera evidencia de dinosaurios diplodocinos (Sauropoda: Diplodocidae) en el Jurásico Superior de Asturias (Noreña)

Ruiz-Omeñaca, J.I.[1,2], Piñuela, L.[1] y García-Ramos, J.C.[1]

1: Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), E-33328 Colunga; y Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. E-33003 Oviedo. España. www.dinoastur.com, jcgramos@geol.uniovi.es, lpinuela@geol.uniovi.es

2: Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, jigruiz@unizar.es

Los restos óseos de saurópodos son, por el momento, escasos en el Jurásico de Asturias. De aquellos descritos y/o figurados (un fragmento de dentario, dos dientes, dos vértebras, una ulna), sólo uno ha podido ser identificado como un diplodocoideo, concretamente un diente de la Formación Lastres en Tazones, Villaviciosa (Martínez *et al.*, 2000; figurado posteriormente en García-Ramos *et al.*, 2002: 48, 2006: 93). En este trabajo se presenta una vértebra caudal de saurópodo que puede identificarse como un diplodocoideo diplodocino.

Esta vértebra es además, junto con un diente de terópodo de Ruedes (Gijón) descrito por Guillermo Schulz en 1858 y ahora perdido, el único resto de dinosaurio jurásico asturiano que no procede de los afloramientos costeros de la denominada "Costa de los Dinosaurios".

La pieza, conservada en el Museo de Geologia de la Universidad de Oviedo con la sigla DGO-3500, fue encontrada por D. Francisco Toledo Ortiz en 1998 en La Felguera (parroquia de Celles, concejo de Noreña) al hacer una remoción de terreno en una finca particular. Procede de un afloramiento de margas del Kimmeridgiense-Tithónico (Beroiz *et al.*, 1973), y fue identificada como una vértebra caudal de saurópodo por José Vicente Santafé Llopis en un informe inédito del *Institut Paleontològic Dr. M. Crusafont* de Sabadell.

El hallazgo de esta pieza tuvo una gran repercusión mediática (*La Voz de Asturias*, 28, 29, 30 de septiembre y 1 de octubre de 1998; *La Nueva España*, 29 de septiembre y 15 de octubre de 1998), debido sobre todo a la polémica sobre donde debería depositarse, pero en publicaciones científicas únicamente había sido mencionada por García-Ramos *et al.* (2002: 191) y Ruiz-Omeñaca *et al*. (2006), y hasta ahora permanecía sin describir.

DGO-3500 es un centro vertebral mal conservado; el arco neural esta fracturado y sólo se observan los pedicelos, y no hay evidencias de que los procesos transversos estuvieran situados sobre el centro. Es de gran tamaño (26 cm de longitud anteroposterior), de forma cuadrangular (no cilíndrica), presenta una superficie ventral plana, unas superficies articulares muy expandidas y más anchas que altas (altura x anchura: 20 x 16 cm), y pleurocelos relativamente grandes en las caras laterales (longitud x altura: 12 x 3.5 cm). La forma alargada y la ausencia de procesos transversos sobre el centro indica que se trata de una caudal media.

La presencia de pleurocelos permite identificarla como un diplodocino, pues este carácter sólo se ha descrito en las vértebras caudales de los diplodocinos *Diplodocus* y *Barosaurus* del Kimmeridgiense-Tithónico (Formación Morrison) de Estados Unidos y *Tornieria* del Tithónico (Tendaguru Beds) de Tanzania (Rauhut *et al.*, 2005: carácter 94). *Australodocus*, otro diplodocino de las Tendaguru Beds, está basado únicamente en dos vértebras cervicales (Remes, 2007).

DGO-3500 es similar a las vértebras caudales medias anteriores de *Tornieria africana* (FRAAS 1908) figuradas por Remes (2006: fig. 3K-L, 5C), aunque de tamaño mayor; siendo éste semejante al de las caudales de *Diplodocus carnegii* HATCHER 1901 y de *Barosaurus lentus* MARSH 1890 (Hatcher, 1901; McIntosh, 2005)

Los restos de diplodocinos son, por el momento, muy escasos en Europa. El único registro confirmado es una vértebra caudal anterior del Tithónico-Berriasiense de Riodeva (Teruel;

Formación Villar del Arzobispo) asignada a Diplodocinae indet. por la presencia de pleurocelos (Royo-Torres *et al.*, 2007). La vértebra turolense tiene una morfología distinta a la vértebra de Noreña (la altura y anchura del centro son mucho mayores que su longitud; Royo *et al.*, 2007: fig. 2) por ser de una posición más anterior.

Dinheirosaurus lourinhanensis BONAPARTE & MATEUS 1999, del Kimmeridgiense Superior (Formación Alcobaça) de Portugal es considerado un diplodocino por Rauhut *et al.* (2005: fig. 2). Desgraciadamente, no hay vértebras caudales entre el material tipo de *Dinheirosaurus* y el material referido (Bonaparte & Mateus, 1999: 15; Antunes & Mateus, 2003: 81-82, fig. 7) por lo que no es posible su comparación con la vértebra de Noreña ni saber si poseían pleurocelos.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el Protocolo CN-04-226 (Consejería de Cultura y Turismo del Principado de Asturias y Universidad de Oviedo) y el proyecto CGL2007-62469/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia). Agradecemos a D. Francisco Toledo Ortiz la donación de la vértebra al Museo de Geología de la Universidad de Oviedo, y a Miguel Arbizu, Manuel Gutiérrez Claverol (Departamento de Geología, Universidad de Oviedo) y Luis Miguel Rodríguez Terente (Museo de Geología de la Universidad de Oviedo) el prestamo temporal de la vértebra para su estudio.

Referencias

Antunes, M.T. & Mateus, O. 2003. Dinosaurs of Portugal. *Comptes Rendus Palevol* **2**, 77-95.

Beroiz, C., Pignatelli, R., Baron, A., Coma, J.E., Felgueroso, C., Ramírez del Pozo, J., Giannini, G. & Gervilla, M. 1973. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 29, Oviedo*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 64 pp.

Bonaparte, J.F. & Mateus, O. 1999. A new diplodocid, *Dinheirosaurus lourinhanensis* gen. et sp. nov., from the Late Jurassic beds of Portugal. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* **5(2)**, 13-29.

García-Ramos, J.C., Lires, J. & Piñuela, L. 2002. *Dinosaurios. Rutas por el Jurásico de Asturias.* La Voz de Asturias, Lugones, 204 pp.

García-Ramos, J.C., Piñuela, L. & Lires, J. 2006. *Atlas del Jurásico de Asturias.* Nobel, Oviedo, 225 pp.

Hatcher, J.B. 1901. *Diplodocus* (Marsh): its osteology, taxonomy and probable habits, with a restoration of the skeleton. *Memoirs of the Carnegie Museum* **1**, 1-63.

Martínez, R., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., Luna, M. & Veigas, D. 2000. Primer registro de Diplodocidae y Camarasauridae (Saurischia: Sauropoda) en el Jurásico Superior de Asturias, España. In: *I Congresso Ibérico de Paleontologia/XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Coords. J.B. Diez & A.C. Balbino). Évora, 111-112.

McIntosh, J. 2005. The genus *Barosaurus* Marsh (Sauropoda, Diplodocidae). In: Thunder-lizards. The Sauropodomorph dinosaurs (Eds. V. Tidwell & K. Carpenter). Indiana University Press. Bloomington & Indianopolis, 38-77.

Rauhut, O.W.M., Remes, K., Fechner, R., Cladera, G. & Puerta, P. 2005. Discovery of a short-necked sauropod dinosaur from the Late Jurassic period of Patagonia. *Nature* **435**, 670-672.

Remes, K. 2006. Revision of the Tendaguru sauropod sauropod dinosaur *Tornieria africana* (Fraas) and its relevance for sauropod paleobiogeography. *Journal of Vertebrate Paleontology* **26**, 651-669.

Remes, K. 2007. A second gondwanan diplodocid dinosaur from the Upper Jurassic Tendaguru beds of Tanzania, East Africa. *Palaeontology* **50**, 653-667.

Royo-Torres, R., Cobos, A., Aberasturi, A., Espilez, E., Fierro, I., González, A., Luque, L., Manpel, L. & Alcalá, L. 2007. Riodeva sites (Teruel, Spain) shedding light to european sauropod phylogeny. *Geogaceta* **41**, 183-186.

Ruiz-Omeñaca, J.I., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Bardet, N., Bermúdez-Rochas, D.D., Canudo, J.I. & Pereda Suberbiola, X. 2006. Restos directos de vertebrados del Jurásico de Asturias. In: *XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y simposios de los proyectos PICG 493, 503, 499, y 467. Libro de resúmenes* (Ed. E. Fernández-Martínez). Universidad de León, León, 171-173.

Clima y vegetación durante el Pleistoceno Superior y Holoceno en el yacimiento del Portalón de Cueva Mayor(sierra de Atapuerca, Burgos)

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

1: Departamento de Geología. Edificio de Ciencias. Universidad de Alcalá. E-28871 Alcalá de Henares. España. 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. E-09001 Burgos. España. paleonto@ubu.es
3: Centro Nacional de Investigación sobre Evolución Humana. Avda. La Paz, 28, entreplanta. E-09004 Burgos. España. alfredo.perez@cenieh.es
4: Centro UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humano. Instituto de Salud Carlos III. c/ Sinesio Delgado, 6, Pabellón 14. E-28029 Madrid. España. jlarsuaga@isciii.es

Se presentan los datos de carácter polínico correspondientes al Pleistoceno superior y Holoceno, del perfil Sur de la secuencia del Portalón de Cueva Mayor de la sierra de Atapuerca (Burgos).

La secuencia del Pleistoceno, datada por C^{14} (30.230± 190 BP - 16.890 ± 80 BP, ciclo glaciar del Pleistoceno Superior), está caracterizada por una gran pobreza florística, puesta de manifiesto tanto por los valores del índice de rarefacción (entre 10 y 15) como por la identificación de 23 taxones, de los que 6 son arbóreos, 3 arbustivos y 14 herbáceos. En cuanto a su evolución, se constata a lo largo del perfil la existencia de niveles estériles, asociados a litologías tipo brecha (niveles P-3, P-5 y P-6). El resto de la secuencia, está representada por una vegetación muy homogénea, donde están presentes *Pinus*, Ericaceae y Asteraceae, y de un modo más esporádico por *Picea*, *Quercus* caducifolios, y *Corylus*. La evolución de estos taxones a lo largo del perfil, definen la existencia de bosques no muy densos o en vías de degradación de carácter fresco y húmedo, que explican el desarrollo de Ericacaeae. La expansión de Asteraceae, junto al escaso desarrollo del componente arbóreo, permite deducir la instalación de un paisaje de carácter más seco y muy degradado; la presencia del microfósil no polínico *Glomus* (T-207) indicador de procesos de deforestación, avala esta hipótesis.

La secuencia Holocena, del mismo perfil, se desarrolla a partir de los 6.270±40 BP, hasta los 2.040±100 BP y está caracterizada por presentar un índice de rarefacción que oscila alrededor de 25, lo que supone un importante aumento de la diversidad con respecto al Pleistoceno superior. Otros datos a destacar se resumen en el mayor desarrollo porcentual del estrato arbóreo que estuvo dominado por *Corylus*, junto a una buena representación del bosque de ribera. Estos hechos junto al descenso de los taxones herbáceos de carácter seco y estepario, evidencian una recuperación térmica y de humedad en el Holoceno. Otro aspecto a destacar son los cambios detectados en la composición del estrato arbóreo, que permiten la identificación del Holoceno medio y su tránsito al Holoceno reciente, basado en la pérdida de diversidad y de los taxones de carácter mesófilo. El aumento de termicidad hacia el techo de la secuencia analizada se evidencia por del desarrollo de Oleaceae y la instalación de *Quercus* caducifolios y perennifolios, asociados al retroceso del avellano, que en la actualidad no se encuentra presente en las comunidades vegetales de la zona.

Un nuevo Amphicyonidae (Mammalia: Carnivora) del Vallesiense de España

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

1: Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. E-28006 Madrid. España. msalesa@mncn.csic.es, mfanton@terra.es, mcnm166@mncn.csic.es

2: Département de Histoire de la Terre, Muséum national d'Histoire naturelle (MNHN), CNRS UMR 5143 Paléobiodiversité et Paléoenvironnements. 57, rue Cuvier. Case Postal 38. F-75231 Paris cedex 05. France. peigne@mnhn.fr

El complejo de yacimientos paleontológicos del Cerro de los Batallones (Torrejón de Velasco, Madrid) ha proporcionado una excelente muestra de la comunidad de vertebrados que se desarrolló en la zona durante el Vallesiense superior (MN 10, Mioceno superior). De los 9 yacimientos localizados hasta la fecha, el denominado BAT-1 es el mejor conocido, debido a que ha sido excavado sistemáticamente a lo largo de los últimos 15 años, lo que ha proporcionado una de las más extensas colecciones de mamíferos vallesienses conocidas. De toda esa muestra, más del 98% pertenece al orden Carnivora, sesgo que se explica debido a la formación del yacimiento a partir de una cavidad que actuó como trampa natural (Morales *et al.*, 2000, 2004; Pozo *et al.*, 2004; Salesa *et al.*, 2006). Entre esa comunidad de carnívoros destaca la presencia de numerosos restos de anficiónidos, muy abundantes en las faunas del Mioceno inferior y medio, pero muy escasos en las comunidades del Mioceno superior. De hecho esta población sería la última de las registradas en la Península Ibérica, y una de las más completas del registro Europeo (Antón & Morales, 2000). Este anficiónido fue previamente determinado como *Amphicyon* sp. aff. *A. castellanus,* por mostrar cierta afinidad con esta especie procedente del yacimiento segoviano de Los Valles de Fuentidueña (MN 9). Sin embargo eran claras sus diferencias con respecto a esta última, y entre ambas y anficiónidos más primitivos. Un estudio reciente ha permitido proponer el nuevo género *Magericyon* para incluir las formas de Batallones-1 y Los Valles de Fuentidueña (Peigné *et al.*, 2008), aunque separadas en 2 especies distintas. *Magericyon anceps*, la especie de Batallones, se ha revelado como uno de los anficiónidos más hipercarnívoros, reuniendo una serie de caracteres altamente derivados para esta familia, como son: ausencia de dP1/dp1 y P2/p2, P3 muy reducido, p3 con una única raíz, ausencia de metacónido en los molares inferiores, reducción del M2 en relación al M1, y sobretodo, unos caninos superiores comprimidos lateralmente.

La dentición de anficiónidos más primitivos posee una morfología típica de carnívoros de dieta generalista, que incluyen en su dieta una cantidad más o menos importante de material vegetal (frutos, bayas, brotes, etc). *Magericyon anceps* posee el mismo patrón básico, pero con ciertas modificaciones que indican que probablemente incluía en su dieta un mayor porcentaje de carne que formas anteriores de esta familia, como *Amphicyon* o *Ysengrinia*. Es sobretodo destacable la presencia de unos caninos comprimidos lateralmente, morfología muy derivada para un anficiónido, y cuya relativa fragilidad reflejaría unos hábitos de caza más especializados que los empleados por úrsidos o cánidos actuales.

La muestra de *Magericyon anceps* de Batallones-1 está formado por restos de al menos 12 individuos, entre los cuales 5 son adultos (la dentición adulta completamente erupcionada), 2 son adultos jóvenes (con M2/m2 en proceso de erupción), 4 son juveniles (poseen dentición de leche junto a piezas definitivas) y 1 es un individuo infantil (sólo posee dentición decidual). Este alto porcentaje de juveniles sólo puede ser explicado si éstos seguían a los adultos en la búsqueda de alimento, quedando atrapados junto a ellos en la trampa de Batallones-1. Este estrecho vínculo entre crías y adultos, presumiblemente hembras, es comparable al que se observa en la mayoría de úrsidos actuales (Klinka & Reimchen, 2002).



Figura 1. Anatomía de los Amphicyonidae. **A**: cráneo de *Magericyon anceps*, del Mioceno superior de Batallones-1, en vista lateral (arriba) y ventral (abajo). **B**: aspecto en vida de *Amphicyon major*, del Mioceno medio de Europa (ilustraciones de M. Antón).

Agradecimientos
Este estudio se enmarca dentro de los proyectos CGL2005-03900/BTE y CGL2004-02094/BTE4, y del grupo de investigación UCM-CAM 910607.

Referencias

Antón, M. & Morales, J. 2000. Inferencias paleoecológicas de la asociación de carnívoros del yacimiento de Cerro Batallones. En: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid* (Ed. J. Morales, M. Nieto, L. Amezua, S. Fraile, E. Gómez, E. Herráez, P. Peláez-Campomanes, M.J. Salesa, I.M., Sánchez & D. Soria). Arqueología, Paleontología y Etnografía, monográfico 6, Serie de la Consejería de Educación, Comunidad de Madrid, 191-201.

Klinka, D.R. & Reimchen, T. E. 2002. Nocturnal and diurnal foraging behaviour of brown bears (*Ursus arctos*) on a salmon stream in coastal British Columbia. *Canadian Journal of Zoology* **80**, 1317-1322.

Morales J, Alcalá, L., Amezua, L., Antón, M., Fraile, S., Gómez, E., Montoya, P., Nieto, M., Pérez, B., Salesa, M.J. & Sánchez, I. M. 2000. El yacimiento del Cerro de los Batallones. En: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid* (Ed. J. Morales, M. Nieto, L. Amezua, S. Fraile, E. Gómez, E. Herráez, P. Peláez-Campomanes, M.J. Salesa, I.M., Sánchez & D. Soria). Arqueología, Paleontología y Etnografía, monográfico 6, Serie de la Consejería de Educación, Comunidad de Madrid, 179-190.

Morales, J. Alcalá, L., Álvárez-Sierra, M. A., Antón, M., Azanza, B., Calvo, J. P., Carrasco, P., Fraile, S., García-Paredes, I., Gómez, E., Hernández Fernández, M., Merino, L., Van der Meulen, A., Martín Escorza, C., Montoya, P., Nieto, M., Peigné, S., Pérez, B., Peláez-Campomanes, P., Pozo, M., Quiralte, V., Salesa, M.J., Sánchez, I. M., Sánchez-Marco, A., Silva, P. G., Soria, M. D. & Turner, A. 2004. Paleontología del sistema de yacimientos de mamíferos miocenos del Cerro de los Batallones, Cuenca de Madrid. *Geogaceta* **35**, 139-142.

Peigné, S., Salesa, M.J., Antón, M. & Morales, J. 2008. A new Amphicyonine (Carnivora: Amphicyonidae) from the Late Miocene of Batallones-1 (Madrid, Spain). *Palaeontology* **51**, 943-965.

Pozo, M., Calvo, J.P., Silva, P., Morales, J., Peláez-Campomanes, P. & Nieto, M. 2004. Geología del sistema de yacimientos de mamíferos miocenos del Cerro de los Batallones, Cuenca de Madrid. *Geogaceta* **35**, 143-146.

Salesa, M. J., Antón, M., Turner, A. & Morales, J. 2006. Inferred behaviour and ecology of the primitive sabre-toothed cat *Paramachairodus ogygia* (Felidae, Machairodontinae) from the Late Miocene of Spain. *Journal of Zoology* **268**, 243-254.

El modelo de valoración patrimonial del Proyecto FOPALI (Fósiles y Patrimonio de Alicante)

Sánchez-Ferris, E.J.[1], Fierro, I.[1], Caracuel, J.E.[2] y Marín-Ferrer, J.M.[1]

1: Museo Paleontológico de Elche. Plaza Sant Joan, 3. E-03203 Elche. España. jose.sanchez@cidarismpe.org, i.fierro@cidarismpe.org, marin-ferrer@cidarismpe.org

2: Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medioambiente, Universidad de Alicante. Apartado 99. E-03080 Alicante. España. jesus.caracuel@ua.es

La valoración patrimonial puede entenderse como una herramienta de trabajo que transfiere la información que paleontólogos y geólogos poseen sobre el patrimonio a los encargados de la gestión del mismo.

El conocimiento del valor científico de los bienes patrimoniales suele encontrarse en manos de los especialistas de la materia, quienes en contadas ocasiones han buscado un método que limite la subjetividad de su particular apreciación de ese valor.

Dado que las administraciones públicas de las que depende la gestión del patrimonio no disponen de recursos ilimitados, conviene definir prioridades en la investigación, protección y difusión que permitan un uso adecuado de los fondos públicos.

La valoración patrimonial utiliza métodos que llevan desarrollándose desde hace un tiempo con resultados en algunos casos aceptables. En esta línea, el Museo Paleontológico de Elche (MUPE), en el marco del Proyecto FOPALI (Fósiles y Patrimonio de Alicante), se propuso la revisión de la metodología existente y el diseño de un modelo que condensara y mejorara la parte esencial de los anteriores.

Nuestro modelo de valoración se basa en principios de subjetividad compartida, variables independientes y equivalencia de baremos. Hemos recopilado una serie de criterios de valoración a partir de la bibliografía, seleccionando, modificando o añadiendo aquellos que consideramos oportunos para que en el resultado final no se valorara más de una vez la misma variable. Así, distinguimos 26 criterios de valoración agrupados en tres grupos: científicos, potencialidad de uso y riesgos de deterioro.

Mediante la baremación de estos criterios, cada localidad queda definida por un conjunto de tres valores (uno por cada grupo de criterios) que permite la elaboración de matrices de valoración individual y matrices de comparación entre localidades. Para un territorio dado, la comparación final de las diferentes localidades inventariadas y valoradas se presenta mediante un gráfico de doble entrada (valor científico frente a potencialidad de uso) que además muestra en diferentes colores los resultados de las variables relacionadas con el riesgo de deterioro.

Este modelo ha sido puesto a prueba en el Paraje Natural Municipal del *Clot de Galvany* (Elche), así como en algunas otras zonas del mismo término municipal y de los yacimientos paleoictiológicos del área de Lorca (Murcia). Esto ha permitido establecer el yacimiento de "El Cabeçó" como el de mayor interés dentro del espacio natural del Clot y se encuentra a la espera una puesta en valor por parte de la dirección general del paraje natural que combinará el uso de una pequeña sala de interpretación con la incorporación de algunos de los puntos dentro de los itinerarios ya existentes. Para el caso de los yacimientos murcianos, la valoración patrimonial servirá de apoyo en la declaración de Bien de Interés Cultural para la zona. Además, durante el presente año se trabajará en los términos municipales de Alicante y de Facheca (Alicante).

A nuestro entender, la herramienta de valoración descrita proporciona la información precisa para ayudar a tomar las decisiones necesarias en la gestión del patrimonio geológico y paleontológico.

Estructuras de sustentación en el vuelo del ave jurásica *Archaeopteryx*

Sanz, J.L.[1], Ortega, F.[2], Chiappe, L.M.[3], Meseguer, J.[4], Sanz-Andrés, F.A.[4], Pérez-Grande, I.[4] y Franchini, S.[4]

1: Unidad de Paleontología, Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. E-28049 Cantoblanco. España. dinopepelu@gmail.com

2: Grupo de Biología, Departamento de Física Matemática y de Fluidos. Facultad de Ciencias. UNED. c/ Senda del Rey, 9. E-28040 Madrid. España. fortega@ccia.uned.es

3: Dinosaur Institute. Natural History Museum of Los Angeles County. 900 Exposition Boulevard. Los Angeles, CA 90007. USA. chiappe@nhm.org

4: Instituto Universitario "Ignacio Da Riva" (IDR/UPM), Escuela Técnica Superior de Ingenieros Aeronáuticos, Universidad Politécnica de Madrid. Pza. de Cardenal Cisneros, 3. E-28040 Madrid. España.

La capacidad voladora de *Archaeopteryx* (Formación Solnhofen, Jurásico Superior de Baviera, Alemania) ha sido uno de los temas más debatidos dentro de la paleornitología del Mesozoico. Una de las razones principales de esta controversia es la relación entre las habilidades voladoras de *Archaeopteryx* y las hipótesis sobre el origen del vuelo aviano. Dentro de la "hipótesis del arborícola", el ave jurásica alemana ha sido largo tiempo considerada como un mero planeador. Sin embargo, en la actualidad, existe un amplio consenso en explicar la aparición del vuelo en las aves mediante un proceso evolutivo expresado en la denominada "hipótesis del corredor" en la que se interpreta a *Archaeopteryx* como un volador activo primitivo. La capacidad de *Archaeopteryx* para realizar un vuelo batido primitivo podría estar relacionada con la incorporación de recursos para mejorar la sustentación, entre los que podría considerarse su singular cola emplumada y la disposición del primer dígito de la mano.

Para tratar de contrastar la primera hipótesis se ha construido un modelo de *Archaeopteryx*, a escala real (basado en el ejemplar de Berlín, depositado en el *Humboldt Museum für Naturkunde*) hecho de acero y madera isotrópica artificial (común en este tipo de aplicaciones), con una envergadura de 65 cm (Fig. 1, A-C). La maqueta se ha montado en una plataforma circular que fue anclada a la balanza de un túnel aerodinámico. A partir de aquí la prueba consiste básicamente en variar el ángulo de ataque de la cola de la maqueta, midiendo las correspondientes presiones dinámicas mediante la balanza. Los resultados indican que el movimiento ventral de la cola de *Archaeopteryx* podría generar un incremento en el coeficiente de sustentación de 0,25 unidades, mientras que el coeficiente de resistencia se mantiene prácticamente constante.

Por otra parte, la maniobrabilidad voladora de *Archaeopteryx* siempre ha sido cuestionada por la ausencia de álula en el ave jurásica. Sin embargo, nuestra hipótesis de partida ha sido que el primer dedo de la mano podría ser considerado como un recurso de hipersustentación (Fig. 1, D-E), precursor estructural del álula.

Para contrastar esta hipótesis se ha construido un modelo rígido de semi-ala de *Archaeopteryx*, dotado de un alambre que sustituye al primer dígito de la mano del ave primitiva. Este modelo fue sometido a pruebas semejantes a las antes referidas para el modelo completo. Los resultados indican un incremento en el índice de sustentación de hasta el 15%, mientras el de resistencia solo aumenta hasta un 8%.

Referencias

Wellnhofer, P. 1985. Remarks on the digit and pubis problems of *Archaeopteryx*. In: *The Beginnings of Birds. Proceedings of the International Archaeopteryx Conference, Eichstatt 1984* (Eds. M.K. Hecht, J.H. Ostrom, G. Viohl & P. Wellnhofer). Freunde des Jura-Museums Eichstätt, Willibaldsburg, 113-122.

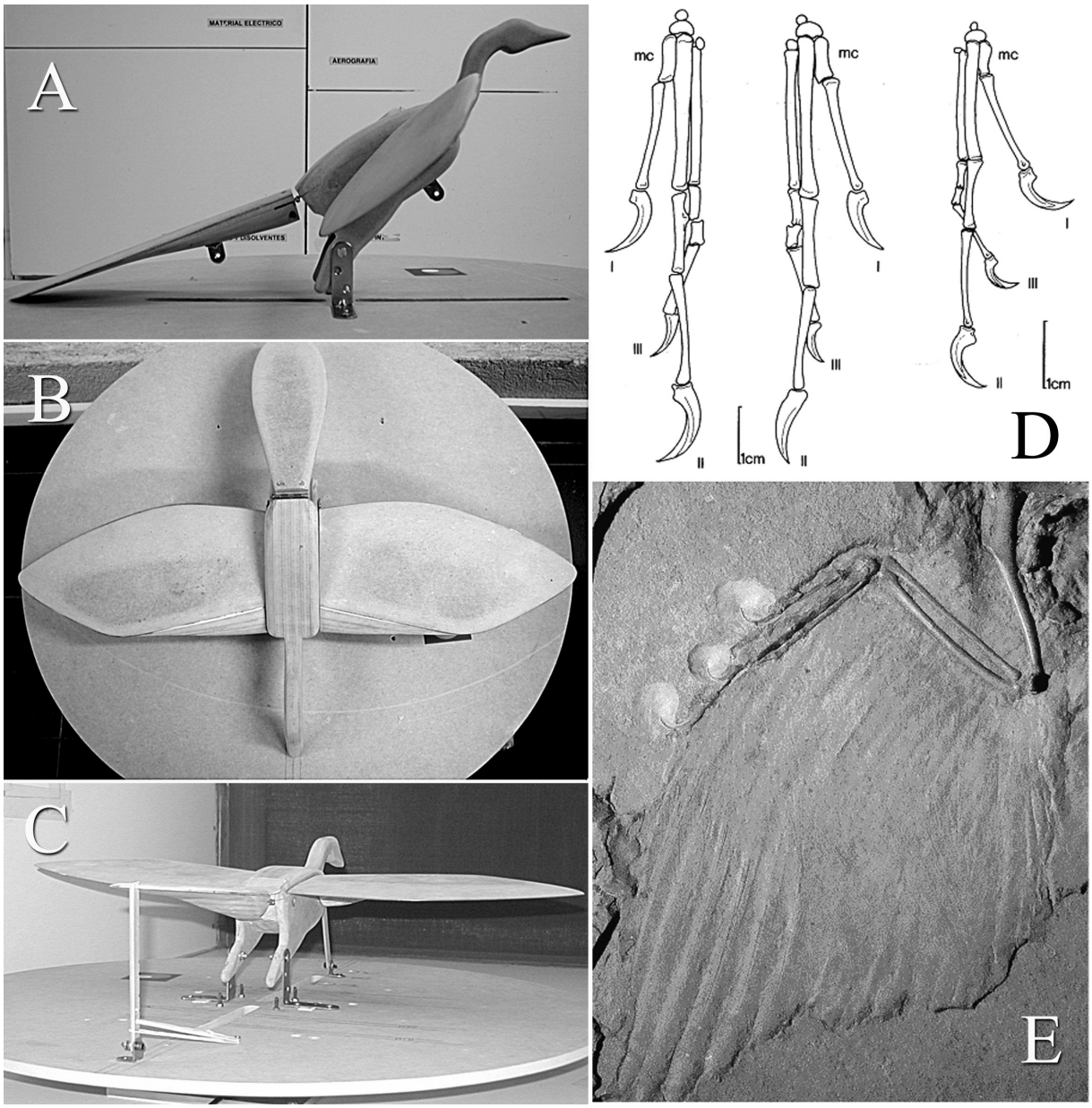


Figura 1. **A-C**: Modelo de *Archaeopteryx* en vista lateral (A), dorsal (B) y latero-caudal (C). **D**: Esquema de la estructura esquelética de la mano de *Archaeopteryx;* izquierda: ejemplar de Berlín (manos izquierda y derecha); derecha: mano del ejemplar de Eichstätt; I, II y III: dígitos (Wellnhofer, 1985). **E**: Ala izquierda del ejemplar de Berlín.

Conodonts close to *Gnathodus delicatus* from the upper Tournaisian of the Iberian Peninsula and British Isles

Sanz-López, J.[1], Blanco-Ferrera, S.[2] & Perret-Mirouse, M.-F.[3]

1: Facultade de Ciencias da Educación. Campus de Elviña, s/n. E-15071 A Coruña. Spain. jasanz@udc.es
2: Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. Spain. silvia.blanco@geol.uniovi.es
3: Observatoire Midi-Pyrénées L.M.T.G. 14 Avenue Edouard Belin. F-31400 Toulouse. France. perret@lmtg.obs-mip.fr

Gnathodus PANDER 1856 is a cosmopolitan conodont genus abundant in rocks deposited in marine deep-water settings. The oldest species of the genus, *Gnathodus delicatus* BRANSON & MEHL 1938, occurs from the middle Tournaisian onwards (Mississippian, Carboniferous) and underwent an adaptative radiation during upper Tournaisian times. Hass (1959) illustrated several elements with different size of *G. delicatus* (probably ontogenetic series of the P1 element) and included *Gnathodus perplexus* BRANSON & MEHL 1938 in this taxon. Later, Lane *et al*. (1980) expanded Hass' species concept including other morphs in *G. delicatus*.

Gnathodus delicatus occurs in the Cantabrian Mountains and the Pyrenees (Iberian Peninsula), where two morphotypes related to this species are considered here distinct species.

The condensed, pelmatozoan limestones of the Baleas Formation (Wagner *et al*., 1971) in the Cantabrian Mountains and the lowest bioclastic beds of the Aspe-Brousset Formation (Perret, 1993) in the western Pyrenees yielded *Gnathodus delicatus*, although usually these elements show less ornamented rostral platform than those described by Branson & Mehl (1938) from Missouri, and by Hass (1953) from Texas. Another morphotype is similar to *Gnathodus* sp. cf. *G. bilineatus* (ROUNDY 1929) described by Thompson (1967) from Missouri. It presents a strong parapet located at the ventral end of the caudal platform. Small elements of this morph have a high and strong node as a pillar at the ventral end. *Gnathodus delicatus* and *Gnathodus* sp. cf. *G. bilineatus* occur together in upper Tournaisian strata correlated with the *Gnathodus cuneiformis* Zone in the North of Spain. *Gnathodus* sp. cf. *G. bilineatus* can be found with another morphotype, *Gnathodus* n. sp., at the top of the Baleas Formation, in the nodular cephalopod bearing limestones of the Alba Formation (Comte, 1959; Cantabrian Mountains) and in the Aspe-Brouset Formation (Pyrenees). *Gnathodus* n. sp. shows an ontogenetic morphologic variation in the P1 element. Sometimes the different size elements were included in different species. Important characters are caudal row with a big parapet or node-pillar at the ventral end. A transverse ridge is connecting the pillar to the carina.

Gnathodus n. sp. occurs with *Dollymae bouckaerti* GROESSENS 1971, at the Las Llacerias section (Cantabrian Mountains, sample R-209 of Menéndez-Álvarez, 1991). It is abundant in strata of many localities registering the first occurrences of *Doliognathus latus* BRANSON & MEHL 1941, and *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL 1941. These strata are usually correlated with the standard *anchoralis-latus* Zone (Lane *et al*., 1980) in the uppermost Tournaisian. *Gnathodus* n. sp. disappears in the lower part of the range of *S. anchoralis*; consequently its stratigraphical range is rather short.

Gnathodus n. sp. was previously illustrated by several authors, (although identified as various taxa), from beds of Belgium, England, Carnic Alps, Poland, South of China and North America. These occurrences seem to be located in a low latitude belt after the current palaeogeographical reconstructions. Some British collections stored in the British Natural History Museum of London include also the Iberian morphotypes close to *Gnathodus delicatus*. Classical sections of Avon Gorge, North Crop and Burrington Combe in the South

Wales-Mendip Platform include beds with scarce gnathodids. Samples Z30 to Z36 from Rhodes *et al*. (1969) in Avon Gorge contain *Gnathodus* sp. cf. *G. bilineatus*, while *Gnathodus* n. sp. occurs in samples Z36 to Z38. The holotype of *Gnathodus avonensis* RHODES, AUSTIN & DRUCE 1969 could be a young element of *Gnathodus* n. sp., although this cannot be asserted with certainty. Another element of *Gnathodus* n. sp. comes from sample ZlA 33 and a probable fragment is in sample ZLA32, both in the North Crop sections (North Wales) of Rhodes *et al*. (1969). In the Burrington Combe section from Austin & Davies (1984), *Gnathodus* sp. cf. *G. bilineatus* occurs in sample BC1, while *Gnathodus* n. sp. appears above (samples BC3 and BC-4). Furthermore, it is also interesting the records of *Gnathodus* n. sp. in samples studied by Hill (1975) and collected in beds of the Southern Ireland Platform (mainly in the County Limerick). It is coeval with *Dollymae bouckaerti* in the first ten metres of the Walsortian Limestone. Above, it occurs together with *Scaliognathus anchoralis*. The British stratigraphical range of *Gnathodus* n. sp. is similar to that in the North of Iberian Peninsula, and consequently this species seems to be useful for biostratigraphic correlation of rocks deposited in shallow water platforms.

Acknowledgements

The work is supported by the Spanish CGL2006-04554 and CGL2006-06401 projects of the "Ministerio de Educación y Ciencia y Fondo Europeo de Desarrollo Regional". The Synthesys project of the European Union provided a grant (application GB-TAF-4210) to enable JS-L study conodont collections housed in the BNHM of London.

References

Austin, R.L. & Davies, R.B. 1984. Problems of recognition and implications of Dinantian conodont biofacies in the British Isles. *Geological Society of America Special Paper* **196**, 195-228.

Branson, E.B. & Mehl, M.G. 1938. Stratigraphy and Paleonotology of the Lower Mississippian of Missouri, Part II. *University of Missouri Studies* **13**, 128-206.

Comte, P. 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España* **60**, 1-440.

Hass, W.H. 1959. Conodonts from the Chappel limestone of Texas. *U.S. Geological Survey Professional Paper* **294-J**, 365-399.

Hill, P.J. 1975. *Conodont faunas from the Lower Carboniferous Walsortian Mudbank Complex of Southern Ireland*. PhD Thesis, University of Southampton, 214 pp. (unpublished).

Lane, H.R., Sandberg, C.A. & Ziegler, W. 1980. Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. *Geologica et Paleontologica* **14**, 117-164.

Menéndez-Álvarez, J.R. 1991. *Conodontos del Carbonífero Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 283 pp. (unpublished).

Perret, M.F. 1993. Recherches micropaléontologiques et biostratigrafiques (conodontes-foraminifères) dans le Carbonifère Pyreneen. *Strata*, **2(21)**, 1-597.

Rhodes, F.H.T., Austin, R.L. & Druce, E.C. 1969. British Avalonian (Carboniferous) conodont faunas and their value in local and intercontinental correlation. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology* **Supplement 5**, 1-313.

Thompson, T.L. 1967. Conodont zonation of Lower Osagean rocks (Lower Mississippian) of Southwestern Missouri. *Missouri Geological Survey and Water Resources, Report of Investigations* **39**, 1-88.

Wagner, R.H., Winkler Prins, C.F. & Riding, R.E. 1971. Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in the northern León, Spain. *Trabajos de Geología* **4**, 603-663.

Las floras fósiles del Cretácico Inferior (Albiense) de la provincia de Teruel: implicaciones paleoclimáticas y paleogeográficas

Sender, L.M.[1], Diez, J.B.[2], Pons, D.[3], Villanueva-Amadoz, U.[1] y Ferrer, J.[1]

1: Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. España. lmsender@yahoo.es, uxuevillanueva@yahoo.es, joferrer@unizar.es

2: Departamento Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Facultade de Ciencias do Mar, Universidade de Vigo. E-36310 Vigo. España. jbdiez@uvigo.es

3: UMR 5143 CNRS. Paléobiodiversité, systématique, évolution des embryophytes / Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie, Université Pierre et Marie Curie. MNHN. CP48, 57 rue Cuvier. F-75231 Paris Cedex 05. France. dpons@snv.jussieu.fr

Una gran cantidad y variedad de macrorrestos vegetales han sido encontrados en numerosos yacimientos albienses de la provincia de Teruel, pertenecientes a las formaciones Escucha y Utrillas. Las diferentes asociaciones de restos vegetales guardan una estrecha relación con los ambientes de depósito en donde fueron preservadas, de modo que en muchos de los casos se puede establecer una relación de para-autoctonía.

Los ricos yacimientos de la formación Escucha (Cervera *et al*., 1976) han proporcionado la mayor parte de los fósiles de plantas encontrados en la provincia de Teruel. Los depósitos de llanura deltaica inferior y de marismas costeras contienen una gran cantidad de restos de coníferas (pertenecientes a los géneros *Frenelopsis, Pagiophyllum* y *Glenrosa*) y hojas de Ginkgoales. Los estratos cuyos sedimentos fueron depositados en llanuras deltaicas fluviales con influencia mareal contienen una flora muy diversa compuesta por hepáticas de afinidad acuática (*Riccia* sp.) y pteridofitas pertenecientes a las familias Matoniaceae (*Weichselia reticulata*, *Matonidium goepperti*, *Phlebopteris polypodioides*), Dicksoniaceae (*Coniopteris hymenophylloides*, *Onychiopsis psilotoides*), Schizaeaceae (*Ruffordia goepperti, Schizaeopsis* sp., *Anemia dicksonioides*, *Klukia canadensis*), Gleicheniaceae (*Gleicheniaceaphyllum falcatum, Gleichenites porsildii*, *Gleichenites* sp.) Marattiaceae (*Marattia* sp.), además de representantes de los morfogéneros *Cladophlebis* (*C. acuta*, *C. falcata, C. oblongifolia*, *C. browniana*), *Sphenopteris* (*Sphenopteris latiloba S. brulensis, S. erecta*) y *Acrostichopteris* (*Acrostichopteris adiantifolia, A. foliosa, A. longipennis*, *A. alcainensis* nov. sp.).

Las gimnospermas que se encuentran en estos materiales están representadas por coniferales (*Sphenolepis kurriana, Sphenolepis sternbergiana, Elatides curvifolia, Brachyphyllum sp., Geinitzia* sp. cf. *G. rigida*), Caytoniales (*Sagenopteris elliptica*), Ginkgoales (*Ginkgoites pluripartita*, *Sphenobaiera* sp. cf. *S. longifolia*), Bennettitales (*Ptilophyllum* sp. cf. *P. pecten*, *Neozamites* sp.), Cycadales (*Nilssonia tenuinervis, Ctenozamites virginiensis, Ctenozamites insignis y Ctenozamites aff. leckenby*), Czekanowskiales, y Gnetales.

En los mismos depósitos, las angiospermas están representadas por varios tipos diferentes, con hojas simples y trilobuladas, ambas con márgenes enteros y dentados, relacionadas con las familias Lauraceae y Platanaceae, hojas con afinidades con las chlorantháceas y hojas de la subclase Rosidae pertenecientes al género *Sapindopsis*, así como flores y frutos con diferentes morfologías y asignación indeterminada.

La formación Utrillas (Aguilar *et al*., 1971) suprayacente, muestra una gradación temporal de diferentes medios de depósito incluidos ambientes fluviales y lacustres de agua dulce. En estos depósitos, escasean los registros de coníferas y helechos pero abundan las hojas y semillas de diferentes tipos de angiospermas tanto terrestres como acuáticas, incluyendo los géneros *Aquatifolia* y *Klitzchophyllites*, de gran importancia paleogeográfica.

Las asociaciones de plantas fósiles presentes en la provincia de Teruel contienen numerosas especies que son comunes en depósitos del Cretácico Inferior del Tethys

occidental. Sin embargo, también incluyen varios taxones que, para el Albiense, sólo se habían encontrado hasta el momento en depósitos del Grupo Potomac (Fontaine, 1889; Hickey & Doyle, 1977; Skog, 1992) y de la parte basal de la formación Dakota (Skog & Dilcher, 1994; Wang & Dilcher, 2006) que se localizan en el noreste y centro de los Estados Unidos, respectivamente. Esta mezcla de elementos implicaría una relación florística entre la zona oriental Norteamérica y el área más occidental del Tethys durante el Cretácico Inferior terminal.

Las características morfológicas así como los estudios cuticulares de las plantas de Teruel, indicarían que durante el Albiense, en la zona suroccidental del Tethys se sucederían épocas secas o con cierto stress de tipo ambiental, que alternarían con otros intervalos más húmedos dentro de un clima de tipo subtropical.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2005-00404 del Ministerio de Educación y Ciencia y por las ayudas a las labores de prospección y excavación del Gobierno de Aragón..

Referencias

Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J. & Oriol Riba, A. 1971. Algunas precisiones sobre la sedimentación y la paleoecología del Cretácico Inferior de la zona de Utrillas-Villaroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos* **27**, 497-512.

Cervera, A., Pardo, G. & Villena, J. 1976. Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la Formación "Lignitos de Escucha". *Tecniterrae* **14**, 25-33.

Fontaine, W.M. 1889. *The Potomac or younger Mesozoic flora*. Government Printing Office (United States Geological Survey Monographs, 15), Washington, 377 pp.

Hickey, L.J. & Doyle, J.A. 1977. Early Cretaceous fossil evidence for angiosperm evolution. *The Botanical Review* **43**, 3-104.

Skog, J.E. 1992. The Lower Cretaceous ferns in the genus *Anemia* (Schizaeaceae), Potomac Group of Virginia, and relationships within the genus. *Review of Palaeobotany and Palynology* **70**, 279-295.

Skog, J.E. & Dilcher, D.L. 1994. Lower vascular plants of the Dakota Formation in Kansas and Nebraska, USA. *Review of Palaeobotany and Palynology* **80**, 1-18.

Wang, H. & Dilcher, D.L 2006. Angiosperm leaf megafossils from the Dakota Formation: Braun's Ranch Locality, Cloud County, Kansas, USA. *Palaeontographica Abteilung, B: Palaeophytologie* **273**, 101-137.

New Excavations at Azokh Cave (Ngorno Karabagh, Caucasus). First results on the study of the fossil bats

Sevilla, P.[1], Fernández-Jalvo, Y.[2], King, T.[3] & Yepiskoposyan, L.[4]

1: Departamento de Paleontología, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, e Instituto de Geología Económica (CSIC). c/ José Antonio Novais, 2. E-28260 Madrid. Spain. psevilla@geo.ucm.es
2: Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). c/ José Gutiérrez Abascal, 2. E-28006 Madrid. Spain. yfj@mncn.csic.es
3: Natural History Museum. Cromwell Road, South Kensington. London, SW7 5BD. United Kingdom. T.king@nhm.ac.uk
4: Institute of Man, Yerevan. Baghramyan Avenue. 375019 Yerevan. Armenia. levon@armhealth.am

The Caucasus is an extremely interesting region for studies in Palaeontology and Biogeography. It represents a terrestrial connection between Africa and Eurasia, and abundant fossil evidence shows that this way was used in a number of migrations of terrestrial fauna from Africa into Europe, including humans. From the biogeographical point of view, it is also very interesting since fauna from different bioprovinces meet. The variety of landscapes offering roosts with different characteristics explains the high diversity of bat species distributed in this region. Only in Armenia 28 different species have been reported, many of which roost in caves and thus might more easily have a fossil record.

The Nagorno Karabagh is a montainous region with abundant caves, Azokh Cave being one of the largest and better known in the area. It was excavated from the 1960s to the 1980s by Guseinov and his team. A mandible of *H. heidelbergensis,* Acheulian stone tools and abundant fauna were found. Bones of five different bat species were identified (Gadgiev & Aliev, in Rakhmatulina, 1995), the five of which still still roost in the cave.

After a twenty years of interruption, new excavations at Azokh Cave were resumed by an international team since 2002 to present, this time led by three institutions from Armenia, UK and Spain (Fernández-Jalvo *et al.*, 2004), and participation of researchers from 7 different countries. Though work started at the main entrance, where the Russian team had found the human fossil and the industry, new sections are currently being excavated.

Considering the abundance of bat fossils, specific aims were established in the new excavations regarding the study of the fossil bats, mainly to detect variations in bat species composition and relative abundance through time, the use of the cave given by these species for breeding or hibernation, and their response to human presence in the cave. The first results obtained from the study of the material excavated at Azokh 1 are presented in this communication. The age of the sediments excavated at Azokh 1 range from a late middle Pleistocene to Holocene.

As might be expected, the abundance of remains and the species represented varies form one unit to the next. However, two species, *Myotis blythii* and *Miniopterus schreibersii* have proved to be long-term inhabitants of the cave, since their remains have been identified at all the levels where bat bones were preserved.

Unit V (280Ky by ESR), the lowermost unit, is by far the richest in bat remains. Bones and teeth of *Myotis blythii* are specially abundant and clearly outnumber the other species. Beside worn teeth, unworn and deciduous pieces were collected, thus indicating the establishment of breeding colonies of lesser mouse-eared bats in the cave back in time. Lower numbers of remains of *Miniopterus schreibersii, Rhinolophus ferrumequinum*, *R. mehelyi*, *R. hipposideros, M. nattereri*, *M. mystacinus*, *Barbastella barbastellus* and *Pipistrellus nathusii* are also found in this level. The two last species have not been reported as roosting presently in the cave.

Unit IV: only the lowermost part of this unit preserves a few bat bones (referred to in Table 1 as Unit IV-V). Bones of *Myotis blythii, Miniopterus schreibersii, Rhinolophus ferrumequinum* and *Myotis nattereri* were collected at this unit.

Unit III: this unit is extremely poor. Nevertheless, *M. blythii* and *R. mehelyi* material was recovered.

Unit II (90 Ky approx): Though very poor in bones, a few bat remains of *M. blythii* and *M. schreibersii* were collected in this level. Some hearths are preserved at this unit.A distinctive erosive discordance is observed between Bed I and Bed II. Such strong erosion of the top of Bed II sediments stopped at a potentially interesting transition between middle and late Palaeolithic, but there are few stone artefacts to provide a solid evidence.

Unit I: bones are again more abundant, in spite of the lower extent of the sediment preserved and the presence of hearths. Similar species richness to Unit V is observed, though with certain differences in the occasional species. *Plecotus austriacus* and *Rhinolophus hipposideros* have been identified at this level, the latter not known to roost at present in the cave.

As can be seen from Table 1, certain minor changes seem to have taken place in the occupation of Azokh Cave by bats in the past. The main species currently roosting in Azokh Cave have apparently been doing so for at least 200 thousand years. However, certain changes in abundance and in the remaining species are observed. The importance of these variations will be valued once the taphonomic study of the site is carried out.

	roosting at present	Guseinov's data	Recent excavations at Azokh 1				
			Unit I	Unit II	Unit III	Unit IV-V	Unit V
Myotis blythii	+	+	+	+	+	+	+
Miniopterus schreibersii	+	+	+	+		+	+
Rhinolophus mehelyi	+	+	+		+		+
Rhinolophus ferrumequinum	+	+	+			+	+
Rhinolophus euryale	+						
Rhinolophus hipposideros			+				
Myotis nattereri		+	+			+	+
Myotis mystacinus							+
Plecotus austriacus	+		+				
Barbastella leucomelas	+						
Barbastella barbastellus							+
Pipistrellus natusii							+

Table 1. Bat species distribution at Azokh 1.

Acknowledgements

This study has been supported with funds provided by the following institutions: Institute of Archaeology Awards (Univ. London), The Harold Hyam Wingate Trust, The Royal Society, the Spanish Ministry of Science & Technology and the CAM-UCM Research Group n. 910607. The MNCN (Madrid), Estación Biológica de Doñana (Seville) and the Hungarian Natural History Museum (London) Collections Departaments provided skulls for direct comparison at different stages of the research.

References

Fernández-Jalvo, Y., King, T., Andrews, P., Moloney, N., Ditchfield, P., Yepiskoposyan, L., Safarian, V., Nieto Díaz, M. & Melkonyan, A. 2004. Azokh cave and Northern Armenia. In: *Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre. Vol IV: Arqueología* (Eds. E. Baquedano Pérez & S. Rubio Jara). Museo Arqueológico Regional (Zona Arqueológica, 4), Alcalá de Henares, 158-168.

Rakhmatulina, I.K. 1995. Zoogeography of bats in the Eastern Transcaucasia. *Myotis* **32-33**, 135-144.

La colección de restos de dinosaurios del Cretácico Inferior de Salas de los Infantes (Burgos, España) depositada en el *Institut und Museum für Geologie und Paläontologie de* Tübingen (Alemania)

Torcida Fernández-Baldor, F.[1], Ruiz-Omeñaca, J.I.[2], Pereda Suberbiola, X.[3], Maisch, M.W.[4], Izquierdo, L.A.[1], Huerta, P.[1], Contreras, R.[1], Montero Huerta, D.[1], Pérez Martínez, G.[1], Urién Montero, V.[1] y Welle, J.[1]

1: Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas (C.A.S.) y Museo de Dinosaurios. Plaza Jesús Aparicio, 9. E-09600 Salas de los Infantes. España. secretaria@colectivosalas.com

2: Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). E-33320 Colunga, y Grupo Aragosaurus, Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12. E-50009 Zaragoza. España. www.aragosaurus.com, jigruiz@unizar.es

3: Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencia y Tecnología, Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apdo. 644. E-48080 Bilbao. España. xabier.pereda@ehu.es

4: Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard-Karls-Universität. Sigwartstr. 10. D-72076 Tübingen. Deutschland. maisch@uni-tuebingen.de

El *Institut und Museum für Geologie und Paläontologie* (Instituto y Museo de Geología y Paleontología; actualmente *Institut für Geowissenschaften*) de la Universidad de Tubingen (Alemania) conserva una colección de restos fósiles de dinosaurios del Cretácico Inferior de la zona de Salas de los Infantes. Esta colección fue recogida por el geólogo alemán Gerd Dietl en 1968 mientras realizaba su tesina para dicha universidad (Dietl, 1969), y depositada en el mencionado museo.

Los restos, un total de 25, están siglados como GPIT (*Geologisches und Palaontologisches Institut der Universitat Tübingen*) y proceden de varios yacimientos de los alrededores de Salas de los Infantes. Aunque están fuera de contexto estratigráfico, la matriz y su estado de conservación hacen pensar que proceden de las Formaciones Pinilla de los Moros y Castrillo de la Reina, datadas con carofitas como Hauteriviense superior-Barremiense inferior y Barremiense superior-Aptiense, respectivamente (Martín-Closas & Alonso Millán, 1998).

La mayor parte de los restos (22) pertenece a dinosaurios ornitópodos de "tipo *Iguanodon*". Entre ellos hay dos fragmentos de dentario (izquierdo y derecho), once dientes aislados (6 maxilares y 5 mandibulares), cinco vertebras dorsales, una costilla dorsal, una vértebra caudal media, una espina neural y una prezigapófisis. Su estado de conservación indica que proceden de varios yacimientos, habiendo representados al menos cinco individuos. Siete restos asociados (GPIT-1802/1-7; cinco vertebras dorsales, una espina neural y una costilla dorsal; Fig. 1) fueron descritos por Maisch (1997) y asignados a *Iguanodon* cf. *fittoni*. Los restantes fósiles de la colección son inéditos. Por el momento, todo el material se asigna a Iguanodontoidea indet.

La colección se completa con un diente de dinosaurio terópodo identificado como ?Carnosauria indet., y dos dientes de cocodrilo asignados provisionalmente a Goniopholididae indet.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos CGL2007-62469/BTE y CGL2007-64061/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia, el Protocolo del Principado de Asturias y la Universidad de Oviedo (CN-04-226, J.I.R-O) y una ayuda del Gobierno Vasco (CIC07/14-361, X.P.S). El *Institut und Museum für Geologie und Paläontologie* ha cedido temporalmente los fósiles de este estudio al Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes. Carmelo García ha realizado las fotografías de los fósiles.

Referencias

Dietl, G. 1969. *Geologische Kartierung des Jura in der Umgebung von Hontoria (westliche Keltiberische Ketten, Spanien)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Tubingen (inédita).

Maisch, M.W. 1997. The Lower Cretaceous dinosaur *Iguanodon* cf. *fittoni* LYDEKKER, 1889 (Ornithischia) from Salas de los Infantes (Province Burgos, Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* **1997(4)**, 232-241.

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)**, 253-269.

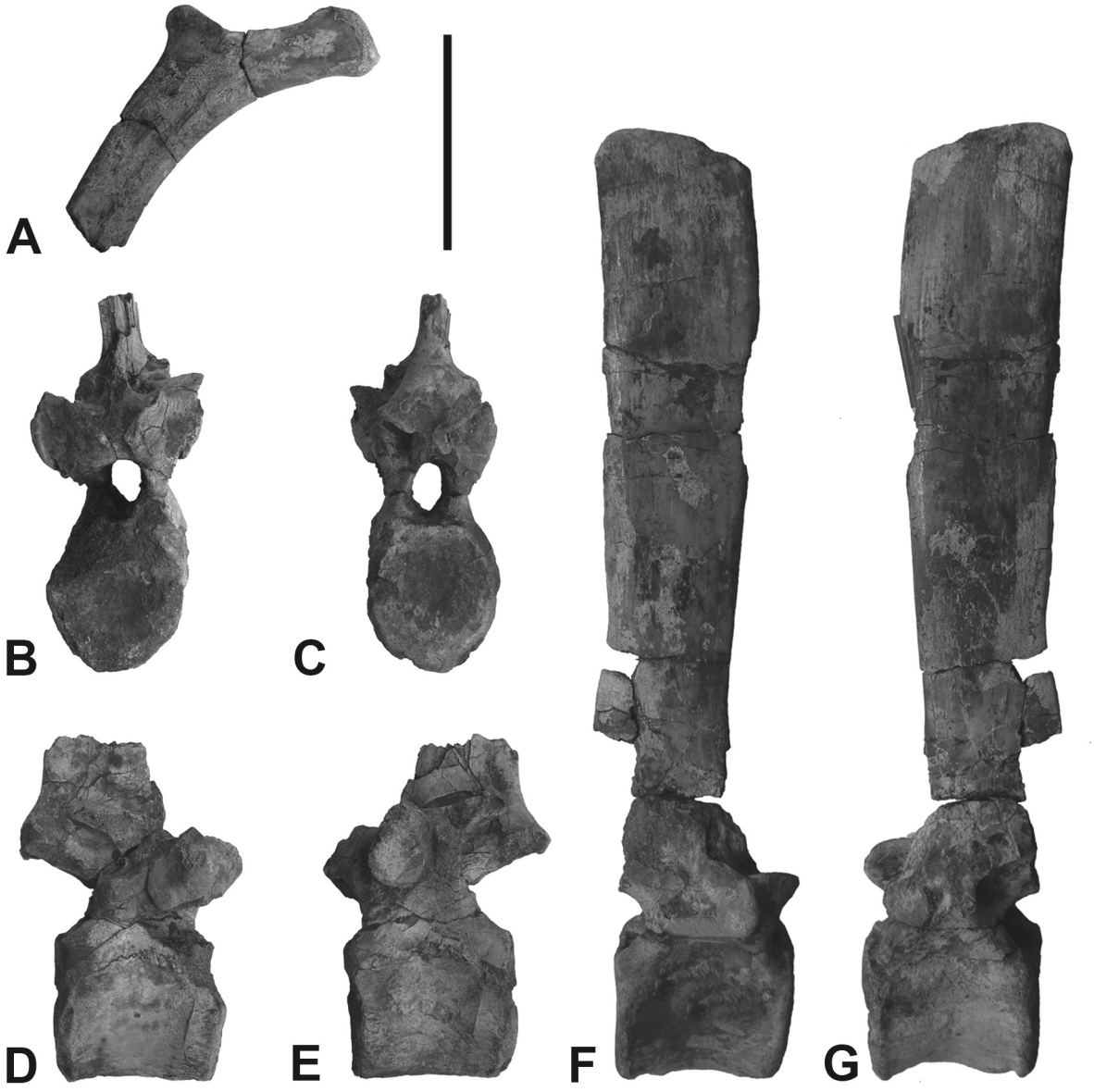


Figura 1. Costilla y vértebras dorsales de Iguanodontoidea indet. (previamente asignadas a *Iguanodon* cf. *fittoni* por Maisch, 1997), en vistas anterior (A, B), posterior (C) , lateral derecha (D, F), y lateral izquierda (E, G). **A**: GPIT-1802/6. **B-E**: GPIT-1802/3. **F-G**: GPIT-1802/1. Escala 10 cm.

Variabilidad ontogenética en dientes aislados de dinosaurios terópodos

Torices, A. y López-Martínez, N.

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais 2. 28040, Madrid. España. atorices@geo.ucm.es

El estudio de dientes aislados de dinosaurios terópodos plantea la dificultad de estimar su diversidad, evaluando la variabilidad inter- e intraespecífica. Una clasificación taxonómica que no tuviera en cuenta las diferencias dentarias entre los individuos de una misma especie (heterodoncia, ontogenia, dimorfismo sexual, variación poblacional, etc.) podría incurrir en una sobreestimación de las especies presentes en la muestra. A la inversa, se podría incurrir en una subestimación de la diversidad si diferentes especies presentaran morfologías dentarias idénticas. Por ello es necesario conocer cómo varía la morfología de los dientes de terópodos dentro de un mismo individuo, dentro de una misma especie y entre especies similares.

Hemos abordado este objetivo analizando la variabilidad individual, ontogenética, intraespecifica e interespecífica de una muestra de 1211 ejemplares pertenecientes a 13 familias y 32 géneros de dinosaurios terópodos, procedente del Museum of the Rockies (Bozeman, Montana, USA), del Royal Tyrrell Museum (Drumheller, Alberta, Canadá) y de la base de datos del Dr. Philip J. Currie (Torices Hernández, 2007). En este trabajo se resumen los resultados del estudio de la variabilidad ontogenética.

Para analizar la variabilidad se han obtenido diferentes medidas sobre la corona dentaria: altura, longitud antero-posterior (FABL), anchura y densidad de dentículos distales y mesiales. Estos datos han sido procesados mediante estadística univariable, bivariable y multivariable, empleando los programas informáticos Excel y SPSS.

Los estudios ontogenéticos presentan enormes dificultades aún contando con ejemplares completos, que se ve considerablemente agravada si contamos únicamente con dientes aislados. Sobre la diferenciación entre dientes de terópodos juveniles y adultos hay dos hipótesis encontradas (Fig. 1):

Hipótesis 1: Por una parte, Currie *et al.* (1990) afirman que los dientes de terópodos muestran poca variación ontogenética: los dientes juveniles serían simplemente versiones a escala reducida de los individuos más maduros, pero conservarían la misma densidad de denticulación; en proporción a su tamaño, los dientes juveniles tendrían menos dentículos pero relativamente más grandes. Por tanto, la densidad de denticulación sería constante para un taxón determinado.

Hipótesis 2: Otros investigadores (Farlow *et al.*, 1991; Carr & Williamson, 2000; Smith, 2005) proponen que el tamaño de los dentículos depende del tamaño de la corona, teniendo los dientes más grandes mayores dentículos y, por tanto, menor densidad de denticulación. Según esto, al aumentar el tamaño del diente aumentaría también el tamaño de los dentículos, con lo que los juveniles presentarían una densidad de dentículos mayor que la de los adultos.

En un análisis estadístico bivariable, la segunda hipótesis se traduciría en una pendiente negativa de la recta de regresión entre la FABL (o cualquier variable de tamaño representada en le eje *x*), y la densidad de dentículos representada en el eje *y*. Por el contrario, según la primera hipótesis, los individuos juveniles y adultos de una misma especie de terópodo presentarían en sus dientes una densidad de dentículos aproximadamente similar, lo que daría una pendiente nula o prácticamente nula en la recta de regresión del análisis bivariable (Fig. 1).

Obviamente, los individuos juveniles presentan tamaños de dientes más pequeños que los adultos. Según nuestros datos, existe un solapamiento de los individuos juveniles más grandes con los adultos más pequeños, y los dentículos conservan la misma morfología en juveniles y adultos en todos los casos estudiados. La densidad de dentículos es igual o sólo ligeramente

más alta en juveniles respecto a los adultos. En grandes terópodos el juvenil apenas tiene un dentículo más por milímetro que el adulto, lo que entra dentro de la variabilidad individual (Torices Hernández, 2007). Por lo tanto, la densidad de dentículos por milímetro es una medida estable a lo largo de la ontogenia de diversos dinosaurios terópodos, confirmando la primera hipótesis (Currie *et al.*, 1990). Sin embargo, el estudio estadístico en dos taxones, *Gorgosaurus* y *Daspletosaurus* en los que disponemos de suficientes individuos juveniles y adultos, muestra correlaciones significativas (r entre 0,77 y 0,79) entre el tamaño del diente y de los dentículos, lo que confirmaría la segunda hipótesis (Farlow *et al.*, 1991).

La contradicción entre ambos resultados es sólo aparente. Aunque existe una correlación entre ambas variables, como proponen Farlow *et al.* (1991), la pendiente de la recta de regresión es casi nula, pues el porcentaje de cambio ontogénico que experimentan las variables es muy distinto: el tamaño del diente aumenta enormemente (más de 200% en la FABL) mientras que el tamaño de los dentículos aumenta muy ligeramente (menos del 40%). Como resultado, al analizar la variación ontogénica, la densidad de dentículos resulta una medida prácticamente constante.

Este resultado es de vital importancia para la atribución taxonómica de los dientes de terópodos: a pesar de la relación significativa entre ambas variables, y de las importantes diferencias de tamaño existentes entre los dientes de individuos de una misma especie, la densidad de dentículos es una medida relativamente estable dentro de la variabilidad individual y ontogenética, lo que nos permite distinguir a los taxones de terópodos.

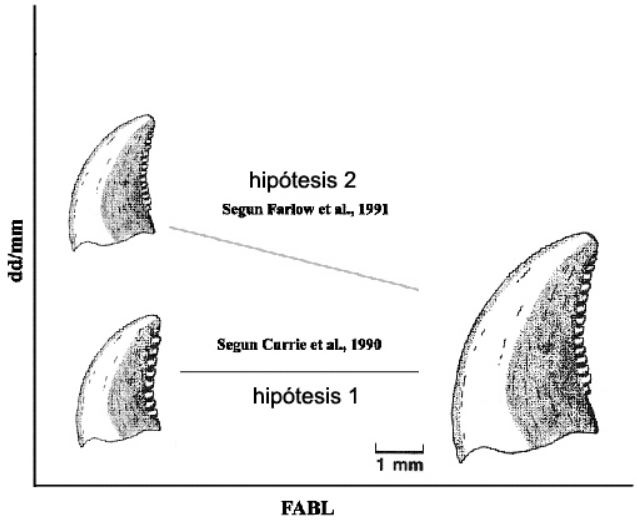


Figura 1. Dos hipótesis alternativas sobre la ontogenia de los dientes de terópodos, según Currie *et al.* (1990) y Farlow *et al.* (1991).

Agradecimientos

Al Dr. Philip J. Currie por su generosidad en compartir su base de datos para este estudio y el acceso a las colecciones del Royal Tyrrell Museum. Al Dr. John R. Horner por el acceso a las colecciones del Museum of the Rockies. Investigación financiada por el proyecto CGL2006-04646.

Referencias

Carr, T.D. & Williamson T.W. 2004. Diversity of late Maastrichtian Tyrannosauridae (Dinosauria: Theropoda) from western North America: *Zoological Journal of the Linnean Society* **142**, 479-523.

Currie, P.J., Rigby, J.K., & Sloan, R.E. 1990. Theropod teeth from the Judith River Formation of southern Alberta, Canada. In: *Dinosaur systematics. Approaches and perspectives* (Eds. K. Carpenter & P.J. Currie). Cambridge University Press, Cambridge, 107-125.

Farlow, J.O., Brinkman, D.L., Abler, D.L. & Currie, P.J. 1991. Size, shape and serrations density of theropod dinosaur lateral teeth. *Modern Geology,* **16(1-2)**, 161-198.

Smith, J.B. 2005 Heterodonty in *Tyrannosaurus rex*: implications for the taxonomic and systematic utility of theropod dentition. *Journal of Vertebrate Paleontology* **25**, 865-887.

Torices Hernández, A. 2007. *Los dinosaurios terópodos del Cretácico superior de la Cuenca Sur-Pirenaica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 409 pp. (inédita).

Estudio preliminar de los dientes de terópodos del Cretácico Superior de "Lo Hueco" (Fuentes, Cuenca)

Torices, A.[1], Barroso-Barcenilla, F.[1,2], Cambra-Moo, O.[3], García-Oliva, M.[3], Marcos Fernández, F.[3], Sanz, J.L.[3] y Segura, M.[2]

1: Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. c/ José Antonio Novais, 2. E-28040 Madrid. España. atorices@geo.ucm.es
2: Departamento de Geología, Edificio de Ciencias. Universidad de Alcalá. E-28871 Alcalá de Henares. España.
3: Unidad de Paleontología, Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. c/ Darwin, 2. E-28049 Madrid. España.

El yacimiento de "Lo Hueco" (Fuentes, Cuenca, España) ha proporcionado en un breve lapso de tiempo una de las mayores colecciones de macrovertebrados del Cretácico Superior de Europa (Ortega *et al*., 2008). Desde un punto de vista geológico el yacimiento pertenece a la Formación Margas, Arcillas y Yesos de Villalba de la Sierra (Vilas *et al.*, 1982) y tanto su posición estratigráfica relativa como su contenido paleontológico permiten atribuirlo al Campaniense superior-Maastrichtiense inferior. Entre los macrovertebrados reconocidos en el yacimiento, uno de los grupos más abundantes es el de los terópodos dromeosáuridos, representados tanto por dientes, como por restos óseos craneales y postcraneales.

Se ha realizado el análisis de una primera muestra de dientes de estos terópodos, compuesta por 22 ejemplares, con la intención de establecer la variabilidad morfológica registrada en el yacimiento. Este análisis permite identificar tres morfotipos de dientes de dromeosáuridos en "Lo Hueco".

El primero corresponde a seis dientes comprimidos lateralmente, curvados y que presentan su borde distal cóncavo y el mesial convexo. Su altura varía entre los 4,33 y 11 mm, la longitud mesiodistal en la base de la corona (FABL) varía entre 3,87 y 7 mm y su anchura basal entre 2,33 y 3,53 mm. Este morfotipo presenta dentículos con una morfología cuadrada en la carena distal y mesial. Los dentículos distales presentan una densidad entre 3 y 5 dentículos por milímetro en la parte media de la carena. El tamaño de los dentículos disminuye ligeramente hacia la base y el ápice. Los dentículos mesiales presentan una anchura similar o menor a la de los dentículos distales, menor altura y desaparecen hacia la mitad de la carena mesial. Su densidad varía entre 3 y 6 dentículos por milímetro.

El segundo morfotipo corresponde a doce dientes con una morfología muy semejante a la del morfotipo anterior. La altura varía entre 6,67 y 14,95 mm, su longitud FABL entre 4,47 y 7 mm y su anchura entre 2 y 4 mm, por lo que son ligeramente mayores que el primer morfotipo. Presentan dentículos ligeramente inclinados hacia el ápice del diente en ambas carenas. La densidad de los dentículos distales es de 2,5 a 4 dentículos por milímetro, disminuyendo el tamaño de los dentículos hacia la base y el ápice del diente. Los dentículos mesiales, cuando están presentes, tienen una densidad igual o ligeramente mayor que los distales y que varía entre 3 y 5 dentículos por milímetro. Los dentículos mesiales presentan una anchura similar o menor que los distales y una altura menor, y desaparecen hacia la mitad de la carena.

El tercer morfotipo está representado por un único diente. En vista lateral presenta un contorno triangular, ligeramente biconvexo. Su altura es de 6,07 mm, su FABL de 4,20 mm y su anchura de 2 mm, con lo que en tamaño es similar al de los otros dos morfotipos. Presenta dentículos en ambas carenas, levemente inclinados hacia el ápice. Los dentículos distales son ligeramente mayores que los mesiales y su densidad es de 3 dentículos por milímetro. Los dentículos mesiales presentan una densidad de 4 dentículos por milímetro y abarcan toda la carena a diferencia de los otros dos morfotipos.

Los caracteres que se interpretan en estos morfotipos corresponden a los descritos para los dientes de Dromaeosauridae (Currie *et al*., 1990; Baszio, 1997; Sankey *et al* 2002). Tanto la morfología y densidad de dentículos, como el tamaño general de los dientes coincide con ejemplares atribuidos a esta familia conservados en el Royal Tyrrell Museum, con el holotipo de *Dromaeosaurus albertensis* y con los dientes atribuidos a *Saurornitholestes langstoni* y *Deinonychus antirrhopus*. También son comparables en sus caracteres, tanto cuantitativos como cualitativos, con los dientes definidos como cf. Dromeosauridae indet. en yacimientos del Cretácico Superior pirenaico (Torices Hernández, 2007).

Atendiendo a las diferencias en la morfología de los dentículos, se considera que el primer morfotipo puede ser atribuido a miembros de Dromeosaurinae mientras que el segundo puede corresponder a representantes de Velociraptorinae. Se considera también que el tercer morfotipo probablemente pertenece a un Velociraptorinae y que las diferencias con los elementos del segundo morfotipo pueden ser explicadas por variación intraespecífica o derivadas de una heterodoncia.

Agradecimientos

Una parte de la investigación realizada ha sido financiada por el proyecto PAI08-0204-1312 y el proyecto CGL2006-04646. Las campañas de prospección y excavación desarrolladas en "Lo Hueco" así como la infraestructura necesaria para la preparación de los ejemplares han sido financiadas por la entidad pública ADIF (Administrador de Infraestructuras Ferroviarias) a través de la constructora Ferrovial.

Referencias

Baszio, S. 1997. Systematic palaeontology of isolated dinosaur teeth from the Latest Cretaceous of South Alberta, Canada. In: *Investigations on Canadian Dinosaurs* (Ed. S. Baszio). Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft (CFS: Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 196), Frankfurt, 33-77.

Currie, P.J., Rigby, J.K., & Sloan, R.E. 1990. Theropod teeth from the Judith River Formation of southern Alberta, Canada. In: *Dinosaur systematics. Approaches and perspectives* (Eds. K. Carpenter & P.J. Currie). Cambridge University Press, Cambridge, 107-125.

Ortega, F., Sanz, J.L., Barroso-Barcenilla, F., Cambra-Moo, O., Escaso, F., García-Oliva, M. & Marcos Fernández, F. 2008. El yacimiento de macrovertebrados fósiles del Cretácico Superior de "Lo Hueco" (Fuentes, Cuenca). In: *Paleontológica Nova (IV EJIP)* (Eds. J. Esteve & G. Meléndez). Universidad de Zaragoza (Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, SEPAZ, 8), Zaragoza, 119-131.

Sankey, J.T., Brinkman, D.B., Guenther, M. & Currie, P.J. 2002. Small theropod and bird teeth from the Late Cretaceous (Late Campanian) Judith River Group, Alberta. *Journal of Paleontology* **76**, 751-763.

Torices Hernández, A. 2007. *Los dinosaurios terópodos del Cretácico superior de la Cuenca Sur-Pirenaica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 409 pp. (inédita).

Vilas, L., Mas, R., García, A., Alonso, A., Meléndez, N. & Rincón, R. 1982. Ibérica Suroccidental. In: *El Cretácico de España* (Ed. A. García). Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 457-508.

Análisis de la morfología y resistencia de los caninos de los grandes félidos

Torregrosa, V., Martín Serra, A. y Palmqvist, P.

Departamento de Ecología y Geología. Área de Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. Campus de Teatinos, s/n. E-29071 Málaga. España. torregrosa@uma.es, almarse@hotmail.com, ppb@uma.es

A pesar de que la mayor parte de los grandes felinos da muerte a sus presas por sofocación, mordiéndolas prolongadamente en la garganta, existen diferencias interespecíficas respecto a las técnicas de caza y a la frecuencia con la que emplean los distintos tipos de mordedura, diferencias que podrían quedar reflejadas en la morfología de sus caninos. Estos elementos de la dentición se utilizan asimismo en la alimentación, para arrancar porciones de carne una vez abierto el cadáver cortando la piel con las carniceras (Van Valkenburgh, 1996), y también constituyen una parte importante del proceso de selección sexual (Gittleman & Van Valkenburgh, 1997). Por eso, la forma y las dimensiones de los caninos han acaparado la atención de diversos investigadores, quienes se han centrado sobre todo en la relación entre la forma de su sección y la fuerza de mordedura o su resistencia (vg., Christiansen, 2007). En el caso de los esmilodontinos y homoterinos, representantes extintos de la subfamilia Machairodontinae, existen diferencias anatómicas evidentes entre sus caninos superiores, que presumiblemente reflejarían diferencias ecológicas. Sin embargo, cuando se especula sobre el modo de caza de estos "dientes de sable", se suele asumir el modelo ya clásico de "mordedura en cizalla" en todos ellos.

Con el objetivo de estudiar esas diferencias, se han analizado diversos aspectos de los caninos superiores de los grandes felinos actuales (*Panthera leo*, *P. tigris*, *P. pardus*, *P. uncia*, *P. onca*, *P. concolor*, *Neofelis nebulosa*, *Acinonyx jubatus*) y de tres géneros de macairodontinos (*Smilodon fatalis*, *S. populator*, *S. gracilis*, *Homotherium latidens*, *H. serum*, *Megantereon cultridens* y *M. whitei*), siguiendo una metodología similar a la propuesta por Freeman & Lemen (2007).

Además de estudiar el tamaño y la forma de los caninos en su globalidad, se estimó un parámetro que describe el estrechamiento que experimenta este diente desde su base hasta la punta. Dicho parámetro (ε) se calcula como la pendiente de la recta: Dx= ε (Lx), donde *Dx* es el diámetro del canino en el punto *x* y *Lx* es la distancia desde la punta del diente al punto *x.* A lo largo de la corona del canino, se han ido midiendo los valores de D y L al 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80%, 90% y 100% de la altura total del mismo (*x*). Los valores de ε se calcularon eliminando el efecto del tamaño, relativizando cada canino a una altura y a una anchura máxima de 1,0.

También se realizó el estudio de la fragilidad de la punta de los caninos, tomando como base la teoría de vigas. La fragilidad se estimó como el estrés generado por una fuerza aplicada en el extremo del canino, calculándose al 5% y al 20% de la punta del diente.

Conviene aclarar, respecto a los valores de ε, que la obtención de un valor próximo a 1,0 implicaría un canino en forma de cono puntiagudo, que produciría el corte de la piel de forma rápida, aunque tras la herida inicial sería necesario un esfuerzo mayor para introducir todo el diente en la carne de la presa, debido a que en este modelo el canino se ensancha rápidamente a partir de la punta hacia su base. Conforme el valor de ε se va haciendo menor, el canino se caracteriza por presentar una anchura similar a lo largo de toda la corona, por lo que sería un diente de punta más roma. En este caso, la fuerza necesaria para atravesar la piel de la presa sería mucho mayor, pero una vez producida la herida inicial resultaría más fácil introducir el resto del diente. Los grandes felinos actuales presentan, en general, unos caninos de forma cónica, por lo que en ellos primaría el poder de penetración inicial, salvo en el caso de *N. nebulosa* y *P. onca,* que muestran los caninos de anchura más homogénea a lo largo de su perfil vertical.

En contraste, los macairodontinos muestran mayor disparidad en sus valores de ε. Así, las dos especies del género *Homotherium* presentan los caninos más cónicos en sentido anteroposterior, siendo similares a los de *P. leo* y *P. tigris*. En el otro extremo se encuentra *S. gracilis*, con los valores de ε más bajos.

En cuanto a la fragilidad de los caninos, destacan *N. nebulosa* y *P. uncia*, seguidos por *A. jubatus,* al tener unos caninos de punta muy frágil. Con unos valores intermedios de fragilidad encontramos a *P. pardus* y *P. concolor*. Los caninos más resistentes pertenecen a *P. leo*, *P. tigris* y *P. onca*. Tales resultados resultan coherentes con lo esperable a tenor de las técnicas de caza y el rango de tamaño de presas explotado por estas especies. Por su parte, los macairodontinos presentan, en contra de las ideas clásicas, unos caninos muy resistentes en la punta, especialmente en el caso de *S. fatalis* y *S. populator*.

La variabilidad de forma encontrada entre los macairodontinos hace pensar que debieron existir también diferencias respecto al modo de caza entre estos félidos. De hecho, la "mordedura en cizalla" que suele atribuirse en general a todos los macairodontinos parece tener más sentido en el caso de los esmilodontinos, cuyas potentes extremidades delanteras inmovilizarían a la presa mientras los enormes caninos eran clavados en el cuello. Estos caninos, como hemos visto, eran muy resistentes y, además, una vez abierta la herida (lo cual no les resultaría difícil teniendo en cuenta la extremada potencia de su musculatura cervical), los caninos penetrarían rápidamente en la carne del animal.

El caso de los homoterinos es distinto, pues sus extremidades son comparativamente más gráciles y sus caninos relativamente más cortos, con una forma más cónica y puntiaguda, similares pues a los de los panterinos. Esto hace pensar que quizás el modo de caza también fuera parecido, abalanzándose sobre la presa y mordiéndola en el cuello hasta asfixiarla, tal y como hace actualmente el león. Al contrario de lo que ocurre en el caso de los esmilodontinos, los homoterinos no necesitarían atravesar con sus caninos la carne del cuello de la presa.

Tradicionalmente, estos dos morfotipos (homoterinos y esmilodontinos) se han considerado diferentes respecto al hábitat de preferencia, el modo de locomoción y el tipo de presas, conforme a los estudios ecomorfológicos comparativos y también en función de los análisis biogeoquímicos efectuados (Turner & Antón 1997; Salesa *et al*. 2006; Palmqvist *et al*., 2003). Por ello, cabe la posibilidad de que pueda igualmente hablarse de diferencias respecto a la forma de dar muerte a sus presas.

Referencias

Christiansen, P. 2007. Comparative bite forces and canine bending strength in feline and sabretooth felids: implications for predatory ecology. *Zoological Journal of the Linnean Society* **151**, 423-437.

Freeman, P.W. & Lemen, C.A. 2007. The trade-off between tooth strength and tooth penetration: predicting optimal shape of canine teeth. *Journal of Zoology* **273**, 273-280.

Gittleman, J.L. & Van Valkenburgh, B. 1997. Sexual dimorphism in the canines and skulls of carnivores: effects of size, phylogeny, and behavioural ecology. *Journal of Zoology*. **242**:97-117.

Palmqvist, P., Gröcke, D.R., Arribas, A. & Fariña, R.A. 2003. Paleoecological reconstruction of a Lower Pleistocene large mammal community using biogeochemical (δ13C, δ15N, δ18O, Sr:Zn) and ecomorphological approaches. *Paleobiology* **29**, 205-229.

Salesa, M.J., Antón, M., Turner, A. & Morales, J. 2006. Inferred behaviour and ecology of the primitive sabre-toothed cat *Paramachairodus ogygia* (Felidae, Machairodontinae) from the late Miocene of Spain. *Journal of Zoology* **268**, 243-254.

Turner, A. & Antón, M. 1997. *The big cats and their fossil relatives*. Columbia University Press, New York. 234 pp.

Van Valkenburgh, B. 1996. Feeding behavior in free-ranging, large African carnivore. *Journal of Mammalogy* **77**, 240-254.

Los peces como recurso en el norte de la Península Ibérica durante el Paleolítico Superior

Turrero, P.[1], García-Vázquez, E.[2], Álvarez-Laó, D.J.[1], Arbizu, M.[1] y Adán, G.[1]

1: Laboratorio del Cuaternario, Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. España. pturrero@geo.uniovi.es, gema@geol.uniovi.es
2: Departamento de Biología Funcional. Universidad de Oviedo. c/ Julián Clavería s/n. E-33006 Oviedo. España. egv@fq.uniovi.es

La expansión de los humanos modernos en la Europa Occidental coincidió con el último máximo glacial (Finlayson & Carrion, 2007). Durante este periodo, se adaptaron a las condiciones climáticas adversas y sus poblaciones fueron capaces de subsistir e incrementarse utilizando los recursos disponibles. Los peces estuvieron siempre presentes en su dieta como fuente de proteínas animales (Hayden *et al.,* 1987; Richards *et al.,* 2005; Marean *et al.,* 2007), pero su importancia como recurso y su contribución a la dieta durante el Paleolítico Superior, han sido poco estudiados.

Basándose en evidencias zooarqueológicas de yacimientos situados en el norte de la Península Ibérica (Adán Álvarez, 1997) (Fig. 1), se puede concluir que el consumo de peces de agua dulce, y particularmente salmónidos, siguió un patrón constante a lo largo de todo el Paleolítico Superior y Mesolítico (30 ka a 6 ka). En cambio hay evidencia de cambios en el patrón de utilización de recursos marinos, menos consumidos en la zona durante las épocas más frías, que pueden explicarse por características geográficas asociadas a los cambios climáticos a partir del 20 ka (Clark & Mix, 2002).

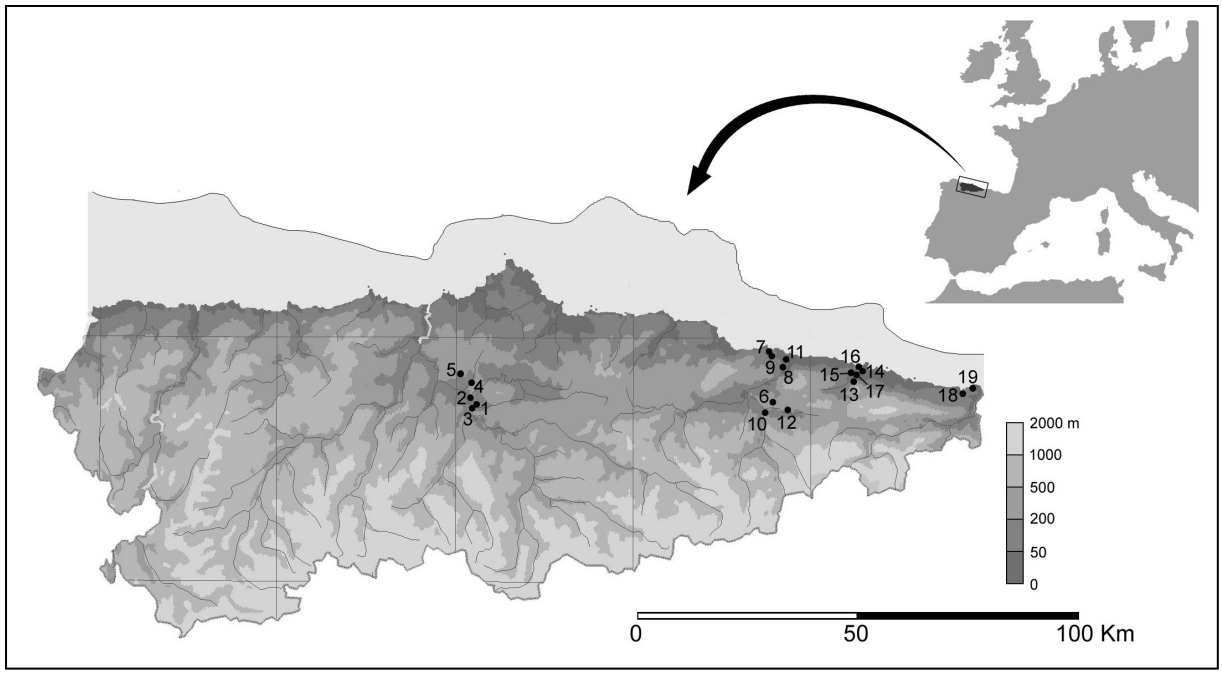


Figura 1. Yacimientos arqueológicos considerados. En gris claro, línea de costa estimada durante el último máximo glacial (Clark & Mix, 2002; Jiménez-Sánchez *et al*., 2006). 1: Las Caldas; 2: Sofoxo; 3: La Lluera; 4: Cueva Oscura; 5: La Paloma; 6: El Buxu; 7: El Cierro; 8: La Lloseta; 9: Les Pedroses; 10: Los Azules; 11: Tito Bustillo; 12: La Güelga; 13: Arnero; 14: Balmori; 15: Cueto de La Mina; 16: Fonfría; 17: La Riera; 18: Mazaculos; 19: El Pindal.

Se pueden identificar varias características de los salmónidos que los hacen especialmente adecuados como recurso para la subsistencia humana en periodos adversos. Entre ellos se encuentran la facilidad de su captura durante los periodos invernales, coincidiendo con la época de desove; su alto contenido en grasas, y su característica fundamental de fuente de proteínas de alta calidad.

El proyecto de investigación actualmente en marcha incluye una revisión exhaustiva de restos piscícolas en el Norte de la Península Ibérica para comparar los contenidos paleoictiológicos de los diferentes yacimientos, las características morfológicas de las especies y poblaciones consumidas en distintas cuencas y determinar la importancia real de la diversidad piscícola en la evolución de los humanos modernos en la región durante las etapas más criticas de su existencia en la misma.

Referencias

Adán Álvarez, G. 1997. *De la caza al útil. La Industria ósea del Tardiglaciar en Asturias*. Consejería de Cultura del Principado de Asturias, Oviedo, 383 pp.

Clark, P.U. & Mix, A.C. 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* **21**, 1-7.

Finlayson, C. & Carrion, J.S. 2007. Rapid ecology turnover and its impacts in Neanderthal and other human populations. *Trends in Ecology Evolution* **22**, 213-222.

Hayden, B., Chysholm, B. & Schwarcz H.P. 1987. Fishing and foraging: marine resources in the Upper Palaeolithic in France. *The Pleistocene Old World: Regional Perspectives* (Ed. O. Soffer). Plenum Press, New York, 279-291.

Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J.L., Stoll, H. & Aranburu, A. 2006. A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement* **147**, 129-141.

Marean, C.W., Bar-Matthews, M., Bernatchez, J., Fisher, E., Goldberg, P., Herries, A.I., Jacobs, Z., Jerardino, A., Karkanas, P., Minichillo, T., Nilssen, P.J., Thompson, E., Watts, I. & Williams, H.M., 2007. Early human use of marine resources and pigment in South Africa during the Middle Pleistocene. *Nature* **449**, 905-908.

Richards, M.P., Jacobi, R., Cook, J., Pettitt, P.B. & Stringer, C.B. 2005. Isotope evidence for the intensive use of marine foods by late Upper Palaeolithic humans. *Journal of Human Evolution* **49**, 390-394.

Grandes mamiferos cuaternarios de la Cueva de La Güelga

Turrero, P.[1], Menéndez, M.[2], Arbizu, M.[1] y Adán, G.[1]

1: Laboratorio del Cuaternario, Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. España. pturrero@geol.uniovi.es
2: UNED Asturias. Cabueñes s/n. E-33394 Gijón. España. director@gijon.uned.es

La Cueva de La Güelga se encuentra en el concejo de Cangas de Onís, en la cuenca media del río Sella, y pertenece al pueblo de Narciandi. Forma parte de un complejo kárstico excavado en caliza namuriense (Carbonífero inferior) por el arroyo de La Brava. Las variaciones en el cauce fluvial dieron como resultado un sistema de diferentes bocas de cueva, que fueron siendo ocupadas y colmatadas a lo largo del tiempo, dando lugar a varios yacimientos de edades diferentes según la altura de las terrazas, por lo que la excavación se dividió en varias zonas de actuación: las zonas A, B y C, en la terraza inferior, con restos magdalenienses y solutrenses (Menéndez *et al.*, 2007); las zonas D y E, en la terraza media, con restos musterienses, auriñacienses y chatelperronienses; y una zona F, aún más elevada, con restos musterienses (Menéndez *et al.*, 2005).

Los restos analizados para este trabajo procedían, en su mayoría, de la zona A, en la ya que ya se llegó al nivel de base. La estratigrafía de esta zona es complicada, pero pese a algunas alteraciones postdeposicionales (presencia de cauces de agua, solifluxión de los sedimentos, utilización de la cueva como establo y furtivismo arqueológico, principalmente) se distinguen tres niveles. Los dos superiores (N1 y N2) son de escasa potencia y contienen, comparativamente, pocos restos. Corresponden a un nivel revuelto y a un nivel de gelifractos muy bien cementados, respectivamente. El tercer nivel (N3) es el más rico en restos, y se divide a su vez, en función de sus características sedimentológicas, textura y coloración, en cuatro subniveles, siendo el N3c el más potente y con mayor número de restos. Las dataciones de C^{14} dan, para la base de este subnivel N3c, una edad en torno a los 14100 años (14020±130 BP; 14090±190 BP; 14170±1030/910 BP, fechas sin calibrar), concordante con la industria Magdaleniense asignada.

Se estudiaron un total de 51241 restos procedentes de este yacimiento, de los que sólo un 1,67% (un total de 858 restos) han podido ser identificados. Esto se debe, fundamentalmente, al pequeño tamaño de la mayoría de los materiales (un 38% de los restos miden menos de 30 mm, lo que dificulta en extremo su correcta identificación, excepto en el caso de dientes y huesos pequeños). Esto indica, por otro lado, un aprovechamiento muy intenso de las piezas cobradas, que incluía la extracción del tuétano, de gran valor energético. La proporción entre especies es la siguiente:

- cabra: 46,27%
- ciervo: 42,07%
- gran bóvido: 4,78%
- rebeco: 3,38%
- corzo: 2,68%
- humano: 0,58% (4 dientes en proceso de estudio)
- carnívoro: 0,23%

De los restos de ciervo reconocidos se separaron las mandíbulas, para calcular sus edades con vistas a establecer una posible estacionalidad de la ocupación del refugio. Para ello se utilizó el sistema de puntuaciones utilizado por Brown & Chapman (1991).

La asociación faunística encontrada en la cueva indica un ambiente en sus alrededores similar al actual, con presencia de bosques (ciervo, corzo) pero cercano a la montaña (rebeco, cabra montesa). Esta asociación no permite determinar nada preciso sobre el clima, pero los porcentajes relativos de las piezas cobradas muestran una diversificación en la obtención de

recursos, desde luego muy lejos de la especialización de otros yacimientos de la Cornisa Cantábrica, por ejemplo La Paloma, con un 96% de ciervo. (Adán Álvarez, 1997).

A la diversificación en la obtención de recursos se une el alto grado de aprovechamiento de los materiales obtenidos (ya indicada por el alto grado de fragmentación de los restos), sobre los que se aprecia una gran variedad de trabajos, tanto en hueso como en cuerna: pulido, golpeo, apuntamiento, diversas marcas de carnicería y ejemplos muy llamativos de marcas de decoración. A este tratamiento mecánico se une en muchos casos un tratamiento térmico, por asado o por quemadura de los restos. Esto concuerda con la presencia de abundantes hogares por todo el yacimiento, y parece indicar un tratamiento de la caza para alargar su conservación, bien mediante el cocido o bien mediante el ahumado.

Conocida la época de parto del ciervo, de mayo a julio, y teniendo en cuenta las edades estimadas para los ciervos del yacimiento, se puede estimar una cierta estacionalidad del refugio, que iría de finales del verano a finales del otoño, si bien esto sólo se ha podido deducir en base a tres individuos, con lo que hay que tener mucha precaución ya que no permite un análisis estadístico. Sin embargo, también se debería tener en cuenta la presencia de abundantes individuos juveniles tanto de ciervo como de cabra (como se puede comprobar por la abundancia de dientes deciduos y diáfisis sin osificar en el yacimiento), cuya época de parto es entre abril y mayo. Esto reforzaría la idea de una estacionalidad en torno a primavera/verano.

Referencias

Adán Álvarez, G. 1997. *De la caza al útil. La Industria ósea del Tardiglaciar en Asturias*. Consejería de Cultura del Principado de Asturias, Oviedo, 383 pp.

Brown, W.M.A. & Chapman, N.G. 1991. The dentition of red deer (*Cervus elaphus*): a scoring scheme to assess age from wear of the permanent molariform teeth. *Journal of Zoology* **224**, 519-536.

Menéndez, M., García, E. & Quesada, J.M. 2005. La transición Paleolítico Medio-Paleolítico Superior en la Cueva de la Güelga (Cangas de Onía, Asturias). Un avance a su registro. In: *Actas de la Reunión Científica "Neandertales Cantábricos, estado de la cuestión"* (Eds. J.A. Lasheras & R. Montes). *Monografías del Museo de Altamira* **20**, 589-617.

Menéndez, M., García, E. & Quesada, J.M. 2007. Excavaciones en la Cueva de la Güelga (Narciandi, Cangas de Onís). Campañas de 1999 a 2002. In: *Excavaciones arqueológicas en Asturias 1999-2002* (Ed. J. Camino Mayor). Consejería de Cultura, Comunicación Social y Turismo, Oviedo, 63-75.

Una revisión de los taxones de foraminíferos del Paleógeno descritos por Guillermo Colom (1900-1993)

Usera, J. y Alberola, C.

Departamento de Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. E-46100 Burjasot. España. Juan.usera@uv.es, C.Alberola@uv.es

Recogemos en este segundo trabajo la revisión de los taxones nuevos de foraminíferos del Paleógeno, propuestos por Guillermo Colom y cuyos ejemplares se hallan en su mayoría depositados en el Museo de Ciencias Naturales de Soller, Mallorca. Se han revisado un total de 41 taxones propuestos por Colom como especies, variedades o subespecies nuevas, proponiendo en algunos casos modificaciones y en otros, manteniendo su nomenclatura y posición sistemática.

El primer trabajo de Colom referido a foraminíferos del Paleógeno aparece en una nota sobre lascalizas con miliólidos del Estampiense de Mallorca (Colom, 1929). Estas "Miliolas"de la región de Alaró-Binisalem, fueron identificadas ya por Hermite (1879) que las situó en el Eoceno medio y superior. Fueron citadas también por Fallot (1922) quien propuso para ellas una edad Estampiense. En este primer trabajo (Colom, 1929) identifica secciones de "Miliolas" y otros foraminíferos menos abundantes de los géneros *Spirolina, Peneroplis* y *Nubecularia*.

Este material compuesto de portaforaminíferos y láminas delgadas, ha sido catalogado recientemente y es por ello posible asignar una numeración a las preparaciones que guardan los tipos. No obstante, de algunas de las libretas en donde Colom anotaba el nombre de las especies de los foraminíferos dentro de un portaforaminíferos múltiple, se desconoce su paradero. Esto ha impedido la localización de topotipos cuando el holotipo no hubiese sido previamente separado.

Se ha revisado toda la bibliografía de Colom (Mateu, 1991, 1994, 2006; Usera, 1996; Usera y Mateu, 2003), para extraer de ella los trabajos referidos al Paleógeno y a los taxones nuevos en ella descritos, muchas veces enmascarados en notas de cortas páginas (Colom, 1936, 1945).

Relación de nuevos taxones propuestos por Colom

Acervulina Gómez lluecai (sic) ESCANDELL & COLOM 1962
Ammobaculites pyrenaicus RUIZ DE GAONA & COLOM 1950
Asterigerina parrelloides COLOM 1954
Bulimina aspensis COLOM 1954
Cibicides carrascalensis COLOM 1945
Cibicides catalaunicus COLOM 1971
Cibicides levantinus COLOM 1954
Cibicides perlucidus aspensis COLOM 1954
Cibicides tuxpamensis aspensis COLOM 1954
Eponides carolinensis navarraensis COLOM 1950
Globigerina aspensis COLOM 1954
Globigerina lozanoi COLOM 1954
Hofkerina batalleri COLOM 1971
Idalina laminata ESCANDELL & COLOM 1962
Laticarinina hispanica COLOM 1945
Neorotalia alicantina COLOM 1954
Neorotalia brinata COLOM 1954
Neorotalia minuta COLOM 1954

Neorotalia ornatissima ESCANDELL & COLOM 1962
Neorotalia semiornata ESCANDELL & COLOM 1962
Operculina aspensis COLOM 1954
Operculina canalifera gomezi COLOM & BAUZÁ 1949
Operculina pellatispiroides COLOM 1954
Pararotalia stellata gymnesica COLOM & SACARÉS 1976
Planopulvinulina queraltensis COLOM 1971
Planorbulina antiqua tarraconensis COLOM 1971
Planulina cushmani RUIZ DE GAONA & COLOM 1950
Planulina Ruizi (sic) COLOM 1945
Plectofrondicularia mateui RUIZ DE GAONA & COLOM 1976
Quinqueloculina laberíntica ESCANDELL y COLOM 1962
Rectobolivina Dupuyi (sic) COLOM 1954
Robulus denticulifera bartoniana RUIZ DE GAONA & COLOM 1950
Robulus olianensis RUIZ DE GAONA & COLOM 1950
Sigmoilina bartoniensis RUIZ DE GAONA & COLOM 1950
Siphonina ornatissima COLOM 1945
Siphotextularia olianaensis RUIZ DE GAONA & COLOM 1950
Tawitawia roselli COLOM 1971
Textularia queraltensis COLOM 1971
Triloculina mollis COLOM 1971
Tritaxilina bermudezi COLOM 1954
Tubulogenerina queraltensis COLOM 1971

Agradecimientos
Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Instituto Español de Oceanografía

Referencias

Colom, G. 1929. Nota sobre las calizas con Miliolas del Estampiense de Mallorca. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural* **15,** 237-240.

Colom, G. 1936. Estudio de algunos foraminíferos recogidos por el Profesor B. Darder. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural* **34,** 391-402.

Colom, G. 1945. Notas sobre foraminíferos fósiles. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* **43**, 283-295.

Fallot, P. 1922. *Etude géologique de la Sierra de Majorque.* C. Beranger, Paris, 480 pp.

Hermite, H. 1879. *Ètudes géologiques sur les iles Baleares. Premier partie: Majorque et Minorque.* F. Pichon & F. Savy, Paris, 362 pp.

Mateu, G. 1991. Publicaciones de Guillem Colom. In: *Las Ciencias Naturales en las Islas Baleares. Historia de sus progresos* (G. Colom). Dirección General de Cultura, Conselleria de Cultura Educació i Esports, Govern Balear, 355-366.

Mateu, G. 1994. Guillem Colom Casasnovas, pioner de la Micropaleontologia espanyola. *Revista Balear (Instituto de Estudios Baleáricos)* **14**, 13-16.

Mateu, G. 2006. Anexo III: Relación de todas las publicaciones de Guillermo Colom. In: *La Obra Científica de Guillermo Colom Casasnovas (1900-1993). Vol. I.* (Ed. G. Mateu). Ministerio de Educación y Ciencia, Instituto Español de Oceanografía, 287-300.

Usera, J. 1996. Guillermo Colom Casasnovas (1900-1993). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Actas)* **91**, 39-50.

Usera, J. & Mateu, G. 2003. Relación de publicaciones de Guillermo Colom Casasnovas. In: *Guillem Colom Casasnovas, Naturalista y Geòleg. Pioner i mestre de la micropaleontologia espanyola.* (Ed. G. Mateu). Universitat de les Illes Balears. Servei de Publicacions, 105-118.

Registro de granos de polen de angiospermas durante el Albiense-Cenomaniense en el NE de España

Villanueva-Amadoz, U.[1], Pons, D.[2], Diez, J.B.[3], Sender, L.M.[1] y Ferrer, J.[1]

1: Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. España. uxuevillanueva@yahoo.es, lmsender@yahoo.es, joferrer@unizar.es

2: UMR 5143 CNRS. Paléobiodiversité, systématique, évolution des embryophytes / Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie, Université Pierre et Marie Curie. MNHN. CP48, 57 rue Cuvier. F-75231 Paris Cedex 05. France. dpons@snv.jussieu.fr

3: Departamento Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Facultade de Ciencias do Mar, Universidade de Vigo. E-36310 Vigo. España. jbdiez@uvigo.es

Este trabajo se centra en el estudio de las asociaciones palinológicas de granos de polen de angiospermas del Albiense-Cenomaniense del NE de España. En este período y especialmente durante el Albiense, se produjo una diversificación y radiación de las angiospermas que derivó en uno de los cambios más significativos dentro de los ecosistemas terrestres.

Se han estudiado los depósitos del intervalo Albiense-Cenomaniense situados en dos áreas diferentes: Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y Cuenca Vasco-Cantábrica. Ambas se caracterizan por la predominancia de granos de polen monosulcados aunque a partir del Albiense superior aumentan en proporción los granos de polen tricolpados.

En la Cordillera Ibérica han sido objeto de estudio las Formaciones Escucha y Utrillas y las denominadas "Margas de Transición".

La Formación Escucha indica una edad Albiense inferior-medio por una asociación compuesta por *Afropollis jardinus*, *Asteropollis* spp., *Clavatipollenites* spp., *Dichastopollenites* spp., *Hammenia fredericksburgensis*, *Monosulcites* sp., *Pennipollis* spp., *Stellatopollis barghoornii*, *Transitoripollis* cf. *T. praesimilis*, *Liliacidites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Dryadopollis* sp., *Rousea georgensis*, *Striatopollis* spp., *Retitrescolpites virgeus*, *Retitricolpites* sp., *Phimopollenites augathellaensis*, *Foveotricolpites* sp.

La parte media y superior de la Formación Utrillas se ha datado como Albiense superior-Cenomaniense por la presencia de *Afropollis jardinus*, *Asteropollis* spp., *Dichastopollenites* sp., *Pennipollis* spp., *Retimonocolpites* spp., *Stellatopollis barghoornii*, *Transitoripollis* cf. *T. praesimilis*, *Penetetrapites mollis*, *Striatopollis trochuensis*, *Rousea* spp., *Dryadopollis* sp., *Elaterosporites klaszi*.

Las denominadas "Margas de Transición" suprayacentes también indicarían una edad Albiense superior-Cenomaniense por la presencia de *Afropollis jardinus*, *Asteropollis* spp., *Clavatipollenites* spp., *Dichastopollenites* sp., *Monosulcites* sp., *Penetetrapites mollis*, *Pennipollis* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retitrescolpites virgeus*, *Retitricolpites vulgaris*, *Rousea* spp., *Senectotetradites varireticulatus*; *Similipollis* sp., *Stellatopollis barghoornii*, *Striatopollis paranea*, *Transitoripollis* cf. *T. praesimilis*, *Tricolpites parvus*, *Elaterosporites klaszi*.

En la Cuenca Vasco-Cantábrica, la Formación Zufía que está atribuida al Albiense superior-Cenomaniense inferior por ammonoideos, foraminíferos y ostrácodos (López-Horgue *et al*., 1999), se caracteriza por *Asteropollis* spp., *Hammenia fredericksburgensis*, *Pennipollis* spp., *Transitoripollis* cf. *T. praesimilis* y *Rousea* spp. A techo de ésta, la Formación Ollogoyen considerada Cenomaniense superior-Coniaciense a partir de ammonoideos (Amiot, 1982: 95-96), se destaca en su tramo basal por la primera aparición del grupo de los *Normapolles* que está abundantemente representado por los géneros *Atlantopollis* y *Complexiopollis*.

Agradecimientos
Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2005-00404 y una beca predoctoral recibida del Gobierno de Navarra.

Referencias

Amiot, M. 1982. El Cretácico Superior de la Región Navarro-Cántabra. In: *El Cretácico de España* (Ed. A. García). Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 95-96.

López-Horgue, M.A., Owen, H.G., Rodríguez-Lázaro, J., Orue-Etxebarria, X., Fernández-Mendiola, P.A. & García-Mondéjar, J. 1999. Late Albian–Early Cenomanian stratigraphic succession near Estella-Lizarra (Navarra, central northern Spain) and its regional and interregional correlation. *Cretaceous Research* **20**, 369-402.

A new cinctan from the Middle Cambrian of Spain and the evolution of torsion in stem group Echinodermata

Zamora, S.[1] & Rahman, I.[2]

1: Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España. samuel@unizar.es

2: Department of Earth Science and Engineering, Imperial College London. London SW7 2AZ, United Kingdom. i.rahman05@imperial.ac.uk

Cinctans are a contentious group of marine deuterostomes that are known only from Middle Cambrian rocks of Gondwana, Siberia and Avalonia.

The skeleton of cinctans is composed of numerous calcite plates with a three-dimensional microstructure called stereom. This structure is unique in echinoderms among living phyla Bottjer *et al*. (2006) and the only clear feature that allows cinctans to be allied with other echinoderm groups. The strange morphology of these animals and the difficulty in identifying homologies have resulted in competing hypotheses where cinctans are interpreted as

i) a basal group of hemichordates Jefferies & Domínguez (2005),

ii) a derived group of blastozoans that have lost radial symmetry David *et al*. (2000), or

iii) as primitive pre-radial echinoderms Smith (2005).

A new species of cinctan from the basal Middle Cambrian (Leonian Stage) of Spain is here reported that provides novel data on cinctan morphology and palaeobiology. Fossils were described with the aid of X-ray microtomography and three-dimensional computer models. Investigation in this manner was possible due to the unusual condition of fossils, which are preserved in three-dimensions as recrystallized calcite.

3-D computer reconstructions reveal the morphology of this unusual animal. The marginal frame (cinctus) is composed of ten large plates. The anterior food groove system comprises a single left food groove that reaches the marginal plate M2l and is enclosed by a large number of cover plates. A large bulb-shaped depression is present in the interior of the theca.

In life, cinctans rested with their ventral surface on the sea floor and the stele upstream Friedrich (1993). If they were pharyngeal basket feeders, as has been argued previously Smith (2005), the large depression that this animal shows in its interior could relate to the position of the pharynx. Another important conclusion from computer reconstructions is the life position of the animal, which introduced a large part of the stele into the sediment to act as an anchor.

The new material is key to reconstructing the evolutionary history of this enigmatic group. Cinctans underwent important changes relating to their transition from more or less bilateral forms to greatly asymmetrical ones. This is shown by the relative length and number of food grooves. In echinoderm ontogeny the right hydrocoel is suppressed and never develops. If we are correct in our interpretation of cinctans, the reduction (and loss) of the right food groove could be related to the suppression of the right hydrocoel and the transition from a paired water vascular system (primitive) to one constructed from just the left hydrocoel (derived). The former condition is also observed in another group of stem-group echinoderms, the ctenocystoids, and was the situation in the latest common ancestor of echinoderms and hemichordates.

Acknowledgements

I.R. is grateful to the National Environmental Research Council (NER/S/A/2005/13593) and S.Z. to Gobierno de Aragón and CAI (European Program) for financial support. We thank Devashish Fuloria and Richard Hamilton for XMT work. Thanks to Dr. Gutiérrez Marco for reviewing the abstract. This work is a contribution to the Project Consolíder MURERO number CGL2006-12975/BTE from MEC of Spain-FEDER-EU and Grupo Consolidado E-17 from Gobierno de Aragón.

References

Bottjer, D.J., Davidson, E.H., Peterson, K.J., & Cameron, R.A. 2006. Paleogenomics of echinoderms. *Science* **314**, 956-960.

Domínguez, P. & Jefferies, R.P.S. 2005. A cladogram for the Deuterostomia based on molecular-biological and fossil evidence. *Abstracts of the 53rd symposium on vertebrate palaeontology and comparative anatomy*, p. 30.

David, B., Lefebvre, B., Mooi, R., & Parsley, R. 2000. Are homalozoans echinoderms? An answer from the extraxial-axial theory. *Paleobiology* **26**, 529-555.

Friedrich WP. 1993. Systematik und Funktionsmorphologie mittelkambrischer Cincta (Carpoidea, Echinodermata). *Beringeria* **7**, 1-190.

Smith, A.B. 2005. The pre-radial history of echinoderms. *Geological Journal* **40**, 255-280.

Comunicaciones.

Simposio PICG 493:

Origen y declive de la biota del Véndico

The rise and fall of the Vendian Biota

Astropolichnus hispanicus: a death or life trace?

Gámez Vintaned, J.A.[1] & Pillola, G.L.[2]

1: Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. España. gamez@unizar.es
2: Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari, Via Trentino, 51. I-09127 Cagliari. Italia. pillolag@unica.it

The Lower Cambrian index fossil *Astropolichnus hispanicus* (Crimes *et al*., 1977) occurs in terrigenous facies of shallow sublittoral palaeoenvironments in the central sector of the northwestern margin of Gondwana (Spain, SW Sardinia and Normandy) (Pillola *et al*., 1994). This is a very conspicuous cup-like trace fossil from 1.0 to 8.5 cm in diameter and several cm deep, occurring in heterolithic facies with shale and centimetric beds of very fine to very coarse-grained greywacke (locally microconglomerate). The traces themselves were formed on an argillaceous to silty, presumably unconsolidated substrate, and then infilled by coarser material. They are generally preserved as convex hyporeliefs; less frequently, the complementary, original structures are preserved as concave epireliefs.

When preserved as convex hyporeliefs, the trace consists of a raised rim (with a near-to-vertical wall on its outermost part) from 0.2 to ca. 3 cm high, with 32-48 unbranched radial ridges separated by narrow grooves and surrounding a circular area showing usually severed remains of a central axial cylinder (interpreted as a stalk) from 0.9 to 3 cm in diameter (i.e., one to two thirds of the trace diameter) and 1-3 cm high which widens downward. Radial ridges are equidimensional (1 to 8 mm across) and widen towards the margin of the trace. The lower end of the axial cylinder may detach from the rest of the trace; it can also be found in situ (Fig. 1, middle centre specimen) and more rarely isolated; only exceptional specimens show the complete stalk attached to the entire trace (Fig. 1, middle right).

New material from the Embid Formation in Cadena Ibérica Oriental (NE Spain) comprises very well preserved specimens, where radial ridges are observed to continue into the surface of the preserved stalk. Moreover, radial ridges show a faint ornamentation of finer, widely spaced longitudinal ridges (either two or three on each radial ridge). Some specimens do also show a circular furrow around the outermost part of the rim. These observations permit to make a more accurate interpretation of how the producer of *Astropolichnus hispanicus* lived, and eventually died or floated away.

Crimes *et al*. (1977) defined this ichnotaxon from the Lower Cambrian Herrería Formation (Cantabrian Zone, N Spain) and interpreted it as a coelenterate burrow. Certainly, the mode of life of the producer might be compared with the similar burrowing activity of some modern mud- or sand-dwelling sea anemones. The traces occur randomly dispersed or in small groups, occasionally touching. But the question always remained, whether this fossil reflects only the living activity of a soft-bodied animal or it can be interpreted as the buried remains of it. The new material sheds light into this question. Specimens preserving the complete, ornamented stalk and those sealed abruptly by a sand blanket may be interpreted as death masks of the producer.

Acknowledgements

This is a contribution to the projects: IGCP 493 (“Rise and fall of the Vendian biota”; IUGS-UNESCO), Consolíder CGL2006-12975/BTE ("MURERO"; Spanish Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER-EU), and Grupo Consolidado E-17 (“Patrimonio y Museo Paleontológico”; Gobierno de Aragón).

References

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**, 91-138.

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). Mucchi Editore, Modena, 253-267.

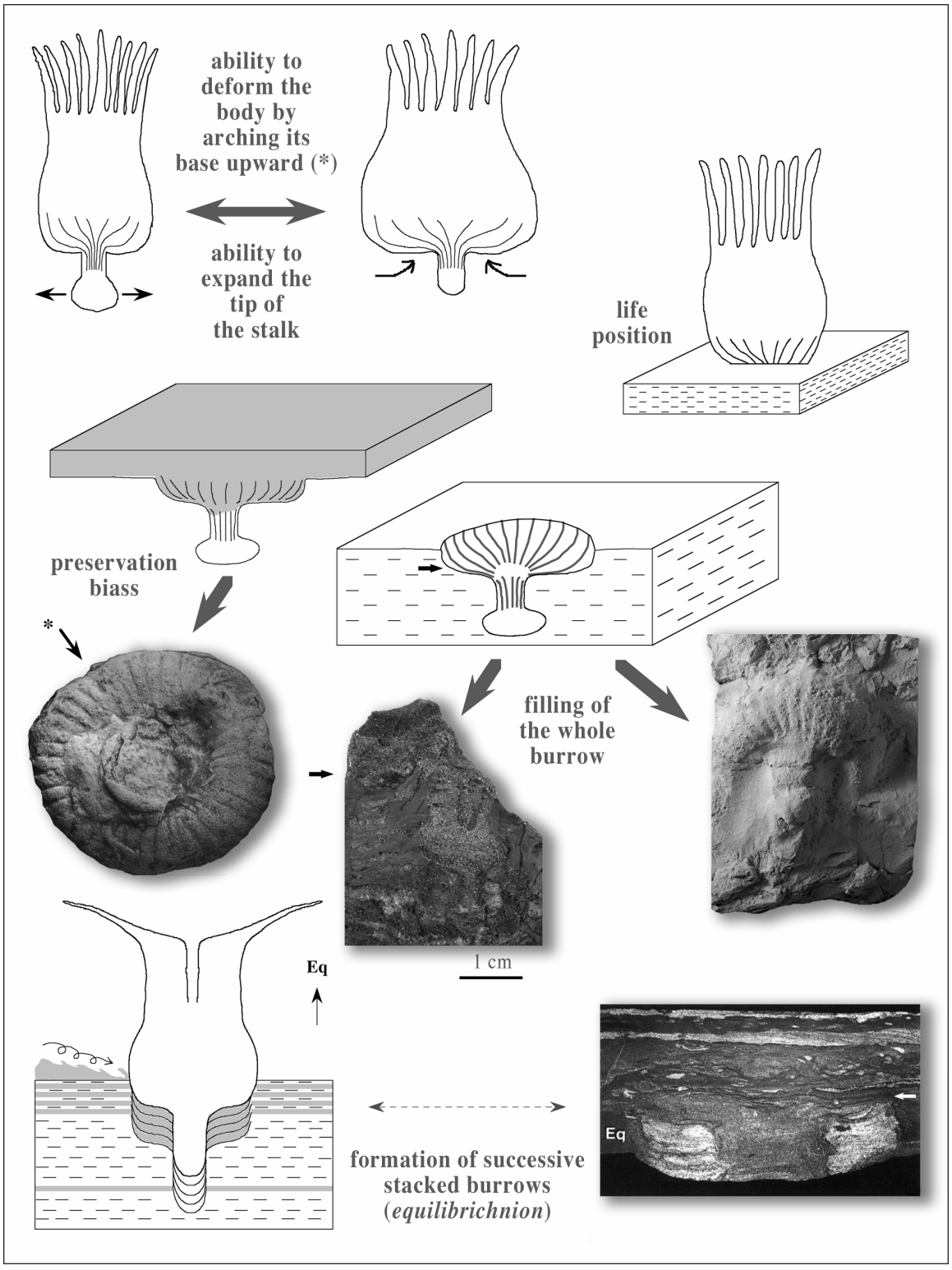


Figure 1. Life habit and mode of preservation of *Astropolichnus hispanicus*. Repositories: middle left specimen, IGR.10305 (Institut de Géologie, Université de Rennes, France); middle centre, MPZ2008/341 (Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza, Spain); middle right, MPZ2008/340; lower right, IGR.10320.

The problem of early bilaterian evolution

Zhuravlev, A.Yu., Gámez Vintaned, J.A. & Liñán, E.

Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. Spain. ayzhur@mail.ru, gamez@unizar.es

The next year will be celebrative for 200 anniversary of Charles Darwin and 150 anniversary of his "The Origin of Species…" first publication. Two chapters of this seminal book he dedicated to the geological record. He wrote that "the number of intermediate varieties, which have formerly existed, be truly enormous" but emphasized "the extreme imperfection of the geological record" by which those varieties gone away.

Nowadays, such localities of extremely perfect preservation as Burgess Shale in Canada, Chengjiang in China, Sinsk in Russia, and Murero in Spain provide a "truly enormous" variety of intermediate forms, which represent the beginning of the metazoan evolution. The problem is in the understanding of their real nature. For instance, worm-like palaeoscolecidans are well-known during 130 years, but over a century they were affiliated to annelids. During the last two decades only, it has been proved that these creatures possessing terminal mouth and anus, inverting proboscis with pointed skalids, thick integument built of numerous plates, sensory trunk tubuli, and caudal hooks are probable ancestors of the Cephalorhyncha – a phylum which units some "primitive" worms such as priapulids and kinorhynchs.

It is necessary to note that cephalorhynchs are now accepted close relatives of arthropods and form together the Ecdysozoa clade, while annelids are affiliated with lophophorates and molluscs (the Lophotrochozoa clade). This new conception of the protostomian subdivision is well-grounded by molecular biology including analyses of small subunit rRNA sequences, *Hox* genes, Na-K ATPase α-subunit gene, and some tissue-specific markers (Aguinaldo *et al.*, 1997; de Rosa *et al.*, 1999; Haase *et al.*, 2001; Anderson *et al.*, 2004). Moreover, Cambrian localities yield a number of forms sharing morphological features with both the Cephalorhyncha and the Arthropoda. These are the Tardipolypoda and Anomalocaridida. Representatives of these groups possess commonly terminal mouth, proboscis, thick integument built of plates – the features typical of cephalorhynchs – but also walking and/or grasping appendages similar to those of arthropods. This set of close similarities has been used repeatedly to build an evolutionary tree of the Ecdysozoa (e.g., Dzik & Krumbeigel, 1989; Budd, 2001). All the authors build basically the same tree (cladogram) rooted within the cephalorhynchs and crowned by the euarthropods.

Despite an apparent logic of such an alignment of the Ecdysozoa, such cladograms are disproved by the absence of any evidence of development of appendages from sensor organs and of the origin of ventral mouth from a terminal opening in the arthropod embryogenesis. Vice versa, many animal clades display a multiple origin of limbless forms, accompanied by axial elongation, from limb-bearing ancestors (e.g., over 100 independent incidences among tetrapod lineages, Caldwell, 2003). Commonly such events related to the following advantages: more efficient locomotion, ability to utilize crevices and to burrow. These were actually the advantages of the stem-group cephalorhynch lifestyle. Consequently, those were the cephalorhynchs which derived from limb-bearing tardypolypods through some semi-burrowing intermediates alike Cambrian *Facivermis*. The latter was a sedentary worm-like animal with lobopodian appendages surrounding terminal mouth and limbless plate-bearing trunk (Liu *et al.*, 2006). Moreover, similarities in the developmental genetic underlying the formation of

insect and vertebrate appendages indicate that an ancient ancestor of tetrapods and arthropods (and, thus, other bilaterians) had primitive appendages, whose formation was under the control of a network of *Hox* genes (Tabin *et al.*, 1999). The fossil record shows that this was a real pattern.

This hypothesis is further supported by comparative embryology and morphology data showing that the ventral side of all bilaterans (excluding the Chordata) is derived from the blastoporal side while the mouth and anus are originated from the anterior and posterior ends of a slitlike blastopore and that bilaterian ancestors crawled on their oral (=ventral) surface (Malakhov, 2004). The hypothesis is also consistent with regulatory gene analysis indicating that early bilaterians indeed were holobenthic (Dunn *et al.*, 2007). A further extrapolation of this idea implies a bilaterian origin within slime molds – social amoebas which already obtained homeobox-containing gene regulating anterior-posterior patterning (Han & Firtel, 1998). Thus the common bilaterian ancestors were motile epibenthic animals which, probably, left some trace fossils in the sediments of 1.7 B.y. old (Rasmussen *et al*., 2002).

References

Aguinaldo, A.M.A., Turbeville, J.M., Lindford, L.S., Rivera, M.C., Garey, J.R., Raff, R.A. & Lake, J.A. 1997. Evidence for a clade of nematodes, arthropods and other moulting animals. *Nature* **387**, 389-393.

Anderson, F.E., Córdoba, A.J. & Thollesson, M. 2004. Bilaterian phylogeny based on analyses of a region of the sodium-potassium ATPase β-subunit gene. *Journal of Molecular Evolution* **58**, 252-268.

Budd, G.E. 2001. Tardigrades as 'stem-group arthropods': The evidence from the Cambrian fauna. *Zoologisher Anzieger* **240**, 265-279.

Caldwell, M.W. 2003. "Without a leg to stand on": On the evolution and development of axial elongation and limblessness in tetrapods. *Canadian Journal of Earth Sciences* **40**, 573-588.

De Rosa, R., Grenier, J.K., Andreeva, T., Cook, C.E., Adoutte, A., Akam, M., Carroll, S.B. & Balavoine, G. 1999. *Hox* genes in brachiopods and priapulids and protostome evolution. *Nature* **399**, 772-776.

Dunn E.F., Moy, V.N., Angerer, L.M., Angerer, R.C., Morris, R.L. & Peterson, K.J. 2007. Molecular paleoecology: Using gene regulatory analysis to address the origins of complex life cycles in the late Precambrian. *Evolution & Development* **9**, 10-24.

Dzik, J. & Krumbiegel, G. 1989. The oldest 'onychophoran' *Xenusion*: A link connecting phyla? *Lethaia* **22**, 169-181.

Haase, A., Stern, M., Wächtler, K. & Bicker, G. 2001. A tissue-specific marker of Ecdysozoa. *Development Genes and Evolution* **211**, 428-433.

Han, Z. & Firtel, R.A. 1998. The homeobox-containing gene *Wariai* regulates anterior-posterior patterning and cell-type homeostasis in *Dictyostelium*. *Development* **125**, 313-325.

Liu, J., Han, J., Simonetta, A.M., Hu, S., Zhang, Z., Yao, Y. & Shu, D. 2006. New observations of the lobopod-like worm *Facivermis* from the Early Cambrian Chengjiang Lagerstätte. *Chinese Science Bulletin* **51**, 358-363.

Malakhov, V.V. 2004. Proiskhozhdenie bilateral'no-simmetrichnykh zhivotnykh (Bilateria). *Zhurnal obshchei biologii* **65**, 371-388 [en ruso].

Rasmussen, B., Bengtson, S., Fletcher I.R. & McNaughton, N.J. 2002. Discoidal impressions and trace-like fossils more than 1200 million years old. *Science* **296**, 1112-1115.

Tabin, C.J., Carroll, S.B. & Panganiban, G. 1999. Out on a limb: Parallels in vertebrate limb patterning and the origin of appendages. *American Zoologist* **39**, 650-663.

A new pane for the Cambrian taphonomic window: Preservation of fossils in the Mesones Group, Cadenas Ibéricas, Spain

Zhuravlev, A.Yu.[1], Bauluz, B.[2], Gámez Vintaned, J.A.[1], Liñán, E.[1], Gozalo, R.[3], Zamora, S.[1] & Esteve, J.[1]

1: Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. Spain. ayzhur@mail.ru, gamez@unizar.es
2: Área de Cristalografía y Mineralogía, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Spain. España.
3: Departamento de Geología, Universitat de València. C/ Doctor Moliner, 50. E-46100 Burjassot. Spain.

The Cambrian taphonomic window is a lithological–palaeontological phenomenon resulting in exceptional mass preservation of fully articulated intact skeletons, fossils with weakly skeletonized integuments, and even some soft tissues within a restricted interval. This window was opened by the end of the Lower Cambrian Ovetian Stage and closed within the Middle Cambrian Drumian Stage. The Lower–Middle Cambrian Mesones Group of the Cadenas Ibéricas (NE Spain) yields diverse fossils of exceptional preservation (Murero biota) and abuts a significant part of the entire taphonomic window of about 15 m.y. (Liñán, 2003).

The preservation of the Murero biota is indebted to replication of integuments, skeletons, and soft tissues in chlorite, illite, and some other minerals. The chlorite that replicated the skeletons and cuticles, invariably of their pristine composition (carbon, calcite, apatite), contains high Mg and Fe and low Al, Si, and K relative to the detrital chlorite and illite in the surrounding rock matrix; if Ca is present it confines to euhedral chlorite and fibrous illite replicating fossils only. This difference as well as the replication of minute details allows us to suggest that these chlorite and illite, probably, are incipient anchizonal minerals having been formed after an iron- and magnesium-rich verdine-type clays. The same conclusion follows from the preservation of tangentially oriented euhedral chlorite blades, subhedral flakes, chlorite replacement of carbonate fabrics, and high Fe/(Fe + Mg) and Al/Fe ratios (Grigsby, 2001; Ryan & Hillier, 2002).

Verdine clays grew by incorporating terrestrially derived Fe and Al, seawater Mg, and pore water Si. Here, silica was easily accessible from dissolution of opal provided by abundant demosponge spicules. Sufficient reactive Fe(III) readily available from the detrital minerals was the principal electron acceptor involved in organic matter oxidation pathway in suboxic environment. This pathway resulted in authigenic clay mineral adsorption by decaying organic compounds. The mineral precursor, probably, was precipitated under a catalytic promotion of bacteria, which sequestered Fe(III) cations from solution and, after reduction inducing the surface oxygen enrichment, provided nucleation sites for the precipitation of a ferric hydroxide phase on the negatively charged bacterial cell surface; followed by reaction with dissolved Si and Al and the growth of an amorphous clay-like phase (Konhauser & Urrutia, 1999). Actually, Fe(III) reduction as well as extracellular polysaccharides expelling by bacteria are the major factors that control clay particle flocculation; face-to-face (blades) and edge-to-edge (fibers) clay aggregates are common end-products of this process (Jaisi *et al.*, 2007). The process was accompanied by step by step dissolution of primary minerals (carbonates and apatite), which was facilitated by decreased pH due to hydrogen ions released during clay mineral formation and by high H_2S supplied during soft tissue decay.

Over time, after total mineralization of organic matter and stoppage of bacterial activity, the redox conditions changed at the scale of the microsystem, and amorphous clay-like phase converted to more stable crystalline phase replicating the structural and sculptural peculiarities of dead organisms. Within the formation-water hydropressure zone (within a temperature range of c. 20°C–40°C), the authigenic verdine-type clay mineral was eventually

transformed into either euhedral chlorite or fibrous illite crystals (Grigsby, 2001). Although, this neomorphism could start as early as under normal marine conditions enhanced by bacterial activity (Kim *et al*., 2004). The selective formation of either chlorite or illite was related to primary structural features of replicable substrate (Wilkinson & Haszeldine, 2002). This difference is especially well expressed in two-layered trilobite carapace. However, a difference of pristine organic compounds of these layers cannot be excluded as a factor responsible for final mineralogical unevenness.

It is very probable that principal Burgess Shale-type Lagerstätten are formed by a similar pathway although in general Cambrian taphonomic window was open for a large variety of mineralogies preserving exceptional fossils. Thus the uniqueness of fossilization in the Murero Lagerstätte was relied upon almost unlimited iron supply.

The opening of the taphonomic window is definitely related to the mass appearance of fossil record of diverse arthropods, lobopodians, and cephalorhynchs which compose the bulk of any Cambrian Lagerstätte in sense of biovolume, number of individuals, species and generic diversity. These are the fossils that are commonly coined 'soft bodied' fossils although this is not quite the case. The closure of the window occurred during the late Middle Cambrian. This interval is signified by several important events pointing to the end of the coldhouse epoch and the beginning of relatively more humid greenhouse epoch. Such a switch inescapably would influence the clay mineral composition of sediments. Thus, transition from more arid and cool to more humid and warm climate favored kaolin supply over illite/chlorite-group clays (Parrish, 1998). Besides, a following mineralogical shift from mica-illite and chlorite toward smectite and kaolin assemblages, which was linked with changes in terrestrial weathering regimes (Kennedy *et al.*, 2006), undoubtedly framed the taphonomic window (kaolin is a non-expandable clay with low cation exchange capacity and hardly may play a role in fossil replication). Another consequence of the greenhouse epoch commence, that was improved aeration of bottom waters after increased hurricane intensity and duration, had to facilitate the bioturbation shift into deeper environments.

If in Cambrian preservation of fossils replicated in clay minerals was rather a common place due to a unique combinations of sedimentological and ecological conditions, later a similar replication required a really unique combination of events.

References

Grigsby, J.D. 2001. Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of the lower Vicksburg Formation, South Texas. *Journal of Sedimentary Research* **71**, 27-36.

Jaisi, D.P., Dong, H., Kim, J., He, Z. & Morton, J.P. 2007. Nontronite particle aggregation induced by microbial Fe(III) reduction and exopolysaccharide production. *Clays and Clay Minerals* **55**, 96-107.

Kennedy, M., Droser, M., Mayer, L.M., Pevear, D. & Mrofka, D. 2006. Late Precambrian oxygenation; inception of the clay mineral factory. *Science* **311**, 1446-1449.

Kim, J., Dong, H., Seabaugh, J., Newell, S.W. & Eberl, D.D. 2004. Role of microbes in the smectite-to-illite reaction. *Science* **303**, 830-832.

Konhauser, K.O. & Urrutia, M.M. 1999. Bacterial clay authigenesis: A common biogeochemical process. *Chemical Geology* **161**, 399-413.

Liñán, E. 2003. The Lower and Middle Cambrian biota of Murero. In: *European Palaeontological Association-Workshop 2003, Exceptional Preservation, Teruel, Spain*, 19-23.

Parrish, J.T. 1998. *Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record*. Columbia University Press (Perspectives in Paleobiology and Earth History Series), New York. 338 pp.

Ryan, P.C. & Hillier, S. 2002. Berthierine/chamosite, corrensite, and discrete chlorite from evolved verdine and evaporite-associated facies of the Jurassic Sundance Formation, Wyoming. *American Mineralogist* **87**, 1607-1615.

Wilkinson, M. & Haszeldine, R.S. 2002. Fibrous illite in oilfield sandstones–a nucleation kinetic theory of growth. *Terra Nova* **14**, 56-60.

Comunicaciones.

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)

IUGS
UNESCO

Impacto sobre las faunas de corales y braquiópodos ligado al Evento Zlichoviense superior en la sección de La Vid de Gordón (Zona Cantábrica)

Fernández-Martínez, E.[1], Fernández, L.P.[2], García-Alcalde, J.L.[2], López-Alcántara, A.[3]
Méndez-Bedia, I.[2], Soto, F.[2], Truyols-Massoni, M.[2] y Vera de la Puente, C.[2]

1: Universidad de León. Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales. Campus de Vegazana, s/n. E-24071 León. España. e.fernandez@unileon.es
2: Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. España. lpedro@geol.uniovi.es, jalcalde@geol.uniovi.es, imbedia@geol.uniovi.es, fsoto@geol.uniovi.es, mtruyols@geol.uniovi.es, cvera@geol.uniovi.es
3: I.E.S Odiel. c/ Góngora s/n. E-21500 Gibraleón. España. antoniopezal@yahoo.es

Diversos estudios en varias secciones de la Formación La Pedrosa (Grupo La Vid, Dominio Astur-Leonés, Zona Cantábrica), realizados por García-Alcalde (1997) y Truyols-Massoni (2006) entre otros, han analizado los cambios faunísticos ligados al evento Zlichoviense superior (UZE), coincidente con la brusca aparición de niveles ricos en pizarras. Entre las evidencias faunísticas de este evento destaca el relevo en las faunas de braquiópodos y la aparición súbita de una peculiar fauna de corales. El objetivo de este trabajo es caracterizar estos cambios faunísticos y su relación con las variaciones ambientales ligadas a dicho evento. Para ello se ha estudiado el estratotipo del Grupo La Vid en la localidad de La Vid de Gordón (valle del Bernesga, provincia de León).

El evento UZE fue inicialmente reconocido en la Zona Cantábrica por García-Alcalde (1997). Según Truyols-Massoni (2006), se trata del comienzo de un episodio transgresivo registrado por el depósito de un paquete de pizarras oscuras gris-azuladas con dacrioconáridos propios de la Biozona *Elegans*.

Desde un punto de vista litológico, este evento coincide con un cambio neto desde un intervalo constituido casi exclusivamente por calizas bioclásticas a un intervalo formado principalmente por pizarras grises más o menos oscuras con calizas bioclásticas subordinadas. En la sección de La Vid de Gordón, la sucesión de la parte alta de la Formación La Pedrosa por debajo del nivel del evento está constituida por un apilamiento de tormentitas constituidas por calizas grainstone esqueléticas de grano fino con abundante estratificación cruzada hummocky y escasas intercalaciones margosas. Este intervalo representaría la sedimentación en una plataforma dominada por tempestades, en ambientes por encima del nivel de ola de tormenta. Sobre él, y de modo neto, se dispone el intervalo predominantemente lutítico, de rasgos más distales, que comienza por un paquete centimétrico a decimétrico formado por capas amalgamadas de calizas esqueléticas de grano grueso. El resto del intervalo está formado principalmente por pizarras y margas grises bioclásticas y bioturbadas. Entre ellas, y con importancia decreciente hacia el techo, se intercalan paquetes y capas delgadas de calizas grainstone esqueléticas de grano fino con estratificación cruzada hummocky similares a las infrayacentes, así como algún nivel de pizarras oscuras hojosas (¿black shales?). En conjunto, este intervalo lutítico representaría un depósito de plataforma bajo el nivel de ola de tormenta, con episodios subordinados de plataforma más somera y algunos episodios anóxicos a sub-óxicos. El evento, por tanto, estaría ligado a una superficie de inundación en relación a una transgresión de 4º orden, concretamente entre los ciclos Ib2 y Ib3 de Johnson *et al*. (1985) según García-Alcalde (1997). La aparición de episodios subordinados de plataforma somera y de anoxia estaría ligada a la existencia de una ciclicidad de orden mayor superpuesta.

Desde el punto de vista paleontológico, y en relación a los braquiópodos, se produce el paso entre los Intervalos faunísticos 8 y 9 de García-Alcalde (1996). Este cambio supone, por un lado, la desaparición de la "faunizona de *Leptaenopyxis kerfornei*", caracterizada por formas de gran tamaño de *Corylispirifer, Pseudoglossinotoechia* y *Filispirifer* gr. *fallax*. Al

mismo tiempo, se registra la aparición de nuevos taxones, muchos de los cuales muestran afinidades ardeno-renanas; entre ellos cabe citar *Plicanoplia carlsi*, *Euryspirifer pellicoi* y *Schizophoria vulvaria*.

Respecto a los corales rugosos, éstos pertenecen a la denominada "Fauna de *Cyathaxonia*" (órdenes Metriophyllina, Stereolasmatina y Plerophyllina). En la sección estudiada, los géneros más comunes son *Syringaxon*, *Adradosia* y *Pentaphyllum*. En todos los casos se trata de corales solitarios cónicos, de pequeño tamaño y bajo número de septos, sin disepimentos y con tábulas escasas o ausentes.

Los corales tabulados están representados principalmente por aulopóridos cuyos fragmentos constituyen la totalidad de los bioclastos presentes en algunos niveles de caliza. Sus colonias, de hábito no incrustante y erguido, muestran tres morfologías diferentes:

1) colonias ramificadas con varias series de coralitas unidas, pertenecientes al género *Schluetherichonus*;

2) minúsculas colonias con dos series de coralitas adosadas dorsalmente y asignadas al género *Bainbridgia*; y

3) colonias simples con crecimiento en zig-zag que pueden asignarse a cladochónidos en sentido amplio.

Los tabulados están también representados por colonias robustas, irregularmente ramificadas, pertenecientes a dos especies (*Parastriatopora cantabrica* y *Saouraepora* sp. B de Plusquellec, *et al.,* 1993), que aparecen asociadas dentro de delgadas capas lenticulares. Además, se registra la presencia ocasional de *Hamarilopora* y *Mejdoubia*.

En conjunto, las pizarras sobre la superficie de inundación registran la colonización de los fondos marinos por una fauna diversa de corales rugosos y tabulados. Los corales estudiados muestran morfologías y estructuras propias de vida en sustratos blandos, relativamente profundos y no muy bien iluminados. Su predominio en este intervalo refleja una colonización oportunista del medio tras los cambios drásticos relacionados con el evento transgresivo.

Agradecimientos

Este estudio es una contribución a los proyectos CGL2005-03715/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia) y PICG 499: "Devonian land-sea interaction: Evolution of Ecosystems and climate".

Referencias

García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico del Dominio Astur-leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología* **número extraordinario**, 58-71.

García-Alcalde, J.L. 1997. North Gondwanan Emsian events. *Episodes* **20(4)**, 241-246.

Johnson, J.G., Klappler, G. & Sandberg, C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of American Bulletin* **96**, 567-587.

Plusquellec, Y., Tourneur, F. & Lafuste, J. 1993. *Saouraepora* nouveau genre de Micheliniidae (Tabulata) du Dévonien du Nord Gondwana et du Carbonifère d'Amérique du Nord. *Palaeontographica. Abteilung A: Palaeozoologie-Stratigraphie*, **227(1/3)**, 1-86.

Truyols-Massoni, M. 2006. 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). In: *Libro de resúmenes de las XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología* (Ed. E. Fernández-Martínez). Secretariado de Publicaciones, Universidad de León, León, 238-240.

Palaeobiogeographic affinities of the reef faunas from the earliest Pragian in the Cantabrian Zone (NW Spain)

Fernández-Martínez, E.[1], Méndez-Bedia, I.[2], Soto, F.[2] & Fernández, L.P.[2]

1: Universidad de León. Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales. Campus de Vegazana, s/n. E-24071 León. Spain. e.fernandez@unileon.es

2: Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. Spain. imbedia@geol.uniovi.es, fsoto@geol.uniovi.es, lpedro@geol.uniovi.es

Devonian reef faunas in the Cantabrian Zone are well known through several works done by the Research Group on Devonian Reefs from Oviedo University. This Group has established up to seven Devonian reef episodes of different magnitude and some of them were widely studied (Méndez-Bedia *et al*., 1994, Fernández *et al*., 1997, among others). The first episode was developed during the earliest Pragian and is recorded in some thin-bedded biostromal limestones with a rich fauna of corals and stromatoporoids. This interval has been studied within the context of the project CGL2005-03715/BTE and the results are currently in press. The aim of this work is to display the palaeobiogeographical affinities shown by the corals and stromatoporoids occurring in this first reef episode.

Late Lochkovian and early Pragian rocks crop out patchily in the Cantabrian Zone and only four sections are suitable for their study: Santa María del Mar, Arauz, Lebanza and Vañes sections. The Santa María del Mar section is located in the northern slope of the Cantabrian Mountains (Asturias province) and belongs to the Nieva Formation. The Arauz, Lebanza and Vañes sections lie in the southern slope of the Cantabrian Mountains, in the Palencia province, and correspond to the Lebanza Formation, which is laterally equivalent to the Nieva Formation

In these four sections, the stratigraphic succession consists mainly of storm-dominated ramp deposits comprising bioclastic lime grainstone packages and beds alternating with fossiliferous marlstones. Reef facies are usually recorded some metres above the Lochkovian/Pragian boundary. They are made by two kinds of biostromal units, which are up to 1.5 m thick:

1) biostromes of branching corals and

2) biostromes composed of massive tabulate corals and stromatoporoids.

Fasciculate rugose corals are the main builders of the branching-coral biostromes. The most common taxon is *Disphyllum* sp. which is the only one present in the four sections. This species shows a fairly fast increase in number and corallite size. Subordinate rugose corals are *Embolophyllum* sp. and *Tryplasma aequabile* LONSDALE.

Several tabulate coral genera of different morphologies are conspicuous in both types of biostromes. Massive tabulate corals are represented by two species of the genus *Favosites* (*Favosites intricatus* POČTA and *Favosites* aff. *goldfussi pyriformis* LECOMPTE) and one species of the genus *Squameofavosites* (S. ex. gr. *cechicus* GALLE). Most branching tabulate corals belong to the genus *Thamnopora* (the species *T. yavorski* DUBATOLOV is mainly abundant). Tabulatomorphic corals are represented by *Heliolites* cf. *praeporosus* KETTNEROVÁ. From this fauna, *Squameofavosites* ex. gr. *cechicus* is the only taxon found in the four sections.

The main builders of the massive-builder biostromes are sponges of stromatoporoid type. They are represented by six species belonging to five genera: *Plectostroma salairicum* (YAVORSKY), which occurs in all the studied sections, *Intexodictyon perplexum* YAVORSKY, *Habrostroma* cf. *centrotum* (GIRTY), *Parallelostroma* sp., and two new species of the genus *Labechiella.*

The rugose coral genera of these sections were largely widespread during the Early Devonian. *Tryplasma* was cosmopolitan and *Embolophyllum* is known in the NE of Russia, Australia (Victoria, New South Wales and Queensland) and N. America. In contrast, *Disphyllum* was not a common genus at this time.

The genera of tabulate corals were common and cosmopolitan, especially from the Emsian onwards. At the species level, these faunas show close affinities with the Pragian Bohemian reef tabulate corals.

The stromatoporoid fauna is peculiar and is represented by a mixture of widespread forms typical of the Silurian (*Plectostroma*, *Intexodictyon*, *Parallelostroma*) and by other genera possibly derived from early Devonian faunas of Asia and North America (e.g. *Habrostroma*). With respect to *Habrostroma,* which was the most characteristic genus of the Eastern Americas Realm during the Lochkovian, it is recorded for the first time in the Pragian of Europe; although it is also known in Australia (Victoria). Apart from these genera, *Labechiella* is also present in these biostromes. This form was very rare in the Early Devonian and up to now it was only known in the Late Lochkovian in Australia (Queensland).

Acknowledgements

This paper is a contribution to the projects CGL2005-03715/BTE financed by the "Dirección General de Investigacion" of the Spanish Ministry of Education and Science and the European Regional Development Fund (FEDER) and IGCP 499: "*Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate*". We are grateful to the "Servicio Territorial de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León" for granting us the permission to work in the Natural Reserve of Fuentes Carrionas. Our thanks also go to D. Francisco Juan Cabo del Olmo, "Quico" (from Cervera de Pisuerga) for his kind help in getting us in touch with the Natural Reseve'administrative staff and for his advice to access and drive through the field work area.

References

Méndez-Bedia, I., Soto, F. y Fernández-Martínez, E. 1994. Devonian reef types in the Cantabrian Mountains (NW Spain) and their faunal composition. In: *Proceedings of VI International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera* (Ed. P. Oekentorp Küster). *Courier Forschung-Institut Senckenberg* **172**, 161-183.

Fernández, L.P., Fernández-Martínez, E., Méndez-Bedia, I. & Soto, F. 1997. A sequential approach to the study of reefal deposits in the Candás and Portilla Formation (Middle Devonian) of the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: *Proceedings of VII International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera* (Eds. A. Perejón & M.J. Comas-Rengifo). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)* **92(1-4)**, 23-33.

Terebratúlidos (Braquiópodos) del Devónico de la Cordillera Cantábrica (N de España)

García-Alcalde, J.L.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. E-33003 Oviedo. España. jalcalde@geol.uniovi.es

Este trabajo representa una ampliación del presentado en las 19 Jornadas de Paleontología (Morella, Castellón, 2003), centrado en formas diferentes de terebratúlidos Adreninae y Cryptonellinae acantonados, típicamente, en la transición Devónico Inferior-Devónico Medio, de la Zona Astur-Leonesa de la Cordillera Cantábrica.

El Orden Terebratulida fue el último en aparecer entre los Braquiópodos Articulados, en la base del Devónico o quizás algo antes. El grupo tuvo un éxito evolutivo considerable y es de los pocos que sobreviven en la actualidad manteniendo una diversidad relativamente alta (alrededor de 80 géneros conocidos), similar a la que tuvo en el Devónico (77 géneros), que representa alrededor del 7% del total de Braquiópodos Articulados del Período. En la Cordillera Cantábrica, la relación es algo inferior: de los 255 géneros conocidos, sólo 15, o sea menos del 6%, pertenecen al orden.

La Subfamilia Adreninae BOUCOT (en Boucot & Wilson, 1994) comprendía un curioso conjunto de terebratúlidos micromórficos, un total de 6 géneros del Devónico Inferior, típicos del extremo nord-oriental de Gondwana, en Australia (*Adrenia*, *Cydimia*, *Micidus* y *Sturtella*) y China Meridional (*Barbarothyris*, *Cydimia* y *Lingshanella*). Excepcionalmente, *Micidus* presenta una dispersión mucho más amplia abarcando el margen septentrional de Gondwana (Argelia y, según datos aportados en éste trabajo, la Cordillera Cantábrica, en el N de España), Siberia y el litosferoclasto Alexander, en Alaska meridional, probablemente un fragmento uraliano derivante. *Devonix* GARCÍA-ALCALDE 1999, se incluyó antes entre los Mutationellinae por la extrema variación del braquidio y estructuras cardinales, pero la concha claramente diferenciada y deltidio labiado, como en *Adrenia* y *Cydimia*, obligan a reasignarlo a los Adreninae.

En este trabajo se presentan nuevas especies de *Devonix*: *D. truyolsi* nom. nud. y *Micidus*: *M. hispanicus* nom. nud. ambas de la parte final del Emsiense superior o de la inicial del Eifeliense (parte alta de las calizas de las Formaciones Santa Lucia y Moniello, respectivamente; Intervalos Faunísticos 16 y 17; Biozonas de conodontos *Polygnathus serotinus* superior a *Icriodus retrodepressus*). Curiosamente, las facies australianas con máxima diversidad de Adreninae (*Adrenia*, *Cydimia*, *Micidus*) (Chatterton, 1973) se parecen mucho a las cantábricas (con *Devonix* y *Micidus*), comprendiendo, sobre todo, calizas muy fosilíferas, bien estratificadas, a veces arcillosas, con numerosos corales coloniales que integran, con frecuencia, episodios biostromales y, en ambos casos, son sucedidas por un intervalo con diversidad fosilífera mucho menor: las "Calizas de Crinoideos", en Australia y el Miembro encrinítico superior de las Formaciones Moniello y Santa Lucía en la región cantábrica. El potencial flujo faunístico a lo largo del margen septentrional de Gondwana, durante el Emsiense, viene avalado por estas similitudes y también por la presencia conjunta con los Adreninae, en la Cordillera Cantábrica, de formas coralinas conocidas hasta hoy sólamente en China y Australia.

El género *Devonix*, comprende dos especies exclusivas del ámbito cantábrico: la especie-tipo *D. virgo*, de comienzos del Emsiense superior y *D. truyolsi* nom.nud., de fines del Emsiense superior o comienzos del Eifeliense, que derivaría, probablemente, de la anterior. Ambas se parecen mucho en los rasgos externos generales y en la estructura interna, pero la última forma tiene contorno mucho menos anguloso, casi redondeado, es más pequeña y con tendencia más acusada a la bisurcación de la comisura frontal.

Micidus es un género más nutrido en especies, conociéndose, al menos nueve: *Micidus* ? sp A y *Micidus* ? sp. B, *M. shandkyddi* y *M*. ? *glaber*), en Australia, *M. stellae*, en Alaska, *M. breviplicatus* y *M. excavatus*, en Siberia, *Micidus* sp., en Argelia y *M. hispanicus*, en España. Dichas especies se extienden del Praguiense a, posiblemente, el Eifeliense basal. *M. hispanicus* se parece, sobre todo a la especie-tipo del género, *M. shandkyddi* y a *M*. sp., pero es de mayor tamaño, longitudinalmente ovalada, con comisura frontal débilmente bisurcada a antiplegada. De hecho, la semejanza entre las formas anteriores es un argumento a favor de la edad, al menos, Emsiense superior de las Calizas con "*Receptaculites*" y Warroo de la Formación Taemas, en Australia. La forma cantábrica suele formar, como muchos Adreninae coetáneos, pequeños "cluster" en intersticios de los complejos arrecifales donde vivían.

Maisotia nom. nud, con *M. drotae* nom. nud. como especie-tipo, es también una curiosa forma con la misma distribución estratigráfica que los Adreninae en la Cordillera Cantábrica. La estructura interna de la concha, en particular la plataforma cardinal libre y foraminada y el braquidio criptoneliforme permite incluirlo en la Familia Cryptonellidae, Subfamilia Cryptonellinae. Pero su morfología externa, de contorno claramente bilobulado, borde medio-frontal invaginado y márgenes más o menos truncados, es rara entre los criptoneloideos devónicos y mucho más frecuente entre los del Carbonífero. Dichos caracteres aparecen esbozados también en *Cryptonella truyolsi* GARCÍA-ALCALDE 1999, del Emsiense superior de la Cordillera Cantábrica, por lo que se propone desplazarla al nuevo género. La composición específica de *Maisotia*, se completaria, con dudas, con *Centronella* ? *juno* (BARROIS 1889), del Emsiense superior de la caliza de Erbray, en Francia, también de contorno cordiforme alargado, pero de estructura interna desconocida.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó en el contexto del Proyecto de UNESCO, PICG 499 "Interacción marino-continental en el Devónico: evolución de los ecosistemas y del clima" con financiación del proyecto MEC-05-CGL 2005-03715 del Ministerio de Educación y Ciencia "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".

Referencias

Barrois, Ch. 1889. Faune du calcaire d'Erbray (Loire inférieure). *Mémoires de la Societé Géologique du Nord* **3**, 1-348.

Boucot, A.J. & Wilson, R.A. 1994. Origin and early radiation of terebratuloid brachiopods: thoughts provoked by *Prorensselaeria* and *Nanothyris*. *Journal of Paleontology* **68**, 1002-1025.

Chatterton, B.D.E. 1973. Brachiopods of the Murrumbidge Group,Taemas, New South Wales. *Bulletin of Mineral Resources, Geology & Geophysics* **137**, 1-146.

García-Alcalde, J.L. 1999. Terebratúlidos (Braquiópodos) del Emsiense superior de Colle (Sabero, León, N de España). *Trabajos de Geologia* **21 (**volumen homenaje a J. Truyols), 159-176.

Conodonts of the Middle Devonian and Frasnian deposits of the Villech section (Spanish Central Pyrenees), preliminary results

Gouwy, S.[1], Liao, J.-C.[2, 3] & Valenzuela-Ríos, J.I.[3]

1: Università di Modena e Reggio Emilia. Largo Santa Eufemia 19. I-41100 Modena. Italy. sofiegouwy@yahoo.com

2: Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ Antonio Novais, 2, Ciudad Universitaria. E-28040 Madrid. Spain.

3: Departamento de Geología, Universitat de València. c/ Dr. Moliner 50. E-46100 Burjassot. Spain. Jau.Liao@uv.es, Jose.I.Valenzuela@uv.es

The Villech section is situated in the Compte subfacies area, a sedimentary domain located in southern part of the Spanish Central Pyrenees (Valenzuela-Rios and Liao, 2006). In this section north of the village of Villech, Boersma (1973) recognized the Basibé, Villech and Compte (A-C) formations. Herein, we studied a part of the section, entirely situated in the Comabella Formation (approximately corresponding with Compte A of Boersma, 1973) that consists of about 54m of pinkish-greyish compact hemipelagic limestone with hardground development especially in the upper part.

Conodont research reveals an Eifelian to early Frasnian age for the studied interval. The base of the Comabella Formation is of upper Eifelian age, indicated by the lowest local record of *Polygnathus angustipennatus*, which is followed by the highest local record of *P. costatus costatus*. This succession of records hints at a level between the uppermost *costatus*-lowermost *eiflius* Eifelian zones. The late Eifelian and early Givetian (upper *eiflius* to *hemiansatus* zones) have not been found so far but might be condensed in a decimetric interval between samples. The first sample above this interval contains *I. brevis, I. regularicrescens, P. pseudofoliatus* indicating the *timorensis* Zone. Several meters above follows *P. rhenanus* that could be aligned with the *rhenanus* Zone by its stratigraphic position bellow first record of *P. ansatus*. Other biozones recognized in the section are the Middle *varcus*, *semialternans*, *hermanni*, *disparilis* and *norrisi* Zones in the Givetian, all indicated by their respective index species and the *falsiovalis* Zone (occurrence of *Ancyrodella binodosa* and *A. pristina*) in the Frasnian.

Acknowledgements

This work represents a contribution to IGCP-499 "Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate" and has been partly supported by the DAAD (J.-C.L) and the AvH-Stiftung (J.I.V.-R)

References

Boersma, K.Th. 1973. Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen* **49**, 303-377.

Valenzuela-Rios, 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.

El registro de conodontos del Givetiense en el Pirineo Central Español: correlación con la biozonación estándar

Liao, J.-C.[1,2] y Valenzuela-Ríos, J.I.[2]

2: Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. c/ Antonio Novais, 2, Ciudad Universitaria. E-28040 Madrid. España.
2: Departamento de Geología, Universitat de València. c/ Dr. Moliner 50. E-46100 Burjassot. España. Jau.Liao@uv.es, Jose.I.Valenzuela@uv.es

El conocimiento del registro del Devónico Medio en el Pirineo Central Español está aumentando estos últimos años. Los avances de las investigaciones, en especial en el estudio bioestratigráfico mediante conodontos y restos de microvertebrados, asi como los estudios de microfacies aportan un mejor entendimiento de las relaciones entre las facies neríticas-pelágicas.

El propósito de este trabajo es presentar una visión general del registro geológico del Givetiense y de su interpretación bioestratigráfica en el área estudiada mediante la combinación de los registros de tres localidades (Renanué, Compte y La Guàrdia d'Àres) del área de las subfacies Sur (Mey 1967; Valenzuela-Ríos y Liao, 2006).

La sucesión en Renanué comprende desde el Eifeliense superior al Frasniense basal. El límite Eifeliense/Givetiense se situa en el nivel (-8) con la presencia de *Polygnathus hemiansatus*. La siguiente biozona identificada es la Zona *varcus* con sus tres subdivisiones: Inferior, Medio y Superior. La parte inferior de la Subzona *varcus* Inferior está representada por la Subzona *timorensis* y la parte superior por la Subzona *rhenanus/varcus*. El comienzo de la Zona *varcus* Medio, se situa en el nivel 19 con la presencia de *P. ansatus*. La Zona de *varcus* Superior no se encuentra completa y encima de ella se identifica la última zona del Givetiense, Zona *norrisi*, mediante su índice, *Skeletognathus norrisi*. El límite Givetiense/Frasniense se situa en el nivel 57 coincidente con la entrada de *Mesotaxis falsiovalis* y *P. decorosus*.

El intervalo estudiado en la sucesión de Compte comprende desde el Givetiense Inferior al Frasniense Inferior. El límite Eifeliense/Givetiense no puede identificarse actualmente; el primer dato seguro es el comienzo de la Zona *varcus* Inferior en el nivel 5 con la entrada de *P. rhenanus*. Por encima, se han reconocido las siguientes biozonas: *varcus* Medio y Superior, *hermanni, disparilis* y *norrisi*. El límite superior del Givetiense se situa en el nivel 59 con la aparición de las primeras formas de *Ancyrodella pristina* que indican claramente el comienzo del Frasniense.

El intervalo estudiado de la sucesión de La Guàrdia d'Àres, LGA, comprende desde la parte más superior del Eifeliense al Frasniense Inferior y pertenece a la Fm. Comabella. La parte inferior (niveles 175-178a) está caracterizada por la asociación de *P. angusticostatus, P. angustipennatus, P. pseudofoliatus, Icriodus platyobliquimarginatus*, *I. obliquimarginatus y Tortodus kockelianus*; esta asociación indica el Eifeliense superior. Por encima, la sucesión estratigráfica está fuertemente tectonizada, dificultando la observación de la sequencia. En estos estratos se reconocen conodontos característicos de las Biozonas *rhenanus* y *ansatus.* Las siguientes biozonas reconocidas son: *hermanni* y *disparilis.* El límite superior de la sección alcanza hasta el límite Givetiense/Frasniense que se traza 122 cm por encima de la base de la capa 221 con la entrada de *Ancyrodella binodosa.*

Una sección adicional, LGA-I, comprende el límite Givetiense/Frasniense. La capa basal corresponde a la biozona *norrisi* (la parte más superior del Givetiense) y la siguiente ha proporcionado ya la primera *Ancyrodella*, que indica la biozona MN1 de Klapper (Frasniense).

Agradecimientos
Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el DAAD (J.-C.L) y por la Fundación AvH (J.I.V.-R) y representa una contribución al PICG 499 "Devonian land-sea interaction: Evolution of Ecosystems and Climate" (DEVEC).

Referencias

Mey P.H.W. 1967. Evolution of the Pyrenean Basins during the Late Paleozoic. In: *International Symposium on the Devonian Systems, Vol. 2* (Ed. D.H. Oswald). Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, 1157-1166.

Valenzuela-Rios, 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.

La estratigrafía del Carbonífero basal de la Unidad de Ponga (Asturias, Macizo Ibérico)

Martínez-García, E. y García-Alcalde, J.L.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. E-33005 Oviedo. España. emg@geol.uniovi.es, jalcalde@geol.uniovi.es

La historia geológica de la Cordillera Cantábrica entre los ciclos orogénicos Caledoniano y Varisco (Aramburu *et al*, 1992) determinó la yuxtaposición próxima de diferentes partes de la antigua plataforma marina Devónica en una serie de unidades, constituidas por cabalgamientos dirigidos hacia el centro del llamado Arco Astúrico, así como la existencia de una delgada secuencia progradante, principalmente siliciclástica, originada durante el Devónico terminal. El desarrollo en condiciones relativamente estables de la cobertera marina durante el Fameniense superior hizo que la sedimentación siliciclástica de la parte basal (Formación Ermita), permitiese el desarrollo de shoals carbonatados hacia el techo (Formación Baleas), interdigitados a veces con arenas litorales ("Calizas Famenienses") y también con arcillas y cherts (Formación Vegamián), en la transición Devónico-Carbonífero. Las tres formaciones arriba indicadas solo aparecen en la misma sucesión en contadas localidades (García-Alcalde & Menéndez-Álvarez, 1988). La edad de dichas sucesiones no es fácil de establecer cuando, como es frecuente, faltan restos fósiles. En la Unidad de Ponga, la Formación Vegamián suele presentar faunas del Turnesiense (Marcos, 1967). Asimismo, cerca de Llano-Con (Onís), uno de nosotros (E.M.-G.), encontró en un nivel calcáreo, que se puede atribuir a la Formación Baleas, por debajo de una sucesión con pizarras negras y liditas, perteneciente a la Formación Vegamián, y sobre areniscas microconglomeráticas de la Formación Ermita, conodontos del Turnesiense superior (determinados por J.R. Menéndez Alvarez).

La parte alta de la Formación Ermita suele presentar en muchas localidades del área Cantábrica faunas caracterizadas por la presencia abundante de *Araratella moresnetensis*, que Comte (1959: 15) denominaba "faunas Estrunienses", cuya edad Devónico terminal o Carbonífero basal, no puede ser decidida con los datos disponibles. Una notable excepción a esta ambigüedad la constituye la sucesión al Este de la localidad de Següenco (Fig. 1). Allí, por debajo de la caliza griotte de la Formación Genicera, aparece un delgada capa lidítica de la Formación Vegamián y 25 a 30 m de areniscas feldespáticas y microconglomeráticas de color claro de la Formación Ermita, con varios niveles de rocas volcanoclásticas más oscuras intercalados. A unos 17 m por debajo de la Formación Vegamián (loc. MR-2215, de E. Martínez García; L-43 de J.L. García-Alcalde), apareció una fauna abundante, en estado de moldes externos e internos, de braquiópodos, crinoideos, briozoos, gasterópodos, raros bivalvos y corales con restos abundantes de vegetales carbonizados muy fragmentados. Esta fauna (determinada por J.L. García-Alcalde), caracterizada por la presencia, entre los braquiópodos, de *Punctospirifer* sp, *Macropotamorhynchus* sp, *Leptagonia* sp, *Rugosochonetes* sp, *Cleiothyridina* sp, *Torynifer* ? sp. y *Planalvus* ? sp. pertenece con toda probabilidad a la parte baja del Turnesiense.

Esta es la primera vez que aparece una fauna claramente Carbonífera, en la parte más alta de la sucesión a la que tradicionalmente se denomina en la Zona Cantábrica, "Areniscas del Devónico Superior". La situación geológica del afloramiento, una escama tectónica que cabalga hacia el Este a la Formación Barcaliente del Serpujoviense, acorta la sucesión total de la Formación Ermita e impide observar si la fauna Turnesiense de Següenco aparece sobre la referida "fauna Estruniense" o sobre otras faunas inequívocamente del Fameniense superior.

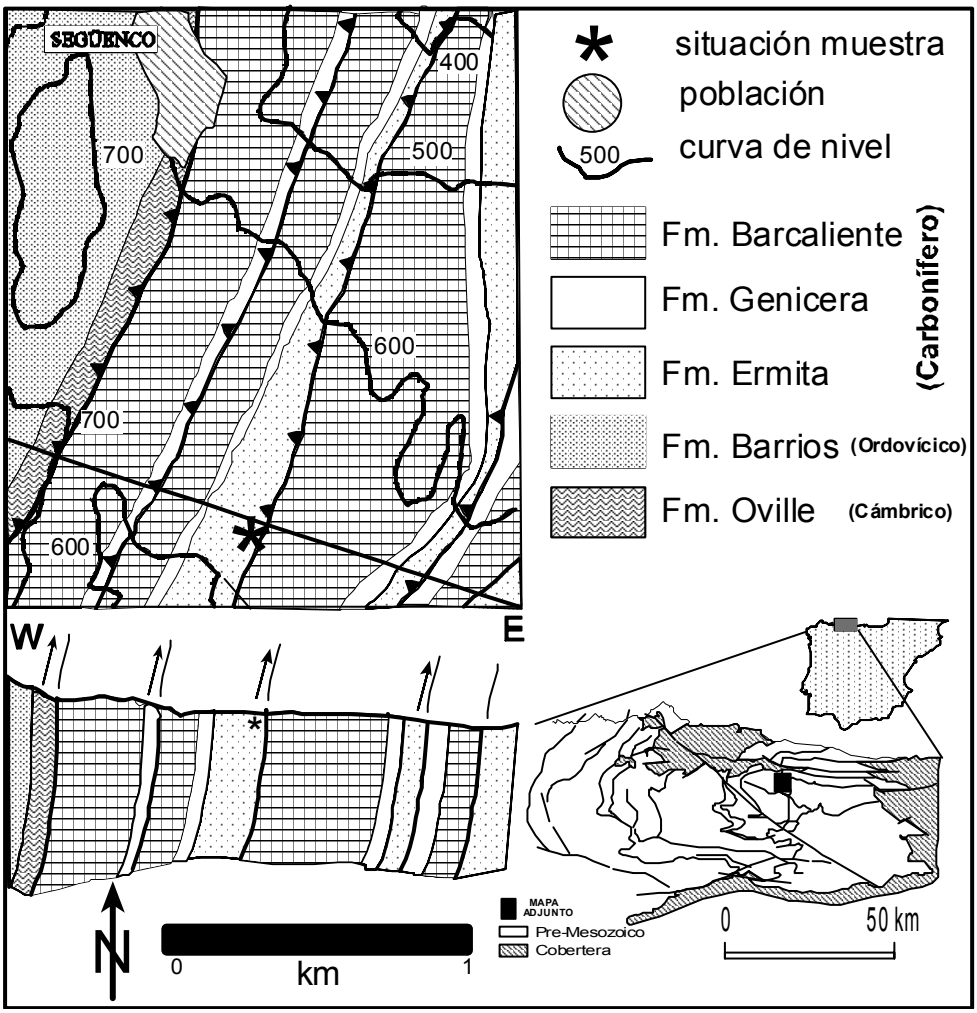


Figura 1. Esquema estratigráfico y corte estructural del área de Següenco (Asturias), con la situación de la fauna estudiada.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó en el contexto del Proyecto de UNESCO, PICG 499 "Interacción marino-continental en el Devónico: evolución de los ecosistemas y del clima" con financiación del proyecto MEC-05-CGL 2005-03715 del Ministerio de Ecuación y Ciencia.

Bibliografía

Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C. y Valenzuela, M. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Eds. J.C.Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano), Servicio de Publicaciones de la Universidad de Extremadura, 397-421.

Comte, P., 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España* **60**, 1-440.

García-Alcalde, J.L. y Menéndez-Álvarez, J.R., 1988. The Devonian-Carboniferous boundary in the Asturo-Leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **100**, 21-37.

Marcos, A., 1967. Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología* **1**, 39-48.

El "nivel de monstruos" de Guadalperal, una fauna de braquiópodos singular en el Emsiense del sinclinal de Almadén (Devónico, Zona Centroibérica, España)

Pardo Alonso, M.V.

Departamento de Geología, Universitat de València. c/ Dr. Moliner 50. E-46100 Burjassot. España. Miguel.V.Pardo@uv.es

Los braquiópodos son los fósiles más abundantes en los niveles devónicos de la parte meridional de la Zona Centroibérica. Un yacimiento clásico, descubierto por Prado (1855) y estudiado por Verneuil y Barrande (1855), es el de Guadalperal, situado la terminación oriental del sinclinal de Almadén. Este yacimiento ha permanecido prácticamente sin revisar desde ese trabajo inicial debido en parte a lo recóndito del área donde se sitúa, y en parte a las vagas indicaciones que de su posición se dan en los citados trabajos ya clásicos.

Una revisión del material devónico procedente de la zona, depositado en el Museo de Ciencias Naturales y Geominero de Madrid, reveló su gran riqueza en fauna fósil, y su peculiaridad, corroborada después por la localización de más material *in situ* en el área del yacimiento original. Esta fauna está integrada sobre todo por grandes braquiópodos, con especies de los géneros *Euryspirifer*, *Brachyspirifer*, *Boucotstrophia*, *Plicostropheodonta*, *Protodouvilina*, *Mesoleptostrophia* y *Meganteris*, entre otros, varias de ellas nuevas para la ciencia. Esta fauna es prácticamente única de este yacimiento, sin paralelo en ninguno de los restantes afloramientos del Emsiense de la parte meridional de la Zona Centroibérica, y solamente algunos elementos y con una riqueza muchísimo menor, se han encontrado en el Mb. García Sola de esta misma formación, en el sinclinal de Herrera del Duque.

Sobre el terreno, el yacimiento clásico de Guadalperal ocupa en realidad varios niveles de las últimas decenas de metros de la Fm. Herrera, los cuales a techo se continúan con una intercalación del Complejo Vulcano-Sedimentario de Almadén; esta intercalación, en la parte oriental del sinclinal de Almadén, constituye localmente las capas de tránsito a la laguna estratigráfica del Devónico Medio, característica de esta región.

De este modo, además de la especial composición fosilífera, la estratigrafía también es muy peculiar, con divergencias grandes respecto de lo que es el techo de la Fm. Herrera en otras partes del sinclinal, generalmente muy pelitico, con intercalaciones arenosas finas.

Aquí el techo de esta unidad son sobre todo areniscas de grano medio a fino, con material volcánico, que alternan con pelitas y limolitas arenosas micáceas; alguna de estas areniscas ya contienen concentraciones de conchas desarticuladas de braquiópodos de gran tamaño, principalmente espiriféridos, estrofoménidos y terebratúlidos, y algunas se pueden considerar una caliza arenosa bioclástica; contienen *Mesoleptostrophia explanata*, *Paraspirifer* cf. *chillonensis*, *Alatiformia* aff. *jaekeli, y nuevas especies de los géneros Meganteris*, *Boucotstrophia*, y *Plicostropheodonta*, acompañados de una asociación muy diversa compuesta esencialmente por crinoideos, aulopóridos, ostrácodos, trilobites, briozoos, corales solitarios y gasterópodos.

Hacia la parte alta se empiezan a intercalar niveles volcánicos, que hacia arriba se hacen cada vez más potentes y frecuentes, hasta la zona donde el afloramiento queda cubierto por suelo. En superficie se puede ver que está constituido mayoritariamente por rocas volcánicas del Complejo Vulcano-Sedimentario de Almadén, que contiene además niveles de areniscas gris-verdosas, con grandes braquiópodos: *Paraspirifer chillonensis*, *Euryspirifer pellicoi*, *Schizophoria* cf. *vulvaria*, *Alatiformia* aff *jaekeli*, *Fascistropheodonta* sp., *Chonetes* (*Plebejochonetes*) sp., y las nuevas especies de los géneros *Plicostropheodonta* y *Boucotstrophia*.

En conjunto las dos asociaciones fosilíferas indican una edad Emsiense Superior bastante alto, pero no terminal, y serían los niveles emsienses más jóvenes datados en en el sinclinal de Almadén, previos a la laguna del Devónico Medio. La asociación resulta muy interesante además por tratarse de ejemplares de especies que alcanzan gran talla, apareciendo junto a grandes bivalvos y terebratúlidos, y artejos de crinoideos de gran tamaño, presentando una cierta semejanza con los "niveles de monstruos" descritos en otras regiones y a diferentes alturas en la escala cronoestratigráfica del Devónico; su significado paleoecológico precisa de un estudio tafonómico previo muy detallado, ya que casi con toda seguridad las entidades conservadas han sufrido resedimentación y posiblemente también reelaboración y transporte que habría que evaluar.

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 PICG 499 *Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate*" (DEVEC).

Referencias

Prado, C. de. 1855. Mémoire sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède. *Bulletin de la Société géologique de France, 2ème série* **12**, 182-204.

Verneuil, E. de & Barrande, J. 1855. Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *Bulletin de la Société géologique de France, 2ème série* **12**, 964-1025.

Comunicaciones.

Simposio PICG 503:

Paleogeografía y paleoclimatología del Ordovícico

Ordovician Palaeogeography and Palaeoclimate

Sobre los briozoos del Katiense (Ordovícico Superior) de las Cadenas Ibéricas

Jiménez-Sánchez, A.

Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Paleontología, Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España. andreaj@unizar.es

La Formación Calizas de Cistideos de la Cordillera Ibérica es una de las unidades donde la productividad carbonatada y las asociaciones de organismos del Ordovícico Superior están mejor registradas en todo el margen norte de Gondwana. Esta producción de carbonato siguió a un largo periodo de sedimentación siliciclástica que abarcó desde el Cámbrico Superior hasta la mitad del Ordovícico Superior. En la región estudiada este cambio en la sedimentación comenzó durante el Katiense superior (Ashgill medio) y cesó repentinamente con la glaciación Hirnantiense.

Con el comienzo de la sedimentación carbonatada, el incremento en la diversidad de los invertebrados fue muy importante y dentro de ellos fue especialmente significativa para los briozoos. En la Cordillera Ibérica este grupo pasó de estar representado por sólo tres especies en el Caradoc a alcanzar casi la treintena durante el Ashgill.

En las secciones estudiadas (Fig. 1), la Formación Calizas de Cistideos está dividida en los miembros La Peña, el miembro basal, y Rebollarejo, el miembro superior. En ellos se han identificado 29 especies pertenecientes a 24 géneros. Estos géneros se incluyen dentro de los cinco órdenes de la clase Stenolaemata que se desarrollaron ya durante el Ordovícico Medio en las plataformas carbonatadas de otros paleocontinentes. Los que tienen mayor representación son el orden Trepostomata, con diez géneros: *Calloporella*, *Diplotrypa*, *Hallopora*, *Parvohallopora*, *Monticulipora Prasopora*, *Eridotrypa*, *Heterotrypa*, *Jifarahpora* y un nuevo género asignado a la familia Monticuliporidae; y el orden Cryptostomata, con nueve géneros: *Matsutrypa*, *Glauconomella*, *Ulrichostylus*, *Amalgamoporous*, *Graptodictya*, *Phaenopora*, *Prophyllodictya*, *Pseudostictoporella* y un nuevo género asignado a la familia Rhinidictydae. Estos dos conjuntos de géneros se agrupan en cinco y en seis familias respectivamente. De los cinco géneros restantes, *Kukersella* pertenece al orden Cyclostomata, *Ceramopora* y *Ceramoporella* al Orden Cystoporata y *Chasmatopora* y *Pseudohornera* al orden Fenestratra.

El hábito de crecimiento que presentan los diferentes géneros aquí mencionados es muy variado. Encontramos formas ramosas delicadas (*Kukersella*, *Matsutrypa*, *Glauconomella* y *Ulrichostylus*) con las ramas de los tres últimos géneros formadas por segmentos, que en el caso de *Glauconomella* y *Ulrichostylus* dan lugar a zoarios flexibles. También se presentan formas ramosas robustas (*Hallopora*, *Parvohallopora*, *Eridotrypa*, *Heterotrypa* y *Jifarahpora*), ramosas anastomosadas (*Pseudohornera*), ramosas bifoliadas (*Amalgamoporous*, *Graptodictya*, *Phaenopora*, *Pseudostictoporella* y el nuevo género asignado a la familia Rhinidictydae), cribadas (*Chasmatopora*), bifoliadas cribadas (*Prophyllodictya*), incrustantes (*Calloporella*, y el nuevo género asignado a la familia Monticuliporidae), incrustantes multilaminadas, con láminas que se superponen unas a otras hasta formas colonias de gran altura y extensión (*Ceramopora* y *Ceramoporella*), masivas (*Diplotrypa*) y, por último, formas libres con zoarios lenticulares (*Monticulipora*). El genero *Prasopora* lo hemos encontrado con dos hábitos de crecimiento diferentes: incrustante y libre, este último también con zoarios lenticulares.

Estas formas no tienen una distribución homogénea dentro de la formación. En los primeros metros del Miembro La Peña abundan las formas mas resistentes (ramosas robustas, ramosas bifoliadas, monticulares, incrustantes, incrustantes multilaminares y libres) mientras

que en los metros superiores las formas dominantes son las ramosas delicadas, ramosas anastomosadas y las cribadas. Sin embargo, en el Miembro Rebollarejo encontramos formas masivas en posición de vida junto con formas delicadas.

El estudio de los briozoos de la Cordillera Ibérica ha supuesto un incremento importante en el número de géneros conocidos en el margen norte de Gondwana ya que seis de los géneros mencionados aquí se han identificado por primera vez en la Región Mediterránea. Esto hace que el número de géneros conocidos en esta región para el Katienese sea de 59.

Este mayor conocimiento de la distribución de los briozoos durante el Ordovícico Superior nos está permitiendo trazar el origen de los briozoos del margen norte de Gondwana, estudiar las afinidades de nuestra fauna con las de otros paleocontinentes y estudiar las implicaciones paleogeográficas y paleoclimáticas que esta distribución pueda tener. Por ahora todo parece indicar que a pesar de la fuerte conexión entre la fauna de Báltica y la de la Región Mediterránea, durante el Katiense las asociaciones de briozoos mediterráneos desarrollaron características distintivas.

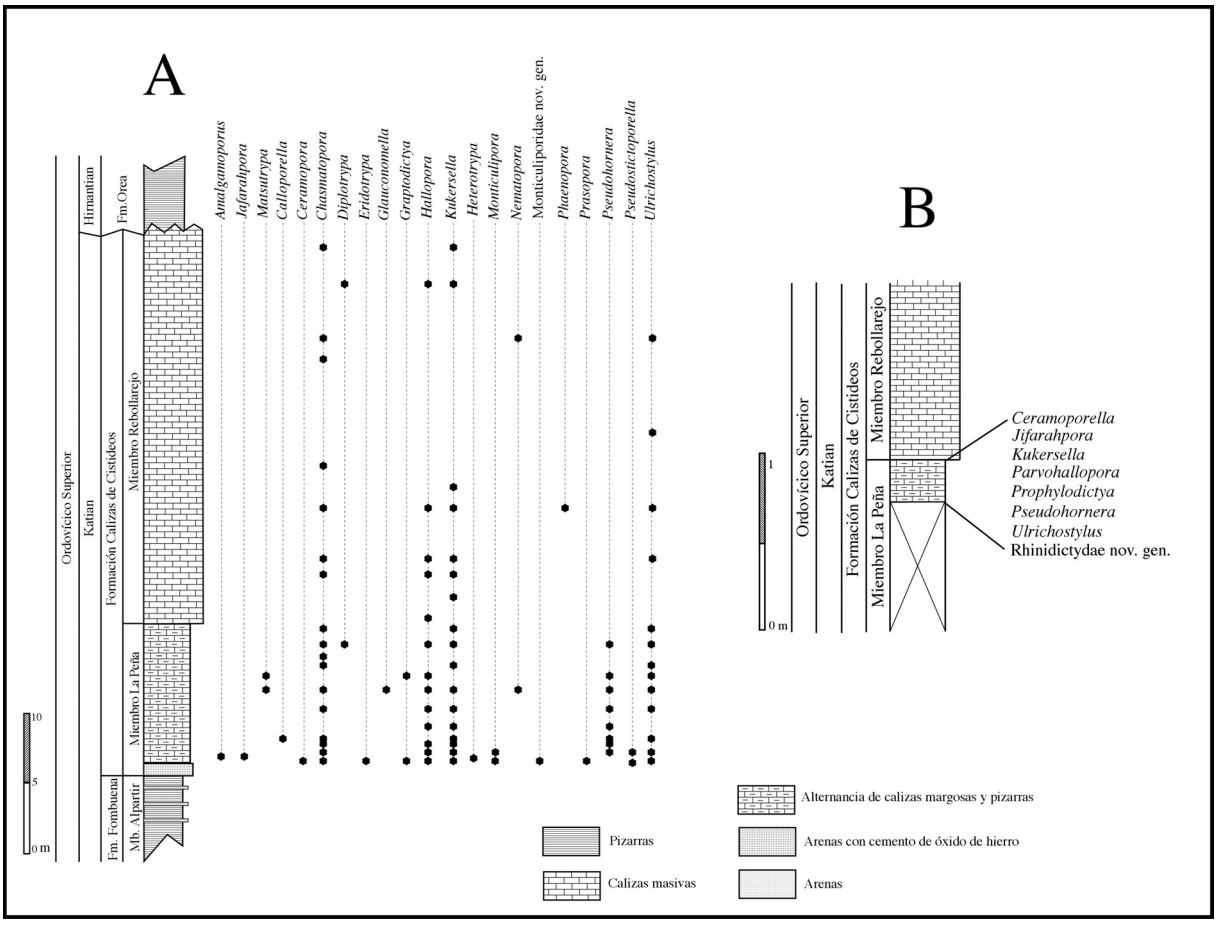


Figura 1. Distribución estratigráfica de los géneros estudiados en la sección de Valdelaparra (A) y la sección de La Peña del Tormo (B).

Braquiópodos de la familia Orthidae de la Zona Centroibérica (Oretaniense, Ordovícico Medio)

Reyes-Abril 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. E-50009 Zaragoza. España. jreyes@ula.ve, villas@posta.unizar.es

2: UEI de Paleontología, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). c/ José Antonio Nováis 2. E-28040 Madrid. España. jcgrapto@geo.ucm.es

Los braquiópodos rinconeliformes relacionados posiblemente a la familia Orthidae, fueron mencionados por primera vez en el Ordovícico Medio de la Zona Centroibérica por Sharpe (1849 y en Ribeiro *et al.*, 1853) en Portugal (Valongo y Bussaco) y por Verneuil & Barrande (1856) en España (Montes de Toledo). Estos autores describieron e ilustraron diversos "órtidos de gruesas costillas" (*Orthis noctilio* SHARPE, *O. miniensis* SHARPE, *O. duriensis* SHARPE, *O. lusitanica* SHARPE y *O. calligramma* DALMAN), los cuales fueron en parte revisados por Born (1918), estableciendo en la región de Almadén las zonas de *Orthis ribeiroi* y *Orthis calligramma* en las "Capas con *Tristani*", del Ordovícico Medio. Revisiones bioestratigráficas más recientes, llevadas a cabo en la Zona Centroibérica por Gutiérrez-Marco *et al.* (1984) y Gutiérrez-Marco (1986), situaron las antiguas zonas de *Orthis calligramma* y *Orthis ribeiroi* dentro del Oretaniense. La primera de ellas ha sido reemplazada por la actual biozona de "*Orthis*" *noctilio* (Oretaniense inferior) y la segunda equivale a la biozona de *Cacemia ribeiroi* (Oretaniense superior). En el presente trabajo se estudian los representantes de la familia *Orthidae* registrados en la actual biozona de "*Orthis*" *noctilio* en las sucesiones pizarrosas que suceden a la Cuarcita Armoricana en los Montes de Toledo. Este conjunto fosilífero es equivalente a la asociación de los "órtidos de costillas gruesas" de Tamain (1971), de la que se han podido describir ocho especies; dos pertenecientes a sendos géneros nuevos, dos especies del género *Sivorthis* (*S. noctilio* y una nueva especie), tres especies del género *Paralenorthis* (*P. alatus* y dos nuevas) y una especie del género *Orthambonites* en nomenclatura abierta. Esta diversidad es superior a la reconocida en los trabajos preliminares en el área, y la más densa conocida para la familia a nivel mundial para una región relativamente pequeña.

Para analizar las posibles relaciones filogenéticas de los nuevos géneros de la familia, se realizó un estudio cladístico; para ello se revisaron las características de sus 18 géneros, incluyendo los recientemente considerados por Harper (en Williams & Harper, 2007) y los propuestos aquí. Para el análisis se utilizaron parte de los 42 caracteres escogidos por Harper (en Williams & Harper, 2000) en la clasificación de los órtidos. Con los caracteres y estadios de la familia se obtuvo la matriz base y se realizó un análisis de parsimonia con el programa Paup 4.0b10. Mediante una búsqueda heurística se han obtenido 3 arboles más parsimoniosos de una longitud de 129 pasos, un índice de consistencia de 0,40 y un índice de retención de 0,46. Se obtuvo igualmente el árbol de consenso mayoritario al 50%, se representó gráficamente con el programa McClade 4.0, y se solapó este árbol con los FAD y los LAD de cada género, obteniéndose finalmente el filograma de la familia. En éste se observan claramente dos clados principales: uno con *Sulcatorthis*, *Suriorthis*, *Orthokopis*, *Orthis*, *Paralenorthis*, *Orthambonites* y los dos géneros nuevos, y otro con los géneros *Celsiorthis*, *Sinorthis*, *Orthostrophella*, *Orthostrophia*, *Taphrorthis*, *Trondorthis*, *Sivorthis* y *Leniorthis*. En el primer clado los géneros centroibéricos presentan caracteres muy derivados, asociándose entre sí en ramas muy próximas junto con *Orthis*, *Diochtofera* y *Sulevorthis*; en el segundo clado el género *Sivorthis* presenta también caracteres muy derivados y se relaciona filéticamente con los géneros bálticos *Leniorthis* y *Trondorthis*.

Paleogeográficamente la presencia en nuestra región de *S. noctilio*, conocido en Portugal, *P. alatus* conocido en el Ordovícico Medio de Gales y *Orthambonites* conocido en Báltica, confirma para este tiempo la ausencia de barreras oceánicas importantes entre la Plataforma Occidental Europea, en el margen norte de Gondwana, con Avalonia y Báltica; algo que ya había sido puesto de manifiesto por Hammann (1976), Rábano (1990) y Reyes-Abril *et al.* (2006). Por otra parte, el alto número de nuevos taxones indica un cierto aislamiento con estas 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 30º de latitud, serían un motivo suficiente para este importante endemismo a nivel de especie.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos CGL2006-11176 e IGCP 503 (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

Born, A. 1918. Die *Calymene tristani*-Stufe (mittleres Untersilur) bei Almaden, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung. *Abhandlungen der senckenbergischen naturforschenden Gesellschaf,* **36**, 309-358.

Gutiérrez-Marco, J.C. 1986. *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Madrid, 701 pp. (inédita).

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.

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. Bassett)., *University of Wales Press and National Museum of Wales*, 387-409.

Rábano I. 1990. *Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero), Madrid, 233 pp.

Reyes-Abril, J.A., Villas, E. & Gutiérrez Marco, J.C. 2006. Braquiópodos del Oretaniense (Ordovícico Medio) de la Zona Centroibérica; implicaciones paleogeográficas. In: *XXII Jornadas de la Sociedad de Paleontología.* Libro de resúmenes (Ed. E. Fernández Martínez). León, 215-217.

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 ofthe Geological Society of London* **5**, 142-153.

Tamain, G. 1971. L'Ordovicien est-marianique (Espagne). Sa place dans la province méditerranéenne. *Mémoire du Bureau des Recherches Géologiques et Minières* **73**, 403-416.

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*, *série 2*, **12**, 964-1025.

Williams, A. & Harper, D.A.T. 2000. Orthida. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda; Revised Volume 3* (Ed. R.L. Kaesler). Geological Society of America & University of Kansas Press, Boulder, H714-H731.

Williams, A. & Harper, D.A.T. 2007. Orthida. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda; Revised Volume 6* (Ed. R.L. Kaesler). Geological Society of America & University of Kansas Press, Boulder, H2684-H2686.

First record of conulariids from the Budleigh Salterton Pebble Beds

Sendino, C.[1] & Van Iten, H.[2]

1: Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, 2, Ciudad Universitaria. E-28040 Madrid. Spain. sendinolara@geo.ucm.es
2: Department of Geology, Hanover College. Hanover, Indiana 47243. USA. vaniten@hanover.edu

The occurrence of conulariids in the Budleigh Salterton Pebble Beds (BSPB) on the South Devon Coast (England) is reported for the first time.

There have been reports of fossils of various groups from BSPB quartz sandstones that correlate with conulariid-bearing Ordovician quartz sandstones of Normandy (Durrance & Laming, 1982). However, this is the first report of Conulariida from the BSPB, which are Early Triassic (235 million years old) in age and are underlain by Permian Marls.

We have studied some of the nine conulariid specimens from the BSPB and housed in The Natural History Museum of London (NHM). Two are *Exoconularia pyramidata* (HOENINGHAUS 1832), a species which also occurs in the Grès de May (Upper Ordovician) in Normandy (May-sur-Orne, Calvados).

The BSPB samples are reworked specimens preserved as sandstone *steinkerns* similar to conulariid steinkerns from the Grès de May. The steinkerns retain the original (undistorted) shape of the conulariids, and were formed during intervals of relatively low rates of sedimentation.

The presence of *E. pyramidata* in Avalonia and Armorica confirms the previous unity of these two Paleozoic terranes. Additionally, *E. pyramidata* can serve as a reliable biostratigraphic indicator owing to its widespread geographic distribution (independent of facies), its short temporal range (Upper Ordovician, Sandbian), and its morphological distinctness and relatively high (for conulariids) abundance.

The BSPB specimens are similar to other Ordovician samples of the same species from the NHM-London. They are characterized by their large size (>20 cm long), length/width ratio of about three, apical angles ranging from 8º to 12º, narrow and shallow corner sulcus, and furrowed midline.

One of the BSPB specimens measures 40 mm long and consists only of the smooth, outwardly convex apical wall (schott). The original (unbroken) specimen was at least 400 mm long.

Acknowledgements
We acknowledge the support of the SYNTHESYS project for work in the NHM-London. This is a contribution to IGCP 503 project.

References:

Durrance, E. & Laming, D.J.C. (Eds.) 1982. *The Geology of Devon.* University of Exeter Press, Exeter, 346 pp.

Hoeninghaus, F.W. 1832. In: *Handbuch der Geognosie* (Ed. H.T. de la Bêche). Duncker und Humblot, Berlin, 612 pp.

Cruzando el océano Rheico: Las faunas de edrioasteroideos del Ordovícico de Marruecos

Sumrall, C.D.[1] y Zamora, S.[2]

1: Department of Earth and Planetary Sciences, University of Tennessee. Knoxville TN 37996-1410. USA. Colin.Sumrall@uc.edu

2: Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza. España. samuel@unizar.es

Los edrioasteroideos son un grupo de equinodermos sésiles exclusivos de las rocas del Paleozoico. Presentan tecas con formas globosas o discoidales y vivieron formando grandes colonias cuyos individuos se fijaban a sustratos duros (Bell, 1976).

Su esqueleto se compone de multitud de placas calcíticas ensambladas entre si. Presentan el peristoma en posición central a partir del cual irradian cinco ambulacros en una disposición de tipo 2-1-2. La pirámide anal, hidroporo y gonoporo se sitúan siempre en el interambulacro CD. Al menos las formas post-cámbricas cementan la zona aboral.

Muestreos intensivos en el Ordovícico del Anti-Atlas marroquí han proporcionado numerosos ejemplares de edrioasteroideos. Estas faunas habían sido estudiadas previamente por Chauvel (1966, 1978), pero el material original es escaso y mal conservado. Los ejemplares de este trabajo provienen de diferentes formaciones (Fm. Fezouata Superior, Fm. Izegguirene, Fm. Tiouririne Superior) recogidos a lo largo de toda la secuencia de rocas ordovícicas, comprendiendo edades que abarcan desde el Arenig (Ordovícico inferior) al Ashgill (Ordovícico superior).

La mayoría de las especies conocidas están conservadas en calcita pero estos ejemplares se encuentran fosilizados como moldes naturales en rocas siliciclásticas y/o concreciones. Esto permite acceder mediante moldes de látex tanto a la anatomía interna como externa, lo que ha permitido reconocer importantes características internas y su importancia en la taxonomía del grupo.

En este trabajo, se han reconocido seis nuevas especies pertenecientes a seis géneros distintos, tres de los cuales son también nuevos. En la Formación Fezouata Superior (Arenig) cerca de Zagora se han reconocido dos nuevos géneros y especies. El primero de ellos es un pirgocístido y el segundo pertenece a la Familia Isorophidae pero su morfología es extremadamente derivada. En la Formación Izegguirene (Caradoc), también cerca de Zagora, se han reconocido dos especies pertenecientes a los géneros *Isorophus* y *Belochthus*, típicos de Norte América. La asociación más moderna procede de la región de Tarhia, de la Formación Tiouririne Superior (Ashgill). Se han identificado dos géneros *Streptaster* y otro nuevo, cuyas colonias aparecen fijadas a conularias gigantes.

Las faunas de edrioasteroideos son poco conocidas a nivel mundial, con excepción de las que provienen de Norte América. El hallazgo de estas tres asociaciones de edrioasteroideos en el Ordovíco de Marruecos permite extraer las primeras conclusiones de carácter paleobiogeográfico sobre este grupo, aunque son muy preliminares. Mientras que durante el Ordovícico inferior no existe ninguna relación entre las faunas de Norte América y Marruecos, a partir del Ordovícico Medio y sobre todo durante el Ordovícico Superior las faunas son muy parecidas. Esto coincide exactamente con la rotación de Gondwana en sentido horario y el movimiento de Avalonia hacia Laurentia. En ese momento el Océano Rheico debió de proporcionar las conexiones necesarias para que se produjeran intercambios de fauna de edrioasteroideos, entre Gondwana y Laurentia.

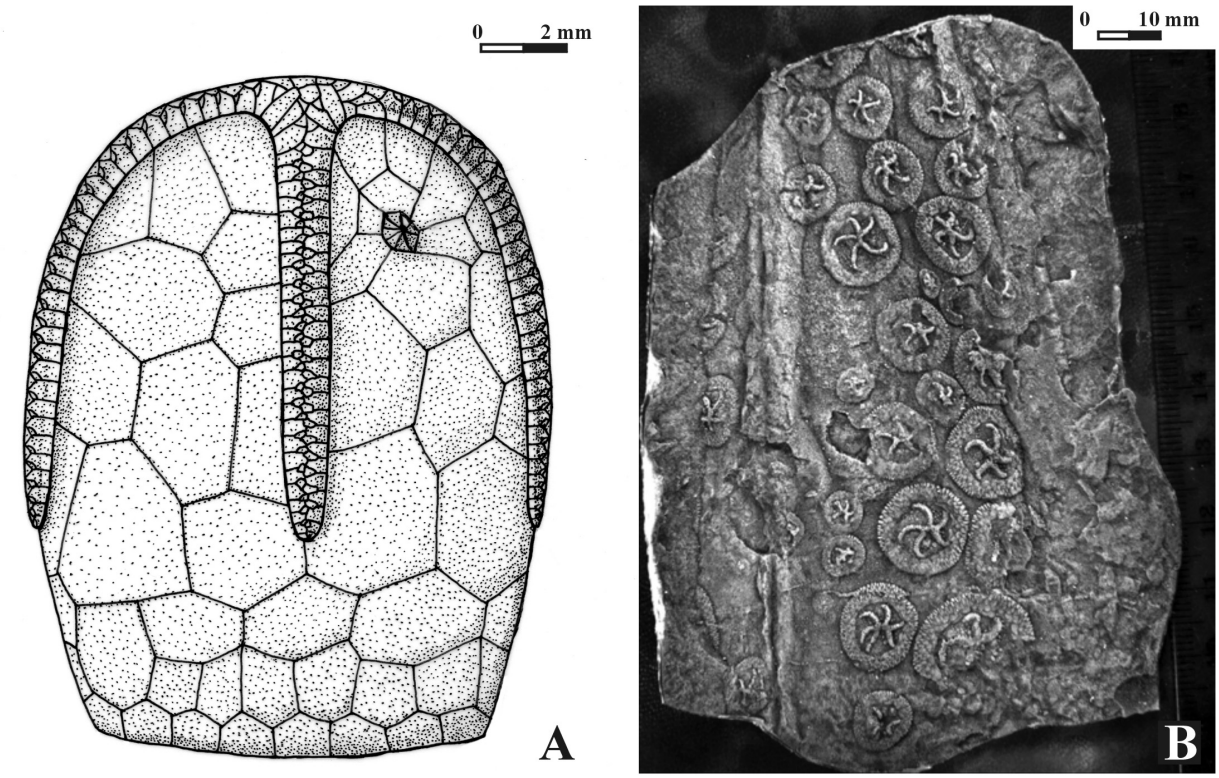


Figura 1. A. Reconstrucción de un edrioasteroideo (n. gen. n. sp.) de la Formación Fezouata Superior (Arenig) del Anti Atlas (Marruecos). **B.** Colonias de edrioasteroideos fijadas a conularias de gran tamaño. Formación Tiouririne Superior (Ashgill) de Marruecos.

Agradecimientos

Bertrand Lefebvre (Claude Bernard University, Lyon), Jim Sprinkle (University of Texas), J.C. Gutiérrez-Marco (Universidad Complutense, Madrid), y Roland y Véronique Reboul han proporcionado importantes especimenes para su estudio. Eduardo y Joaquín Espílez proporcionaron ayuda en los trabajos de campo recogiendo numerosos ejemplares. J.J. Álvaro y E. Villas (ambos de la Universidad de Zaragoza) han aportado importante información sobre la estratigrafía de Marruecos. Este trabajo es una contribución al Proyecto Consolíder CGL2006-12975/BTE ("MURERO") del Ministerio de Educación y Ciencia de España, y al Grupo Consolidado E-17 ("Patrimonio y Museo Paleontológico") de la Consejería de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón. El segundo autor (S.Z.) es becario predoctoral del Departamento de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón. Agradecemos a Patricio Domínguez (Universidad Complutense, Madrid) la revisión de este trabajo.

Referencias

Bell, B.M. 1976. A study of North American Edrioasteroidea. *New York State Museum Memoir* **21**, 446 pp.

Chauvel, J. 1966. Échinodermes de l'Ordovicien du Maroc. *Cahiers de Paléontologie* **166**, 1-120.

Chauvel, J. 1978. Compléments sur les echinodermes du Paléozoïque inférieur marocain (diploporites, éocrinoïdes, édrioastéroïdes). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* **39(272)**, 27-78.

Comunicaciones.

Simposio PICG 506:

Jurásico marino y no marino:
Correlación global y grandes eventos geológicos

Marine and Non-marine Jurassic:
global correlation and major geological events

Aspectos palinológicos de la Formación Vega (Ribadesella). Jurásico Superior de Asturias

Barrón, E.[1], García-Ramos, J.C.[2], Piñuela, L.[2] y Ruiz-Omeñaca, J.I.[2]

1: Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid. España. e.barron@igme.es
2: Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), E-33328 Colunga; y Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. E-33003 Oviedo. España. www.dinoastur.com, jcgramos@geol.uniovi.es, lpinuela@geol.uniovi.es, jigruiz@unizar.es

En este trabajo se estudian, desde un punto de vista palinológico, sedimentos ricos en materia orgánica de la Formación Vega recogidos en la playa de Vega (municipio de Ribadesella).

La Formación Vega consta de una alternancia de conglomerados silíceos, areniscas gris claras y rojizas y lutitas rojas y grises, predominando las dos últimas. Localmente se intercalan algunos tramos de calizas grises. La sucesión se ordena habitualmente en ciclos granodecrecientes de espesor métrico. Se trata de un ambiente aluvial con ríos meandriformes de funcionamiento efímero. En las llanuras de inundación destacan los suelos de tipo caliche y ocasionalmente episodios lacustres. Los aportes provienen de un relieve situado al SW en la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), asociado al episodio de rifting del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

Se han preparado muestras de 10 niveles de las cuales únicamente 5 han sido positivas desde un punto de vista palinológico. Éstas presentaron una elevada riqueza con más de 500 palinomorfos en cada una de ellas.

Las asociaciones registradas se encuentran dominadas numéricamente por granos de polen de gimnospermas anemófilas de los géneros *Spheripollenites*, *Araucariacites*, *Callialasporites* y *Exesipollenites*. De forma más escasa, pero estimable en algunos niveles, aparecen granos de polen circunsulcados de *Classopollis* y monosulcados de *Cycadopites*.

La representación de esporas de criptógamas vasculares es menor, seguramente debido a un problema de producción (lo hicieron en menor cantidad que los granos de polen) y transporte (al ser más pesadas que el polen y, en algunos casos, hidrófilas). Se destaca la presencia constante de esporas trilete psiladas del género *Cyathidites* a lo largo de toda la secuencia estudiada. Los niveles JRVP1 y JRVP4 muestran una mayor diversidad de esporas, destacándo por su abundancia el conjunto de las trilete verrucadas en donde se incluyen géneros como *Converrucosisporites*, *Lophotriletes* y *Rubinella*.

El origen continental de los sedimentos estudiados se pone de manifiesto por la alta proporción de miosporas, la presencia de colonias de *Botryococcus* en alguno de los niveles estudiados, la escasa representación de acritarcos y la ausencia de quistes de dinoflagelados. La cercanía del mar se deja ver en los niveles JRVP1, JRVP3 y JRVP4 por los altos porcentajes de Araucariaceae, valores de Pteridospermophyta y, tal vez, por la relevancia de Cheirolepidiaceae en el nivel JRVP1 (Fig. 1); para confirmar esto último se requiere un mayor número de muestras polínicas.

La presencia puntual de esporas del género *Cicatricosisporites* indica que los sedimentos de la Formación Vega no pueden ser más antiguos del Kimmeridgiense (Van Erve & Mohr, 1988; Van Erve *et al.*, 1988). Por su parte, los porcentajes que presenta el género *Spheripollenites*, junto con los de Araucariaceae podrían señalar que nos encontramos al principio del cambio florístico que se desarrolló en el Oeste de Europa durante el Kimmeridgiense y que estuvo determinado por un descenso de la representatividad del polen de Araucariaceae y Cheirolepidiaceae y dominancia de *Spheripollenites* (Filatoff, 1975).

El estudio cuantitativo (Fig. 1) revela una vegetación determinada por gimnospermas con un sotobosque de helechos y lycopodios. Por lo general el clima debió ser de tipo subtropical, cálido y seco. Los valores que presentan los niveles JRVP1y JRVP4 indican unas condiciones más húmedas que el resto debido a los porcentajes de Lycophyta, y a la influencia marina ya mencionada anteriormente. La presencia de *Botryococcus* en JRVP4 podría señalar la existencia de lagunas o marismas costeras. El descenso de Araucariaceae, Cheirolepidiaceae, Lycophyta, Osmundaceae y Pteridospermophyta, contrasta en JRVP7 con el aumento de *Spheripollenites* y del grupo de las Cycadales/Ginkgoales/Bennettitales/Gnetales, representado por *Exesipollenites*, *Monosulcites* y *Eucommiidites*, lo que podría ser indicativo de un aumento de las condiciones de aridez en la zona.

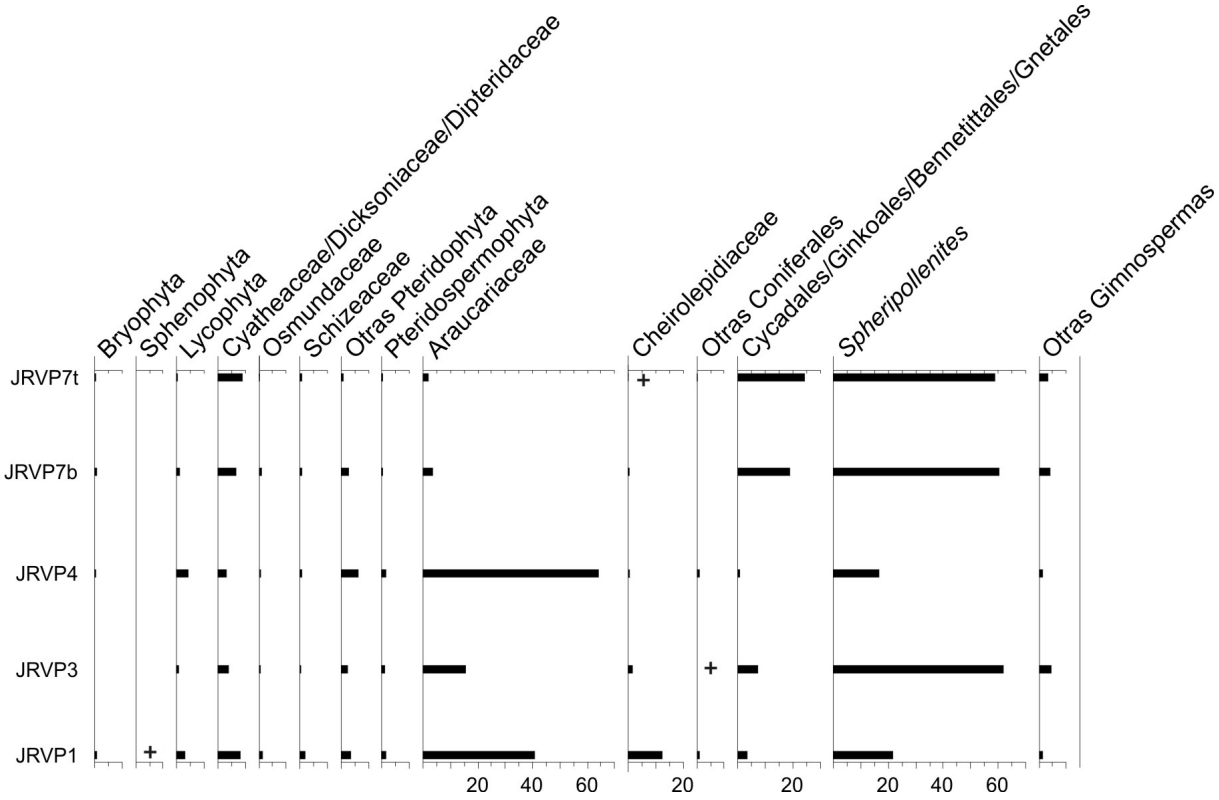


Figura 1. Diagrama polínico sintético de la Formación Vega (Kimmeridgiense, Ribadesella, Asturias). El símbolo + indica presencia puntual en un nivel determinado.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto CGL 2005-01765/BTE del MEC y el Protocolo CN-04-226 entre la Universidad de Oviedo y la Consejería de Cultura y Turismo del Principado de Asturias.

Referencias

Filatoff, J. 1975. Jurassic Palynology of the Perth Basin, Western Australia. *Palaeontographica Abteilung B: Palaeophytologie* **154(1-4)**, 1-133.

Van Erve, A. & Mohr, B. 1988. Palynological investigations of the Late Jurassic microflora from the vertebrate locality Guimarota coal mine (Leiria, Central Portugal). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte* **1988(4)**, 246-262.

Van Erve, A.W., Besems, R.E. & Love, C.F. 1988. A palynological investigation of some Lower Kimmeridgian deposits from Spain. *Journal of Micropalaeontology* **7(2)**, 217-232.

Los Rhynchonellida (Brachiopoda) del Jurásico Inferior en la costa de Asturias (España)

Comas-Rengifo, M.J.[1], García Joral, F.[1], Goy, A.[1] y Rodrigo, A.[2]

1: Departamento y UEI de Paleontología UCM-CSIC, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid e Instituto de Geología Económica. c/ José Antonio Novais, 2. E-28040 Madrid. España. mjcomas@geo.ucm.es, fgjoral@geo.ucm.es, angoy@geo.ucm.es
2: Museo Geominero, IGME. c/ Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid, España. a.rodrigo@igme.es

El registro de Rhynchonellida en los afloramientos del Jurásico Inferior de la costa asturiana, comienza a ser frecuente en el Sinemuriense superior. Al ser organismos de vida sedentaria, filtradores y suspensívoros, su distribución está condicionada por la evolución de los paleoambientes que se modifican notablemente en el intervalo Sinemuriense-Pliensbachiense (Valenzuela *et al*., 1986). En general, la diversidad específica es mayor coincidiendo con los episodios transgresivos de los ciclos de segundo orden LJ-2, LJ-3 y LJ-4 (Gómez & Goy, 2005). Sin embargo, los Rhynchonellida se ven afectados por la extinción masiva que tiene lugar en el Toarciense inferior, en el tránsito entre las zonas Tenuicostatum y Serpentinus (García Joral & Goy, 2004), desapareciendo del área estudiada hasta la Zona Variabilis del Toarciense superior. A partir de este momento vuelven a registrarse con cierta frecuencia, pero con baja diversidad.

Han sido citados por diferentes autores clásicos desde el siglo XIX y más recientemente por Suárez-Vega (1974) y García Joral & Goy (2004) entre otros, pero aún no han sido motivo de un estudio específico.

Durante el intervalo Sinemuriense-Toarciense inferior los braquiópodos reconocidos corresponden, en su mayor parte, a Tetrarhynchiidae, siendo los géneros *Tetrarhynchia* (*T*. aff. *ranina*, *T*. *dunrobinensis*, *T*. *tetraedra*, *T*. *dumbletonensis*) y *Gibbirhynchia* (*G*. *curviceps*, *G*. *amalthei*, *G*. *northamptonensis*, *G*. *micra* y *G*. *cantabrica*), los que están mejor representados. De *Tetrarhynchia* se han registrado especies que se suceden a lo largo del Sinemuriense y Pliensbachiense, siendo particularmente abundantes: una del Sinemuriense, seguramente nueva, que había sido citada con diferentes denominaciones por distintos autores y como "*Rhynchonella*" (*Homoeorhynchia*) sp. A por Suárez-Vega, 1974 así como *T*. *dunrobinensis* en el tránsito entre los pisos Sinemuriense y Pliensbachiense. De *Gibbirhynchia* se han registrado también varias especies que se suceden a lo largo del Pliensbachiense y Toarciense (Zona Tenuicostatum), siendo las más abundantes *G*. *curviceps* en las zonas Jamesoni e Ibex y *G*. *cantabrica* en la parte superior de la Zona Spinatum y en la Zona Tenuicostatum. Otros géneros de Rhynchonellidae (*Piarorhynchia* y *Furcirhynchia*) y Tetrarhynchiidae (*Quadratirhynchia*) tienen un desarrollo puntual en las zonas Jamesoni, Davoei y Margaritatus-Spinatum respectivamente.

Las otras familias representadas aparecen de forma esporádica: Prionorhynchidae (*Prionorhynchia*) en el Sinemuriense superior, Cyclothyrididae (*Squamirhynchia*) en el Pliensbachiense, (Zona Ibex), y Basiliolidae (*Pseudogibbirhynchia*, *Soaresirhynchia*) y Norellidae (*Praemonticlarella*) en el Toarciense superior.

En el Sinemuriense y en la mayor parte del Pliensbachiense, con pocas excepciones, los Rhynchonellidae reconocidos son los mismos que los encontrados en la Cordillera Ibérica y en los Pirineos (Comas-Rengifo, 1982; Alméras & Fauré, 2000) y corresponden a taxones de distribución geográfica muy amplia. Algunos de ellos, como *G*. *curviceps*, permiten la correlación con áreas muy alejadas como los Balcanes o el Caúcaso. En la parte superior de la Zona Spinatum del Pliensbachiense y en la Zona Tenuicostatum del Toarciense se han registrado taxones típicos del Pliensbachiense superior de la provincia del NO de Europa

acompañados por otros de distribución geográfica más restringida. La especie dominante es *Gibbirhynchia cantabrica*, que se distribuye a lo largo de la cornisa Cantábrica, desde Asturias hasta los Pirineos occidentales y en el borde sur del Macizo armoricano. Por encima del último nivel con *G. cantabrica* se aprecia un pequeño tramo de "black shales" y los braquiópodos desaparecen para no volver a estar representados hasta la Zona Variabilis del Toarciense superior. En este momento se instalan en la cuenca dos especies de Basiliolidae, *Pseudogibbirhynchia bothenhamptonensis* y *Soaresirhynchia renzi*. Ambas son más frecuentes durante el intervalo transgresivo del ciclo LJ-4 y en particular en materiales de la Subzona Insigne. Se ha encontrado también *Praemonticlarella* sp., registrada con pocos ejemplares desde la Subzona Insigne hasta la Subzona Levesquei. Estas especies son diferentes a las reconocidas en el este de España, y muy similares a las descritas en la zona distal de la cuenca Lusitánica (*cf*. Andrade, 2006).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL2005-1765/BTE, CGL2005-4574/BTE y CGL2008-01273/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

Alméras, Y. & Fauré, P. 2000. Les brachiopodes liasiques des Pyrénées. Paléontologie, biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoenvironnements. *Strata* **36**, 1-395

Andrade, B. 2006. Los braquiópodos del tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio de la Cuenca Lusitánica (Portugal). *Coloquios de Paleontología* **56**, 5-194.

Comas-Rengifo, M.J. 1982. *El Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 591 pp. (*Colección Tesis Doctorales Universidad Complutense de Madrid*, 19/85: 591 pp., Madrid).

García Joral, F. & Goy, A. 2004. Los Braquiópodos del Toarciense (Jurásico inferior) en Asturias: Distribución Estratigráfica, Eventos Críticos y Paleobiogeografía. In: *Resúmenes de comunicaciones y excursiones del Simposio Homenaje a D. Jiménez de Cisneros y Hervás* (Eds. García del Cura, M.A., Tent-Manclús, J.F., Lancis, C. & Baeza-Carratalá, J.F.). Universitat d'Alacant, Alicante, 134-137.

Gómez, J.J. & Goy, A. 2005. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system Eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **222**, 77-94.

Suárez-Vega, L.C. 1974. Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica* **3**, 1-368.

Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. & Suárez de Centi, C. 1986. The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología* **13**, 217-235.

Los principales grupos de bivalvos del Jurásico Superior de Asturias

Delvene, G.[1], Piñuela, L.[2], García-Ramos, J.C.[2] y Ruiz-Omeñaca, J.I.[2]

1: Instituto Geológico y Minero de España. c/ Ríos Rosas, 23. E-28003 Madrid. España. g.delvene@igme.es
2: Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), E-33328 Colunga; y Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. E-33003 Oviedo. España. www.dinoastur.com, jcgramos@geol.uniovi.es, lpinuela@geol.uniovi.es, jigruiz@unizar.es

Los moluscos constituyen el grupo de invertebrados más abundante en los yacimientos del Jurásico Superior de la costa asturiana. Una prospección preliminar realizada recientemente, pone de manifiesto el potencial de este material paleontológico, es decir, la gran abundancia de moluscos, su diversidad y buen estado de conservación. El objetivo principal de este trabajo es realizar la identificación taxonómica de los bivalvos que aparecen asociados a los yacimientos de icnitas de dinosaurios (García-Ramos *&* Piñuela*,* 2006). Nuestro trabajo se centra en el Grupo Ribadesella (Kimmeridgiense), de 800 m de potencia que incluye cuatro formaciones parcialmente interdigitadas: La Ñora, Vega, Tereñes y Lastres, de las cuales la última es la que mayor diversidad de bivalvos contiene y de donde proceden los ejemplares estudiados. Los bivalvos del Jurásico Medio y Superior de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica fueron tratados por Delvene (2001, 2003), tanto desde el punto de vista taxonómico como paleoecológico. Estos trabajos muestran grupos típicamente marinos en ambientes de plataforma carbonatada. Es de sumo interés el estudio de los bivalvos del Kimmeridgiense asturiano, y comparar así que especies pueden habitar estos ambientes más restringidos o bien cuales son capaces de habitar en subambientes donde los cambios de salinidad son patentes. Delvene & Fürsich (2002), dieron a conocer el registro de bivalvos del Jurásico Medio y Superior que está presente en la colección española del Museo Geominero (IGME) y realizaron una actualización taxonómica. Posteriormente se ha podido constatar que parte del material asturiano fue figurado por Almela *et al*. (1955). En este trabajo hacen una revisión exhaustiva de todos los autores previos que tratan la franja costera asturiana desde el punto de vista geológico así como su discusión y atribución al Jurásico y/o Cretácico de estos materiales. Tanto en el trabajo citado de 1955 como en el de Almela & Ríos (1962), los bivalvos registrados fueron asignados al Dogger. Sin embargo, Suárez-Vega (1974) clarificó las atribuciones de estos materiales al Jurásico/Cretácico y los niveles con los bivalvos que aquí estamos tratando fueron atribuidos al Kimmeridgiense. También Delvene & Fürsich (2002) indicaron que varios de estos registros parecían corresponder al Oxfordiense superior-Kimmeridgiense (por ejemplo los registros: MGM1831J, 1800J, 1833J) e incluso algunos de ellos al Jurásico terminal-Cretácico Inferior (MGM2138J). Las muestras estudiadas corresponden a 4 localidades diferentes: Playa de la Ñora, Punta de Tazones-Acantilado al N de Tazones, Gijón y Oviedo. Todas ellas estaban asignadas al Jurásico Medio, de acuerdo con la base de datos del museo, pero podemos aventurar su pertenencia a la Formación Lastres, ya que la misma aflora de forma continuada desde el este de la Playa de la Ñora hasta el Puerto de Tazones. En la Tabla 1 se pueden observar las determinaciones antiguas y actuales así como la relación de registros figurados/citados en los trabajos de Almela *et al*. (1955) y Delvene & Fürsich (2002). Se han examinado las etiquetas antiguas que acompañan a los fósiles estudiados y se ha visto que casi todos podrían corresponder a un mismo ingreso en el Museo Geominero. Las especificaciones de las etiquetas, respecto a localidad y edad de los registros coinciden en gran medida con las determinaciones de los trabajos de Almela *et al*. (1955) y Almela & Ríos (1962). Una de las especies más abundantes es *Jurassicorbula edwardi* (SHARPE), que había sido identificada como *Pleuromya teneuistria* AGASSIZ y *Pleuromya alduini* AGASSIZ por los autores antes mencionados y como *Corbula mosensis* BUVIGNIER por Suárez-Vega (1974). Numerosos ejemplares de *J. edwardi* de la Formación

Lastres se encuentran depositados en el Museo del Jurásico de Asturias (registros MUJA0126, 0127, 0623, 1497), y también se ha recogido abundante material de la serie de Aranzón (Quintueles). Otro registro abundante es el de *Isognomon (I.) rugosum* (MÜNSTER *in* GOLDFUSS), contamos con el ejemplar MGM1827J del Museo Geominero (Tabla 1) y con varios registros procedentes de la Formación Lastres depositados en el Museo del Jurásico de Asturias (MUJA0566, 0624, 1503). Hay abundantes restos de bivalvos pertenecientes a los órdenes Veneroida y Trigonioida procedentes de la serie de Aranzón (Formación Lastres), que se están determinando en la actualidad. El material estudiado procede tanto de diversas campañas de campo como de los fondos del MUJA, recientemente incrementados con la donación de la colección de invertebrados de D. Luis Carlos Suárez-Vega. Gran parte del material fósil se encuentra actualmente en régimen de préstamo en el Museo Geominero.

Registros del Museo Geominero (IGME)	Almela *et al.* (1955)	Delvene & Fürsich (2002)	Localidad de acuerdo con Almela *et al.* (1955)
MGM1801J	*Thracia lata* GOLDFUSS (Lám. 1, Fig.1)	Bivalvia indet. (pág. 205)	Playa de la Ñora
MGM1806J	*Cucullaea clathrata* LECK. (Lám. 1, Fig. 2)	*Protocardia (P.)* sp. (pág. 201)	Costa al oeste del Cabo de Lastres
MGM1800J	*Pleuromya tenuistria* AGASS. (Lám. 1, Fig. 3)	*Jurassicorbula edwardi* (SHARPE) (pág. 201)	Punta de Tazones
MGM4697J	*Pleuromya Alduini* AGASS. (Lám. 1, Fig. 4)	*Jurassicorbula edwardi* (SHARPE) (pág. 201)	Acantilado al norte de Tazones
MGM1837J	*Mytilus (Pachymytilus) Struckmani* CHOFFAT (Lám. 1, Fig. 5)	*Isognomon (I.) rugosum* (MÜNSTER *in* GOLDFUSS) (Lám. 1, Fig. 3, pág. 200)	Costa al oeste del Cabo Lastres
MGM1831J	*Gervillia bathonica* MORRIS, LYCETT (Lám. 1, Fig. 6)	*Isognomon (I.)* sp. (pág. 200)	Costa al oeste del Cabo Lastres
MGM2138J	Identifica 11 especies diferentes en una muestra que es una lumaquela, (Lám. 2, Figs. 1-11)	Se identifican *Grammatodon (Cosmetodon)* sp., *Nicaniella (N.)* sp. y *Jurassicorbula* sp. (págs. 200-202)	Acantilado al norte de Tazones

Tabla 1. Bivalvos del Jurásico Superior de Asturias de la colección del Museo Geominero.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2006-10380 (Ministerio de Educación y Ciencia) y al Protocolo CN-04-226 (Consejería de Cultura y Turismo del Principado de Asturias y Universidad de Oviedo).

Referencias

Almela, A. & Ríos, J.M. 1962. *Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la Costa Cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto).* Empresa nacional "Adaro" de investigaciones mineras, 5-68.

Almela, A., Ríos, J.M. & de la Revilla, J. 1955. Acerca de la edad de la facies Wealdense del Norte de Asturias. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **37**, 113-131.

Delvene, G. 2001. Middle and Upper Jurassic bivalves from the Iberian Range (Spain). *Beringeria,* **28**, 43-127.

Delvene, G. 2003. Middle and Upper Jurassic bivalve associations from the Iberian Range (Spain). *Geobios,* **36**, 519-531.

Delvene, G. y Fürsich, F.T. 2002. Catálogo de los bivalvos españoles del Jurásico Medio y Superior depositados en el Museo Geominero (IGME, Madrid). *Boletín Geológico y Minero,* **113(2)**, 199-210.

García-Ramos, J.C. y Piñuela, L. 2006. El Muja: un museo en torno a las icnitas asturianas de dinosaurios. En: *Actas. Simposio Internacional "Huellas que perduran. Icnitas de Dinosaurios: patrimonio y recurso"* (F. Torcida Fernández-Baldor, Coord.). Fundación del Patrimonio Histórico de Castilla y León, Valladolid, 245-264.

Suárez-Vega, L.C. 1974. Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **3**, 1-368.

Cambios en las asociaciones de foraminiferos y ammonoideos y su relación con las variaciones climáticas durante el tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio en la Cuenca Vasco-Cantábrica (N de España)

Gómez, J.J.[1], Canales, M.L.[2], Ureta, S.[2] y Goy, A.[2]

1: Departamento y UEI de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). c/ José Antonio Novais, 2. E-28040 Madrid. España. jgomez@geo.ucm.es

2: Departamento y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). c/ José Antonio Novais, 2. E-28040 Madrid. España. mcanales@geo.ucm.es, solureta@geo.ucm.es, angoy@geo.ucm.es

El estudio estratigráfico, paleontológico y geoquímico realizado en 10 secciones representativas del tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio (Toarciense superior-Aaleniense-Bajociense inferior) en la Cuenca Vasco-Cantábrica, ha permitido establecer una relación entre la distribución de las asociaciones fósiles de foraminiferos y ammonoideos y los cambios de temperatura detectados en esta cuenca a lo largo del intervalo estratigráfico estudiado. Las secciones se encuentran cerca de las localidades de Salinas de Pisuerga, Rebolledo de la Torre, Cillamayor, San Andrés, Camino, San Miguel de Aguayo, Pujayo, Castillo Pedroso, Tudanca y Sopeña.

La caracterización de las zonas y subzonas del intervalo Toarciense superior-Bajociense inferior en estas secciones se ha realizado a partir del estudio de más de 700 ejemplares de ammonoideos, obtenidos en un total de 276 asociaciones registradas. Su determinación taxonómica se ha basado en los trabajos de Ureta (1985), Martínez (1992) y Linares & Sandoval (1996). Su estudio tafonómico ha permitido reconocer procesos de deriva necroplanctónica e identificar el carácter démico o adémico de los diferentes grupos.

El análisis bioestratigráfico llevado a cabo pone de manifiesto que en la Cuenca Vasco-Cantábrica todas las zonas y subzonas del tránsito Jurásico Inferior-Jurásico Medio se encuentran representadas en la mayor parte de las localidades. Su correlación entre las secciones estudiadas muestra un aumento progresivo de la tasa se sedimentación desde el SW y N hacia la región central de la cuenca, localizándose el depocentro en la zona de San Miguel de Aguayo.

El análisis de los foraminíferos se ha realizado sobre 49.720 ejemplares, obtenidos en un total de 96 muestras. Su estudio detallado a nivel taxonómico, tafonómico, bioestratigráfico y paleoecológico fue realizado por Canales (2001).

El estudio geoquímico ha consistido en el análisis de los isótopos de C y O, a partir de 55 muestras de calcita, procedentes de belemnites recogidos en las secciones estudiadas. Con el fin de descartar alteraciones diagenéticas, los belemnites han sido analizados mediante catodoluminiscencia antes de proceder a su muestreo. Los resultados obtenidos han permitido realizar curvas isotópicas compuestas, en las que se han observado varias anomalías significativas, tanto en la curva del $\delta^{13}C_{bel}$ como en la curva del $\delta^{18}O_{bel}$. El cálculo de la curva de paleotemperaturas para el intervalo estratigráfico estudiado se ha realizado a partir de los valores del $\delta^{18}O_{bel}$, utilizando la ecuación de Anderson & Arthur (1983).

La temperatura media calculada para el intervalo Toarciense superior-Bajociense inferior es 18,3ºC. Este valor es compatible con la posición paleolatitudinal de la Península Ibérica en el Toarciense y con el hecho de que el clima jurásico habría sido más cálido que el actual. Sin embargo, este valor no se mantiene constante, sino que se han detectado 2 intervalos de enfriamiento y otros 2 de calentamiento. El primer enfriamiento se produce en la Subzona Comptum, con un valor medio de la temperatura de 15,7ºC, lo que supone un descenso de

4,3ºC respecto a los valores medios de temperatura calculados para la transición Toarciense/Aaleniense. En la Subzona Bradfordensis se detecta un notable y rápido incremento de la temperatura, con un valor medio de 20,6ºC, aunque se llegan a alcanzar valores de 24,3ºC. En el tránsito entre las Subzonas Gigantea y Concavum se registra un nuevo enfriamiento, con valores medios de la temperatura de 16,5ºC. Por último, durante la Subzona Limitatum, e incluso extendiéndose hasta la base del Bajociense inferior, se produce un nuevo calentamiento, con temperaturas medias que superan los 20ºC.

Los organismos bentónicos (foraminíferos) y nectónicos (ammonoideos) que habitaron la Cuenca Vasco-Cantábrica durante este intervalo se vieron afectados por estos cambios en las temperaturas de las aguas. Este hecho es especialmente notable en las formas bentónicas, cuyas apariciones y desapariciones en los diferentes intervalos estratigráficos pueden ser correlacionadas con los cambios climáticos detectados. Las formas nectónicas, menos ligadas al medio, se vieron afectadas en menor medida, pero también presentan cambios en la composición de las asociaciones, manifestados en variaciones de abundancia y frecuencia relativa de los diferentes grupos identificados.

En la Cuenca Vasco-Cantábrica, durante el Toarciense superior y el Aaleniense inferior las asociaciones de foraminíferos son muy similares a las que se encuentran en otras plataformas del NW de Europa. Los ammonoideos presentan abundancias y diversidades en general bajas. Durante el enfriamiento de la Subzona Comptum se produce un notable incremento tanto en la diversidad de las asociaciones de foraminíferos como en la abundancia y diversidad de las asociaciones de ammonoideos. Durante el rápido incremento de la temperatura que se registra en la Subzona Bradfordensis, se produce un cambio en la tendencia observada en las asociaciones de foraminíferos, de manera que comienza a producirse una progresiva pérdida en la diversidad de las asociaciones, que continuará hasta el final del intervalo estratigráfico estudiado. De forma análoga, las asociaciones de ammonoideos experimentan una notable crisis en la abundancia, que alcanza un mínimo en la Subzona Gigantea. El descenso de temperatura que se registra en las Subzonas Gigantea y Concavum provoca una nueva disminución en la diversidad de las asociaciones de foraminíferos, ya que desaparecen el 19,2% de las especies registradas previamente. Sin embargo, coincidiendo con este enfriamiento los ammonoideos experimentan un nuevo incremento en la abundancia. El tránsito Aaleniense-Bajociense supone un nuevo aumento de temperatura, que provoca una importante disminución en la diversidad, tanto de foraminíferos como de ammonoideos, cuyo alcance podría extenderse a otras áreas geográficas, al menos de la Península Ibérica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos CGL2005-04574/BTE y CGL2005-01765/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia.

Bibliografía

Anderson, T.F. & Arthur, M.A. 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: *Stable isotopes in sedimentary geology* (Ed. M.A. Arthur). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEMP Short Course, 10), Tulsa, 1-151.

Canales, M.L. 2001. Los foraminíferos del Aaleniense (Jurásico Medio) en la Cuenca Vasco-Cantábrica (N de España). *Revista Española de Micropaleontología* **33**, 253-438.

Linares, A. & Sandoval, J. 1996. The genus *Haplopleuroceras* (Erycitidae, Ammonitina) in the Betic Cordillera, Southern Spain. *Geobios* **29**, 287-305.

Martínez, G. 1992. *Hammatoceratinae (Ammonitina) del Toarciense superior y Aaleniense en la Cordillera Ibérica*. Editorial Complutense (Colección Tesis Doctorales, 374/92), Madrid, 311 pp.

Ureta, M.S. 1985. *Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonitina) del Aaleniense en el Sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica*. Editorial Complutense (Colección Tesis Doctorales, 158/85), Madrid, 452 pp.

Rhaetian and Hettangian bivalves from the Triassic-Jurassic boundary beds in Asturias and Palencia

Márquez-Aliaga, A.[1], Damborenea, S.[2] & Goy, A.[3]

1: Departamento de Geología e Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva (ICBiBE), Universidad de Valencia. c/ Dr. Moliner 50. E-46100 Burjassot. Spain. Ana.Marquez@uv.es
2: Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n. B1900FWA La Plata. Argentina. sdambore@fcnym.unlp.edu.ar
3: Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (IGE-CSIC), Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. E-28040 Madrid. Spain. angoy@geo.ucm.es

The Triassic-Jurassic boundary beds from Asturias have been known for a long time, but have only recently been studied in detail from several points of view (see review in Gómez *et al.*, 2007). The palynological contents of these beds is now very well known (Barrón *et al*., 2006) but the scarce invertebrate fauna is not, in part due to the poor preservation of the material involved. All the available bivalve material from the boundary beds in Asturias and Palencia was systematically revised and an environmental interpretation is attempted. The material described was collected at the following localities in Asturias (from west to east): Corvera, Fabares, Bárzana, Colunga, Caravia y Pedrosa; and in Palencia: Barrio San Pedro and Salinas de Pisuerga. Preservation is poor at all localities, specimens appear as moulds or abraded recrystalized shells, with few details preserved.

The dominant Rhaetian bivalves are *Isocyprina concentrica* (MOORE) and *Bakevellia praecursor* (QUENSTEDT). These species, together with *Isocyprina* cf. *ewaldi* (BONNERMANN), "*Pteromorphus"* cf. *elongatus* (MOORE), *Pteromya* cf. *longportensis* (RICHARSON & TUCHER), "*Placunopsis*" cf. *alpina* (WINKLER), *Modiolus* cf. *minimus* (SOWERBY) and *Paleocardita* cf. *austriaca* (VON HAUER), with a specimen of *Arcestidae* (?), represent a similar assemblage to that found in the Westbury and Lilstok formations (Penarth Group) in the late Rhaetian of southern England (Ivimey-Cook *et al*., 1999).

The most abundant Hettangian species can be referred to the genus *Eotrapezium*. Some Hettangian bivalves from these beds were illustrated by Gómez *et al.* (2005), identified as *Cuneigervillia rhombica* (COSSMANN), *Eomiodon menkei* (DUNKER) and *Pteromya tatei* (RICHARDSON & TUTCHER). This material was found associated to ammonites referred to *Caloceras pirondi* Reynès and *Psiloceras* sp.

All Hettangian shell beds examined have very low diversity, and in fact, most of them can be regarded as monotypic. This in itself is a measure of the low complexity of the community structure, and a biological indication that they may belong to marginal marine environments, with high environmental stress levels. Even the more diverse association, the *Pteromya-Cuneigervillia-Eomiodon* association of Fabares and Colunga, was probably also salinity controlled, and beds with similar fauna were regarded by some authors as belonging to the brachyhaline regime (18-30‰). Other biological features of these beds include absence of stenohaline higher taxa, such as ammonoids, brachiopods, echinoderms and cnidaria; a conservative shell morphology typical of reduced salinity environments; and size selection.

The fauna analyzed here clearly belongs to the same facies and environment as those described by Freneix & Cubaynes (1984) from Aquitaine and by Fauré (2002) from the Pyrenees. Apparently similar Rhaeto-Hettangian beds with *Eotrapezium* aff *germari* DUNKER have also been mentioned from the Pont Tiout Formation, Algeria. This fauna is completely different from coeval bivalve associations from other European Hettangian localities, such as those from Bergamo and Lombardy (Allasinaz, 1992).

The Triassic/Jurassic boundary cannot be precisely located at the studied sections on the bases of the bivalve faunas alone, but these indicate that passage beds in Asturias were deposited in a marginal marine environment and the benthonic fauna was dominated by shallow burrowing, suspensivorous bivalves.

Acknowledgements
This work has been supported, in part, by the "Catedra Unesco 2007" - Patronat Sud-Nort, Universitat de Valencia.

Referencias

Allasinaz, A. 1992. The Late Triassic-Hettangian bivalves turnover in Lombardy (Southern Alps). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **97(3-4)**, 431-454.

Barrón, E., Gómez, J.J., Goy, A. & Pieren, A.P. 2006. The Triassic-Jurassic boundary in Asturias (northern Spain): palynological characterisation and facies. *Review of Paleobotany and Palinology* **138**, 187-208.

Fauré, P. 2002. Le Lias des Pyrénées. Tomes I, II. *Strata, Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentarire et Paléontologie de l´Université Paul-Sabatier, série 2, Mémoires* **39**, 1-365, 366-761.

Gómez, J.J., Goy, A. & Barrón, E. 2007. Events around the Triassic-Jurassic boundary in northern and eastern Spain: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **244**, 89-110.

Gómez, J.J., Goy, A. & Márquez-Aliaga, A. 2005. Bioestratigrafía del tránsito Triásico-Jurásico en Asturias: ammonoideos y bivalvos entre Avilés y Caravia (España). *Geo-Temas* **8**, 183-187.

Freneix, S. & Cubaynes, R. 1984. Biofaciès à *Cuneigervillia-Pteromya* et biofaciès à *Eomiodon* dans l'Hettangien du Quercy (Aquitaine orientale). *Geobios* **17(1)**, 5-17.

Ivimey-Cook, H.C., Hodges, P., Swift, A. & Radley, J.D. 1999. Bivalvia. In: *Fossils of the Rhaetian Penarth Group* (Eds. A. Swift & D.M. Martill). Palaeontological Association (Palaeontographical Association Field Guide to fossils, 9), London, 83-127.

El Triásico Medio (Anisiense) en facies Muschelkalk de Serra, Valencia

Márquez-Aliaga, A.[1], López-Gómez, J.[2], Márquez, L.[1], Plasencia, P.[1] y Ros, S.[1]

1: Departamento de Geología e Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva (ICBiBE), Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner 50. E-46100 Burjassot. España. Ana.Marquez@uv.es, leopoldo.marquez@uv.es, Pablo.Plasencia@uv.es, Sonia.Ros@uv.es

2: Instituto de Geología Económica, Departamento de Estratigrafía (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. E-28040 Madrid. España. jlopez@geo.ucm.es

En el presente trabajo se han estudiado las características sedimentarias, estratigráficas y bioestratigráficas de los sedimentos carbonatados del Triásico Medio (Facies Muschelkalk) de los alrededores de la localidad de Serra (Valencia). El interés que muestra el estudio de esta serie es doble. Por un lado, se encuentra en una zona que experimentó importantes cambios paleogeográficos durante el Triásico Medio, aspecto que determina sus características estratigráficas y sedimentarias. Por otro lado, muestra uno de los registros paleontológicos mejor conservados y más variados de esta facies en la Cordillera Ibérica. A pesar de estas características generales, los sedimentos de la facies Muschelkalk de esta serie no han sido estudiados en detalle hasta el momento, aunque existen trabajos, en general antiguos, que abordaron esta facies en la zona de Serra dentro de contextos regionales amplios. Los estudios más concretos sobre la paleontología de esta sección son de Márquez-Aliaga (1985) y de Márquez-Aliaga & Martínez (1996) en donde se define la "Asociación de Serra" para los bivalvos. Posteriormente, López-Gómez & Arche (1995) y López-Gómez *et al.* (1998) describen el ámbito del Triásico Levantino-Balear para el este de la Península Ibérica incluyendo la zona aquí estudiada.

La serie estudiada tiene una potencia de 105 m. y muestra un buen afloramiento a lo largo de la carretera de sus dos tercios inferiores. En conjunto es una serie que muestra 5 tramos litológicos principales y que denominaremos como 1 a 5 de muro a techo. Sus características son las siguientes: Tramo 1. Destaca como el primer resalte en campo, tiene una potencia de 10 m y se sitúa concordantemente sobre las margas de la facies Röt. Está constituida por dolomías de color gris oscuro, micro y mesocristalinas formando tramos de 40 cm, con ripples, estructuras criptoalgales, porosidad fenestral, intraclastos, peloides y algo de bioturbación hacia la base. A techo del tramo aparece un nivel de 1,7 m constituido por packestones-grainstones con restos de gasterópodos y formado por paquetes de 20 cm que muestra estratificación cruzada planar y de surco, y termina en un nivel que muestra alto contenido en Fe y Mn. Se interpreta este tramo como la evolución de una zona intermareal a otra submareal más energética, con barras que constituirían bajíos. Tramo 2. Constituye el verdadero yacimiento paleontológico de la sección de Serra. Destaca como el segundo resalte en campo, tiene una potencia de 26 m y se sitúa en contacto neto sobre el tramo 1. Está constituido por dolomías de color gris oscuro bioclásticas formando tramos de 10 a 80 cm que muestran ripples de oscilación, estratificaciones cruzadas planares y registro fósil de abundantes bivalvos *Hoernesia socialis* (SCHLOTHEIM), *Myophoria vulgaris* (SCHLOTHEIM), *Pleuromya elongata* (SCHLOTHEIM), *Pleuromya* cf. *fassaensis* (WISSMAN) y *Neoschizodus laevigatus* (GOLDFUSS); escasos y pequeños gasterópodos *Ampullina* sp y *Loxonema* sp.; raros foraminíferos *Abriolina* cf. *mediterranea* (LUPERTO); braquiópodos *Mentzelia*? sp.; y Nautiloideos. Estos niveles están intercalados con otros de margas compactas y oscuras de unos 10-15 cm, que presentan alta bioturbación representada por abundantes moldes de "Burrows" de tipo *Thalassinoides* dispuestos horizontalmente y formando los "Shrimp Burrow Jungle" de ambientes marinos poco profundos (Seilacher, 2007). Se interpreta este tramo como la alternancia de ambientes intermareales con otros de tipo submareal abierto, donde se formarían barras que migrarían en plataformas de tipo bajío aislando zonas más

protegidas. Tramo3. Presenta un resalte positivo que destaca respecto a los anteriores y una potencia de 36 m disponiéndose en contacto neto sobre el tramo anterior. Muestra tres tramos principales. El inferior, de 12 m de potencia, está constituido por dolomías ocres de grano fino a medio con estructuras de tipo criptalgal que se ordenan en niveles de 0,8 a 1,2 m y muestra un nivel milimétrico a techo con alto contenido en Fe. El tramo intermedio está constituido por dolomías ocres de grano fino, formando 8 secuencias de 1,2 m cuya base muestra estructuras criptalgales y hacia la parte más alta terminan en brechas de disolución o niveles milimétricos con alto contenido en Fe. El tramo superior está semicubierto y muestra niveles decimétricos de tipo grainstone con estructuras de corriente que alternan con niveles de doloesparita de color ocre que no superan los 20 cm de potencia. En conjunto, el tramo 3 se interpreta como la evolución de diferentes subambientes dentro de una zona intermareal con posibles exposiciones subaéreas puntuales que terminarían en zonas submareales más abiertas. Tramo 4. Al igual que el anterior muestra un resalte positivo marcado y presenta un contacto neto con el tramo anterior y una potencia de 12 m. Está constituido por dolomías de color oscuro y ocre de grano grueso. Se presenta en niveles de 1,1−1,3 m masivos con una marcada disolución a techo que afecta hasta 20 cm donde se concentran tramos con alto contenido en Fe. En la parte basal de estos niveles pueden observarse restos de *Unionites*? y bivalvos indeterminados. Este tramo se interpreta como la evolución de zonas protegidas, quizás de tipo submareal, hacia otra más someras con clara exposición subaérea. Tramo 5. Se trata de un nivel que muestra un resalte negativo comparado con el anterior y una potencia de 14 m. Está constituido por dolomías de grano medio-grueso de color gris claro, que forman secuencias de 0,2−0,3 con bioturbación a la base y porosidad fenestral, estructuras criptalgales a techo. Estas secuencias, en la parte mas alta del tramo, presentan también ripples de oscilación, mud-craks, nódulos de sílex y niveles milimétricos de margas a techo. Se interpreta este tramo como la evolución desde zonas intermareales que evolucionan a otras supramareales.

En lo referente a moluscos, se citan asociaciones muy parecidas en el Muschelkalk Inferior del Triásico Germánico de las "Lowlands" de Polonia (Senkowiczowa, 1985) y en los "Mecsek Mts." de Hungría datados como Pelsoniense (Szente, 1997). Por ello, consideramos que la asociación fósil estudiada permite atribuir los materiales de Serra al Anisiense. Pertenecen al Triásico Levantino-Balear de la Península Ibérica y en clara correspondencia con el dominio paleogeográfico del Paleo-Tethys.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2005-01520/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

López-Gómez, J & Arche, A., 1995. El Pérmico y el Triásico del Levante español. Características principales y consideraciones paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica* **19**, 201-234.

López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F. & Goy, A. 1998. Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I*, **9-10**, 1033-1084.

Márquez-Aliaga, A. 1985. *Bivalvos del Triásico Medio del Sector Meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides*. Editorial Complutense (Colección Tesis Doctorales, 40), Madrid, 429 pp.

Márquez-Aliaga, A. & Martinez, V. 1996. Asociaciones de bivalvos del Triásico en España. *Revista Española de Paleontología* **Número Extraordinario**, 101-111.

Seilacher, A. 2007. *Trace fossil Analysis*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 226 pp.

Senkowiczowa, H. 1985. The Roetian and Muschelkalk fauna in the Polish Lowlands. *Prace Instytutu Geologicznego* **117,** 5-41.

Szente, I. 1997. Bivalve assemblages from the Middle Triassic Muschelkalk of the Mecsek Mts, South Hungary. An overview. *Acta Geologica Hungarica* **40(4)**, 411-424.

Ammonite successions and biostratigraphy of Kimmeridgian and lowermost Tithonian from the Calanda region (NE Iberian Range, Spain)

Meléndez, G.[1], Atrops, F.[2] & Ramajo, J.[3]

1: Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna, 12. E-50009 Zaragoza. Spain. gmelende@unizar.es
2: Centre Sciences de la Terre, Université Claude Bernard. 27-43 Bd 11 Novembre. F-69622 Villeurbanne. France. Francois.Atrops@univ-lyon1.fr
3: Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Oficina de Proyectos. Manuel Lasala 44, 9º B. E-50009, Zaragoza. Spain. j.ramajo@igme.es

Kimmeridgian (Upper Jurassic) ammonite sequences from the region around Calanda (NE Iberian Range, Teruel, E Spain) have traditionally been the subject of special attention due to the good development of sequences under favourable facies, the completeness of the stratigraphic record and the wealth and diversity of ammonite associations, this last factor making them unique in the context of the Iberian Range. Biostratigraphic and palaeontological studies on ammonite sequences have been numerous since early 1980s, Atrops & Meléndez (1985) and Meléndez *et al*. (1999), being specially focused on the studied outcrops. Main biostratigraphic studies so far have focused on some "classical" areas in this region, (1) sections between the localities of Calanda and Mas de las Matas (Calanda area): Val de la Piedra, Calanda-road, and Calanda-mines (by the important lignite mines of this area). (2) Around the village of Alcorisa (the sections of the Gallipuén reservoir and the "Alto del Caballo"). (3) Between the villages of Bergé and Molinos (the "Molinos sections"), and (4) the sections around the localities of Ráfales, Cañada de Verich, La Cerollera, Peñarroya de Tastavins and Torrevelilla, which extend across the eastern sector of this region. The section of Val de la Piedra, some few kilometres South from Calanda, was selected as the reference section for the whole region (Atrops and Meléndez, *loc. cit*., Fig 1A).

The section of Val de la Piedra

Along the small gully of Val de la Piedra, the Kimmeridgian deposits appear well exposed, allowing a detailed record and study. Their common ammonite content has allowed a detailed reconstruction of the ammonite succession and biostratigraphy this fact being unique in the context of the Iberian Range (Fig. 1B). The lithological sequence forms a well-bedded interbedding of fine grey yellowish lithographic limestones and thin intercalations of white shaley marls, gradually turning into a thick, harder limestone bank sequence. The lower 20-25 m segment of this sequence, forming a more marly interval, corresponds to the lower Kimmeridgian including the Acanthicum Biozone and has been defined as the *Calanda Member*, the section of Val de la Piedra being also the type locality for this unit.

Platynota Biozone has been characterized in the lower 5-meter interval by the index-species *Sutneria platynota* (REINECKE) up to level 19. From level 20 to 27, a poorly fossiliferous 3-meter interval is doubtfully assigned to upper Platynota Biozone despite the lack of record of the index-species, on the basis of the affinities of the recorded species of *T.* (*Metahaploceras*). The Hypselocyclum Biozone, Lothari Subbiozone has been characterized between levels 28 and 30-a, by the common occurrence of representatives of *Ataxioceras (Atax.)* of the species *hypselocyclum* (FONTANNES), *lothari* (OPPEL), abundant, and *hippolytense* (scarce). It is not excluded that the Hippolitense Taxorrecord might be partly represented in this recorded association by a reelaborated entity. The Divisum Biozone is represented by the 25 cm thick bank 30-b, characterized by the common record of taxa *Crussoliceras, Garnierisphinctes*, and *Aspidoceras* of the species *A. uhlandi* (OPPEL), and *A. acanthicum* (OPPEL). The upper Kimmeridgian Acanthicum Biozone corresponds to a markedly expanded 12.5 m thick marly interval (the "*Acanthicum marls*"). It is characterized

by the common occurrence of *Aspidoceras acanthicum* (OPPEL), *A. (Physodoceras)* aff. *altenense* (D'ORBIGNY), *Nebrodites peltoideus* (GEMMELLARO) and *Progeronia (Hugueninsphinctes*) of the species *lictor* (FONTANNES) and *breviceps* (QUENSTEDT).

Above the marly interval, a c. 38 m thick, markedly less fossiliferous carbonate interval, formed by regularly bedded grey-white micritic to lithographic limestones represents the upper Kimmeridgian: the Acanthicum Biozone (upper part) in the lower meters of the sequence, and the Eudoxus Biozone by the rare record of *Sutneria eumela* (D'Orbigny) and *Progeronia* sp. nov. The uppermost Beckeri Biozone may be represented in the overlying, non-fossiliferous interval. However, a next fossiliferous bank including different forms of *Lithacoceras (Subplanites)* and *Lithacoceras (Virgalithacoceras)* aff. *acricostatum* Ohmert & Zeiss, clearly belongs to the basal Tithonian, Hybonotum Biozone (cfr. Atrops and Meléndez, 1985) this data being the sole reference so far to the Tithonian stage, dated by ammonites in the Jurassic of the Iberian Range.

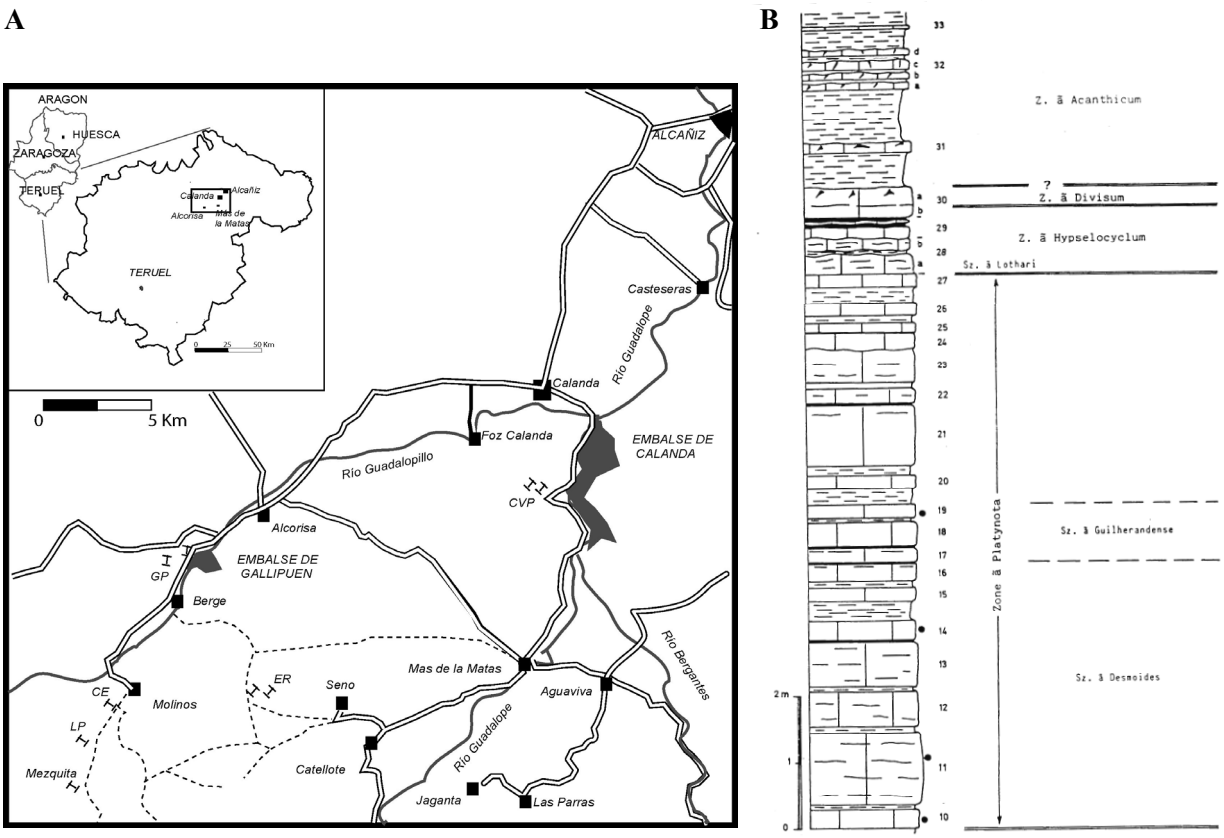


Fig. 1: The described Kimmeridgian section. **A:** Geographic location of the studied sections. **B:** Stratigraphic log (lower Kimmeridgian at Val de la Piedra section).

Acknowledgements

Research projects: E-17: Patrimonio y Museo paleontológico (DGA) and 2000/ 0043 (Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel).

References

Atrops, F. & Meléndez, G. 1985. Kimmeridgian and lower Tithonian from the Calanda-Berge area (Iberian Chain, Spain). In: *International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Erlangen, September 1-8, 1984* (Eds. O. Michelsen & A. Zeiss). Volume 2. Geological Survey of Denmark, Copenhagen, 377-392.

Meléndez, G., Bello, J., Delvene, G., Pérez-Urresti, I., Ramajo, J. & Atrops, F. 1999. Middle and upper Jurassic at the Calanda-Mas de las Matas area, in the region of River Guadalope (NE Iberian Chain, E Spain). *Profil* **16**, 275-296.

Estudio paleontológico del Triásico Medio de la sección de Bugarra (Valencia)

Plasencia, P., Márquez-Aliaga, A., Botella, H. y Ros, S.

Departamento de Geología e Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva (ICBiBE), Universidad de Valencia. c/ Dr. Moliner 50. E-46100 Burjassot. España. pablo.plasencia@uv.es, Ana.Marquez@uv.es, hecbose@postal.uv.es, sonia.ros@uv.es

En el Sector Meridional de la Cordillera Ibérica destacamos por su interés la sección de Bugarra, situada a unos 2 km de la localidad de Pedralba, en la comarca de Los Serranos (Valencia). Sus materiales del Triásico pertenecen a la Formación Dolomías y Calizas de Cañete (López-Gómez & Arche, 1992). La potencia total de la serie es de 101 m, y fue estudiada inicialmente por Márquez-Aliaga *et al.* (1984) y, posteriormente, por David Sánchez-Fernández, del Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.) que nos suministró datos inéditos. Atendiendo a las unidades litológicas, se distinguen el *Tramo inferior*, que representa la fase transgresiva del Muschelkalk superior M_3 (Virgili, 1958) y el *Tramo superior*, con una marcada fase regresiva hasta la desaparición de los carbonatos, mostrando transición a los niveles de margas, yesos y anhidritas del Keuper.

El Tramo inferior (subtramo dolomítico) tiene unos 70 m de potencia y está constituido por capas de calizas y dolomías en bancos gruesos, que se suceden en repetidas secuencias granodecrecientes con alternancia de dolomías tableadas de espesor variable y de dolomías bioclásticas de gran resalte. Este tramo se sitúa concordante sobre un yaciente de facies margoso-yesífero de carácter regresivo y que se corresponde con el Muschelkalk medio (M2) de Virgili (1958). A unos 20 m de la base y en unos niveles de calizas micríticas (mudstone) estratificadas en capas de 5 cm., se ha registrado *Daonella* cf. *lommeli* (WISSMANN) y *Germanonautilus?* sp.. Estos niveles se corresponden con el máximo transgresivo de la serie y nos permiten tanto datar los materiales al Ladiniense como realizar correlaciones con otras secciones de la Cordillera Ibérica y de la Costero Catalana.

El Tramo superior (subtramo dolomítico margoso) tiene unos 30 m de potencia y está constituido por dolomías tableadas en la base y dolomías y margas en los últimos metros. Contiene varias secuencias de somerización formadas por alternancia de dolomías (mudstone), dolomías bioclásticas (packstone) y margas más abundantes hacia techo. Son frecuentes las estructuras sedimentarias que en su base evidencian una rápida regresión marina y que se continúan con los depósitos de facies Keuper. Este tramo es relativamente rico en moluscos. Recientemente, ha sido estudiado en alta resolución estratigráfica y muestreado en detalle para la obtención de nuevos fósiles.

Entre los bivalvos se ha determinado los epibisados *Pseudoplacunopsis plana* (GIEBEL), *Leptochondria alberti* (GOLDFUSS), *Gervillia joleaudi* (SCHMIDT) y *Bakevellia costata* (SCHOLHTEIM) y los infaunales *Neoschizodus laevigatus* (GOLDFUSS), *Modiolus* sp. y *Pseudocorbula* sp. Esta asociación es característica del Ladiniense de la Cordillera Ibérica y fue denominada por Márquez-Aliaga & Ros (2003) como "Fauna de Teruel". Por otro lado, cabe destacar la presencia de escasos braquiópodos *Lingularia* sp. y de algunos ammonoideos como *Proarcestes* sp.

En cuanto al registro de microfósiles, que se presentan en este trabajo por primera vez, destacamos la abundancia de conodontos pertenecientes a las especies *Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGAARD, y *Sephardiella mungoensis* (DIEBEL). Una de las muestras del tramo superior, Bu-2-26, es especialmente importante ya que se han encontrado un gran número de plataformas de las citadas especies así como abundantes multielementos (en total más de 800 ejemplares); destacamos que este hecho es muy poco frecuente en el Triásico

español. El registro de peces se compone de diversos representantes del grupo de los condrictios, básicamente seláceos y formado por restos de dientes y escamas, destacando especialmente una especie de *Pseudodalatias* (encontrada recientemente en Muschelkalk superior de Henarejos, (Cuenca) siendo este dato inédito para la Cordillera Ibérica), así como otros morfotipos, de gran interés paleontológico, que se están estudiando. Por otro lado, son abundantes los restos de actinopterigios, compuestos por dientes, escamas y fragmentos esqueléticos.

El contenido fósil de la sección de Bugarra nos permite atribuir sus materiales del Triásico Medio al Ladiniense y posiblemente al tránsito Fassaniense-Longobardiense. Desde el punto de vista paleogeográfico estas asociaciones pertenecen al "Dominio Sefardí" (Hirsch, 1987) y se diferencian de las del resto de Europa Central (Dominio Germánico) por su clara pertenencia al Neo-Tethys.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el programa 458.10 de la Direcció General Patrimoni Cultural Valencià de la Conselleria de Cultura, Educació i Esports, con el nº de expediente 2007/0419-V y el proyecto CGL2005-01520/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

Hirsch, F. 1987. Bio-stratigraphy and correlation of the marine Triassic of the Sepharadic province. *Cuadernos Geología Ibérica* **11**, 815-826.

López-Gómez, J. & Arche, A. 1992. Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos* **48**, 123-143.

Márquez-Aliaga, A. & Ros, S. 2003. Associations of bivalves of Iberian Peninsula (Spain): Ladinian. *Albertiana* **28**, 85-88.

Márquez-Aliaga, A., Santisteban, C. & Márquez, L. 1984. Triásico Medio de Bugarra (Valencia, España). *Estudios Geológicos* **40**, 365-374.

Virgili, C. 1958. El Triásico de los Catalánides. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España* **69**, 856.

El Calloviense (Jurásico medio) en la Sierra de Estepa, provincia de Sevilla, Cordillera Bética

Sandoval, J.[1], Yañez, J. de D.[2] y Checa, A.[1]

1: Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Avenida Fuentenueva s/n. E-18002 Granada. España. sandoval@.ugr.es, acheca@.ugr.es

2: IES Aguilar y Cano. Camino del Cahiz, 36. E-41560 Estepa. España. juyaje@hotmail.com

En este trabajo presentamos datos preliminares sobre pequeños afloramientos de materiales de edad Calloviense superior de Sierra de Estepa. Dicha sierra está localizada en el extremo oriental de la provincia de Sevilla, al sur de la localidad de Estepa. Geológicamente, Sierra de Estepa forma parte del sector occidental del dominio Subbético Externo.

Materiales de edad Calloviense en facies de calizas nodulosas grises o rojas afloran en diversas áreas del dominio Subbético Interno, como Sierra Gorda, prov. Granada (Sequeiros 1974) y el Subbético Externo: Sierra de Cabra, Córdoba (Sequeiros 1974, 1987), La Cornicabra, Jaén (Linares *et al.*, 1979), sierras de Corque y Lugar, Murcia (Mangold, 1979; Checa & Sequeiros, 1991) y Sierra de Crevillente, Alicante (Mangold, 1979). En estos afloramientos las materiales callovienses forman secciones muy reducidas y condensadas limitadas por discontinuidades asociadas a lagunas estratigráficas de duración variable, costras ferruginosas y concreciones de Fe-Mn. En la mayor parte de los afloramientos sólo está representado el Calloviense inferior (zonas de Bullatus y/o Gracilis), pero localmente también se puede registrar parcialmente el Calloviense medio (zonas de Anceps y/o Coronatum) (Sequeiros 1974, 1987; Mangold, 1979). Sólo en dos secciones de Sierra Gorda han sido hasta ahora citados materiales del Calloviense superior (Sequeiros, 1974). También, aunque en este caso con ciertas dudas, Checa & Sequeiros (1991) citaron materiales del Calloviense superior en la Sierra del Corque, Fortuna (Murcia).

La secuencia sobre la que descansan los materiales del Calloviense está formada por una potente sucesión de calizas oolíticas y pisolíticas blancas bien estratificadas en niveles que varían entre 30 y más de 50 cm de espesor. En general, estas calizas son ooesparitas con oolitos de tamaño variable que oscilan entre esféricos y ovalados. En muchos de los oolitos se observa un núcleo de carácter esqueletal que en algunos casos puede ser un foraminífero bentónico. A veces dos o tres oolitos están englobados en oolitos de tamaño superior. En las calizas oolíticas aparecen parches arrecifales en los que se observan diversos tipos de corales escleractínios aislados o coloniales, a los que se unen pequeñas colonias de estromatopóridos. Asociados a estas colonias aparecen otros organismos bentónicos, entre los que destacan braquiópodos (terebratúlidos y rinconélidos), bivalvos (especialmente litófagos), gasterópodos y equinodermos. Las masas arrecifales presentan corales aislados y coloniales relativamente diversificados, lo cual es indicativo de ecosistemas sometidos a climas cálidos y aguas al menos relativamente limpias. El contenido fósil de las calizas oolíticas no permite determinar su edad exacta, pero la correlación con otras series del Subbético Externo permite situarlas entre el Bajociense inferior y el Bathoniense medio.

Sobre el terreno, el paso de las calizas oolíticas a los materiales callovienses viene marcado por un cambio brusco de color que pasa de blanco a rojo, pero no se observa otro carácter importante (costra limonítica, etc.) que refleje la discontinuidad, como ocurre en otros muchos puntos del Subbético. Cuando se observa la discontinuidad, en lámina delgada al microscopio, se puede ver perfectamente el paso de las calizas oolíticas a los materiales callovienses con litología completamente diferente. En muchos casos se encuentran oolitos ligados a la discontinuidad que están parcialmente disueltos. El Calloviense superior está formado por aproximadamente 10 cm de calizas nodulosas rojas en un solo nivel. Se trata de wackestones con fragmentos de equinodermos y ammonoideos, gasterópodos, bivalvos de concha fina, belemnites, braquiópodos, foraminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos

(conoglobigerínidos), ostrácodos y escasos radiolarios. Además existen oolitos reelaborados y frecuentes concreciones de Fe-Mn, muchas de las cuales presentan núcleos esqueletales. Las asociación de ammonoideos está dominada por *Peltoceras athleta* (PHILLIPS) (Fig. 1), al que se unen *Choffatia* sp., *Grossouvria* sp., *Phylloceras* sp y *Holcophylloceras* sp. La asociación caracteriza la Zona de Athleta (parte inferior del Calloviense superior) de la zonación del dominio Submediterráneo, equivalente a la Zona de "Orionoides" de Sequeiros (1974).

Sobre los materiales del Calloviense existe una discontinuidad, a veces con costra ferruginosa, sobre la que, a su vez, se sitúan calizas nodulosas rojas con microfacies de "Protoglobigerinas" en las Sequeiros (1974) cita abundantes ammonites: *Gregoryceras fouquei* (KILIAN), *G. toucasi* (D'ORBIGNY), etc. de la parte superior de Oxfordiense medio y del Oxfordiense superior.

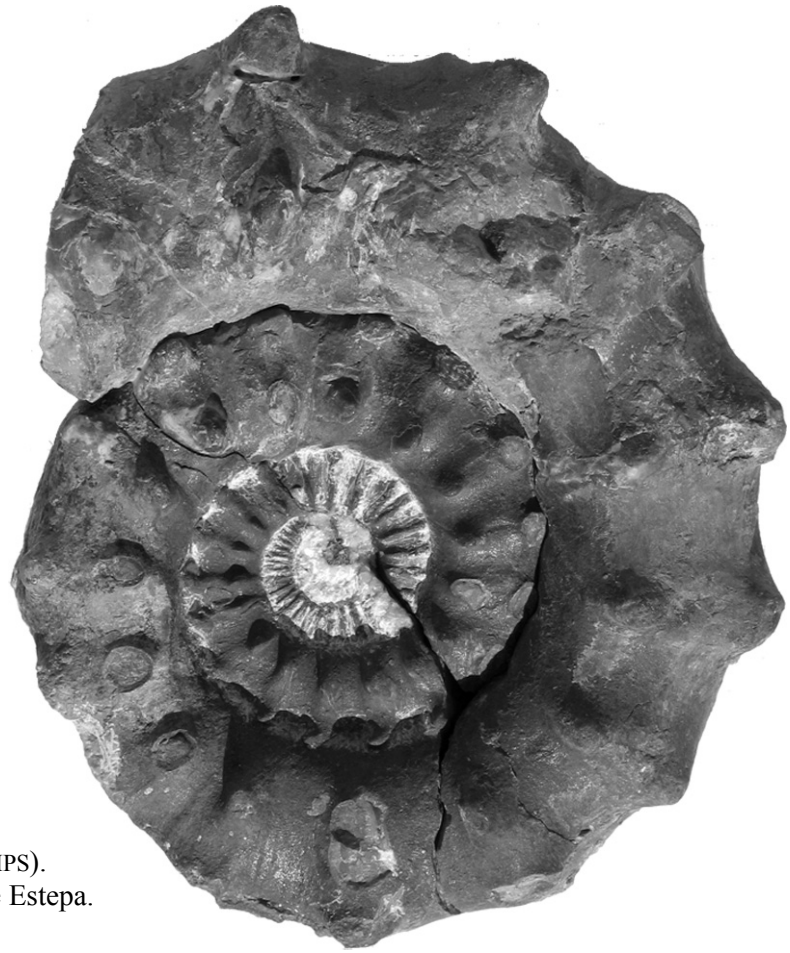


Figura 1. *Peltoceras athleta* (PHILLIPS).
Ejemplar a tamaño natural, Sierra de Estepa.

Agradecimientos. Este estudio forma parte de los resultados obtenidos en los proyectos de investigación CGL2005-02500 y CGL2007-60549, financiados por la DGI (Dirección General de Investigación).

Referencias

Checa, A. & Sequeiros, L. 1991. New data on the Lower Oxfordian from the Subbetic Zone (Betic Range, SE Spain). In: *First Oxfordian Working Group Meeting* (Ed. G. Mélendez). Prensas Universitarias de Zaragoza (Publicaciones SEPAZ, 2), Zaragoza, 153-160.

Linares, A., Olóriz, F., Sandoval, J. & Tavera, J.M. 1979. El Jurásico de la "Cornicabra" (Província de Jáen). *Cuadernos de Geología* **10**, 617-624.

Mangold, C. 1979. Le Bathonien de l'est du Subbétique (Espagne du Sud). *Cuadernos de Geología* **10**, 271-281.

Sequeiros, L. 1974. *Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordense en el Sector Central de la Zona Subbética*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 636 pp.

Sequeiros, L. 1987. Caracterización cuali-cuantitativa del Calloviense de Cabra (Cordillera Bética, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Seccion Geología* **83,** 25-46.

Índice de autores

A

Abdallah, H. 160
Aberasturi, A. 25
Adán, G. 66, 65, 122, 213, 215
Aguado, R. 59, 91
Alberola, C. 217
Alcalá, L. 25, 89, 189
Algaba, M. 65
Alonso, C. 142
Alonso, S. 142
Alonso-Olazabal, A. 85, 162
Álvarez-Laó, D.J. 61, 65, 122, 213
Álvarez-Pérez, G. 63
Antón, M. 194
Aranburu, A. 65
Araujo, R. 103
Arbizu, M. 61, 65, 122, 213, 215
Arceredillo, D. 67
Arenillas, I. 69, 71
Arsuaga, J.L. 65, 122, 193
Artal, P. 158
Arz, J.A. 69, 71
Atrops, F. 271
Avanzini, M. 3

B

Badiola, A. 23, 73
Baeza Chico, E. 19, 134
Barco, J.L. 23
Bárez, S. 182
Barrón, E. 171, 259
Barroso-Barcenilla, F. 75, 165, 180, 209
Bauluz, B. 229
Blain, H.-A. 142
Blanco-Ferrera, S. 77, 79, 199
Blázquez, A. 81
Botella, H. 273
Boutakiout, M. 21
Bover, P. 114
Bover-Arnal, T. 158
Buatois, L. 45
Bulot, L-G. 156
Busquets, P. 63

C

Cachão, M. 51, 52
Calonge, A. 152
Cambra-Moo, O. 165, 209
Canales, M.L. 265
Canudo, J.I. 23, 43, 73, 97, 127
Caracuel, J.E. 93, 113, 196
Carretero, J.M. 65, 122, 193
Carter, E.S. 163
Cascales, B. 83
Castaño-De Luis, R. 125
Castaños, J. 85, 162
Castaños, P. 85, 162
Chávez, G. 131
Checa, A. 275
Chiappe, L.M. 197
Chirivella Martorell, J.B. 87
Cobos, A. 25, 89, 187, 189
Comas-Rengifo, M.J. 261
Company, M. 59, 91, 156, 158
Contreras, R. 205
Corbí, H. 93
Coronado, I. 95
Cruzado-Caballero, P. 23, 97
Cuenca-Bescos, G. 65, 73, 142, 184, 186

D

Damborenea, S. 265
Dantas, P. 107, 124, 148
De Angelis, M. 3
De Frutos Sanz, C. 19
De la Fuente, M. 99, 101
Delvene, G. 103, 263
Demathieu, G. 27
Demathieu, P. 27
De Renzi, M. 118
Dermitzakis, M. 152
De Wever, P. 163
Díaz-Martínez, I. 21, 23
Dies Álvarez, M.E. 105
Diez, J.B. 31, 201, 219
Dorado, M. 193
Duarte, L.V. 55
Dumitrica, P. 163
Durán, J.J. 134

E

Ebrón, J.A. 131
Ekdale, A.A. 35
Escaso, F. 107, 124, 129, 148, 165
Esperante, R. 47
Esteve, J. 109, 229

F
Fermeli, G. 152
Fernández, L.P. 233, 235
Fernández-Jalvo, Y. 203
Fernández-Martínez, E. 125, 233, 235
Fernández-Mosquera, D. 111, 132, 179
Ferrer, J. 201, 219
Ferrer, O. 158
Fierro, I. 113, 196
Figueirido, B. 114, 116, 118
Flores, J.A. 144, 146
Fombella, M.A. 65
Franchini, S. 197
Fuentes Vidarte, C. 29, 30

G
Gallemí, J. 158
Gámez Vintaned, J.A. ... 9,31,45,225,227,229
Gaona-Narvaez, T. 129
Garcés, M. 150
García, A. 61
García, M. 65
García, R. 65, 122
García-Alcalde, J.L 233, 237, 242
García Joral, F. 261
García-Oliva, M. 124, 165, 209
García-Ortiz de Landaluce, E. 125
García-Ramos, J.C. 33, 191, 259, 263
García-Vázquez, E. ……..... 213
Gasca, J.M. 23, 43, 97, 127
Gasulla, J.M. 129, 175
Gibert, J.M. de 35
Gil García, M.J. 131, 193
Gibshman, N.B. 79
Gómez, C. 131
Gómez, J.J. 265
Gómez-Fernández, D. 23
Goričan, Š. 163
Gouwy, S. 239
Goy, A. 261, 265, 267
Gozalo, R. 87, 105, 109, 229
Grajales-Nishimura, J.M. 71
Grandal d'Anglade, A. 111, 132, 179
Guex, J. 163
Guillem, J. 81
Gutiérrez-Marco, J.C. ... 19, 37, 39, 134, 251

H
Hadri, M. 21
Hernán, J. 41
Herrero, C. 136
Herrero Gascón, J. 23
Huerta, P. 205

I
Ibáñez, C. 122
Izquierdo, L.A. 205

J
Jiménez Arenas, J.M. 138, 140
Jiménez-Sánchez, A. 249
Jouanneau, J.M. 169

K
King, T. 203
Korestky, I. 47

L
Lamolda, M.A. 120
Larrasoaña, J.C. 150
Liao, J.-C. 239, 240
Liesa, C.L. 69
Liñán, E 87, 105, 109, 227, 229
López-Alcántara, A. 125, 233
López-Carrillo, M.D. 152
López-García, J.M. 142
López-Gómez, J. 269
López-Martínez, N. 207
López-Otálvaro, G.-E. 144, 146
Lorenzo, S. 39, 134
Lozano, R.P. 99, 101
Luque, L. 25

M
Maisch, M.W. 205
Malafaia, E. 107, 124, 148
Mángano, G. 45
Marcos Fernández, F. 165, 209
Marín-Ferrer, J.M. 113, 196
Márquez, L. 269
Márquez-Aliaga, A. 267, 269, 273
Martín-Closas, C. 158
Martín-Rubio, M. 150, 167, 169
Martín Serra, A. 211
Martínez García, B. 167, 169
Martínez, R. 158, 160
Martínez-García, E. 242
Maurrasse, F.J-M.R. 120
Mayoral, E. 31, 51, 53
Meijide Calvo, M. 29, 30
Meijide Fuentes, F. 29, 30

Meijide Fuentes, M. 29, 30
Meléndez, G. 152, 271
Méndez-Bedia, I. 233, 235
Menéndez, M. 215
Menéndez, S. 99
Meseguer, J. 197
Mietto, P. 3
Mix, A. 146
Molleda Muñoz, M. 154
Montero Huerta, D. 205
Montoya, P. 81
Morales, J. 182, 194
Moratalla, J.J. 41
Moreno, A. 162
Moreno-Azanza, M. 23, 43, 97, 127
Moreno-Bedmar, J.A. 156, 158, 160
Muñiz, F. 45, 47
Muñiz, I. 61
Murelaga, X. 85, 150, 162, 175, 177
Murillo-Muñetón, G. 71

N

Nouri, J. 21

O

O'Dogherty, L. 59, 91, 163
Ortega, A.I. 193
Ortega, F. 107, 148, 165, 177, 197
Ortega, L.A. 85, 162
Ossó, A. 158

P

Palmqvist, P. 114, 116, 118, 140, 211
Palomo, I. 59
Panarello, A. 3
Pardo Alonso, M.V. 244
Pascual, A. 150, 167, 169
Peigné, S. 194
Peñalver, E. 171
Pereda Suberbiola, X. 33, 205
Pérez-Claros, J.A. 114, 116, 118, 138, 140
Pérez García, A. 165, 173, 175, 177
Pérez-González, A. 193
Pérez-Grande, I. 197
Pérez-Lorente, F. 21, 23, 27
Pérez Martínez, G. 205
Pérez-Rama, M. 111, 132, 179
Pérez-Valera, J.A. 75, 180
Perret-Mirouse, M.-F. 199
Pesquero, M. D. 182
Philippe, M. 101
Piçarra, J.M. 134
Pieren Pidal, A.P. 134
Pillola, G.L. 225
Pina, J.A. 93
Piñuela, L. 33, 191, 259, 263
Plasencia, P. 269, 273
Pons, D. 201, 219

R

Rabal-Garcés, R. 184
Rábano, I. 19, 134
Rahman, I. 221
Ramajo, J. 271
Rey, A. 65
Reyes-Abril J. A. 251
Rodrigo, A. 99, 171, 261
Rodrigues, J. 152
Rodríguez, L. 65, 122
Rodríguez-Lázaro, J. 150, 167, 169
Rofes, J. 186
Rolandi, G. 3
Ros, S. 269, 273
Rosales-Domínguez, C. 71
Royo-Torres, R. 25, 89, 187, 189
Ruiz, J. 49
Ruiz-Omeñaca, J.I. 33, 191, 205, 259, 263
Ruiz-Sanchez, F.J. 83
Ruiz Zapata, M.B. 131, 193

S

Sá, A.A. 37, 134
Saez de Lafuente, X. 162
Salas, R. 158
Salesa, M.J. 182, 194
Sánchez, A. 47
Sánchez Chillón, B. 173
Sánchez de Posada, L.C. 79
Sánchez-Ferris, E. J. 113, 196
Sandoval, J. 59, 91, 156, 275
San José, M.A. 134
Santello, L. 3
Santos, A. 51, 53
Sanz, J.L. 107, 129, 165, 197, 209
Sanz-Andrés, F.A. 197
Sanz-López, J. 77, 79, 199
Sarmiento, G.N. 134
Segura, M. 165, 209
Sender, L.M. 201, 219
Sendino, C. 253
Sevilla, P. 203

Sierro, F.J. 144, 146
Siliceo, G. 182
Silva, B. 107, 148
Silva, C.M. da 51, 53
Silva, R 55
Soria, A.R. 69
Soria, J.M. 93
Soto, F. 233, 235
Suárez, P. 95
Sumrall, C.D. 254

T
Tavera, J.M. 59, 91, 156
Torcida Fernández-Baldor, F. 27, 205
Torices, A. 49, 165, 207, 209
Torregrosa, V. 211
Toscano, A. 47
Truyols-Massoni, M. 233
Turrero, P. 61, 213, 215

U
Ureta, S. 265
Urién Montero, V. 27, 205
Usera, J. 81, 217

V
Valdeolmillos, A. 193
Valenzuela-Ríos, J.I. 31, 239, 240
Van Iten, H. 253
Vaquero, M. 142
Vera de la Puente, C. 233
Villa, E. 79
Villalba-Breva, S. 158
Villanueva-Amadoz, U. 201, 219
Villas, E. 251

W
Weber, O. 169
Welle, J. 205

Y
Yagüe, P. 129
Yáñez, J. de D. 275
Yébenes, A. 93
Yepiskoposyan, L. 203

Z
Zamora, S. 109, 221, 229, 254
Zuluaga, M.C. 85, 162
Zhuravlev, A.Yu. 227, 229


MUJA
MUSEO DEL JURÁSICO DE ASTURIAS
Facultad de Geología
Departamento de Geología
FICYT
PCTI
ASTURIAS
SOCIEDAD · ESPAÑOLA · DE · PALEONTOLOGÍA