

YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS EXCEPCIONALES EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

XXXIV Jornadas de Paleontología y IV Congreso Ibérico de Paleontología



Editores: Nuno Vaz
Artur A. Sá



utad UNIVERSIDADE
DE TRÁS-OS-MONTES
E ALTO DOURO



MINISTERIO
DE CIENCIA, INNOVACIÓN
Y UNIVERSIDADES



Instituto Geológico
y Minero de España

YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS EXCEPCIONALES EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

XXXIV Jornadas de Paleontología y
IV Congreso Ibérico de Paleontología

Nuno Vaz y Artur A. Sá
(Editores)

Instituto Geológico y Minero de España
Madrid, 2018

Sociedad Española de Paleontología. Jornadas (34ª. 2018. Vila Real, Portugal)

Yacimientos paleontológicos excepcionales en la Península Ibérica / XXXIV Jornadas de Paleontología; IV Congreso Ibérico de Paleontología; editores, Nuno Vaz, Artur A. Sá. – Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2018

616 pp.; fig.; 24 cm. - (Cuadernos del Museo Geominero; 27)

ISBN: 978-84-9138-066-5

1. Península Ibérica 2. Congreso 3. Paleontología 4. Lugar arqueológico I. Instituto Geológico y Minero de España, ed. II. Serie III. Congreso Ibérico de Paleontología (4º. 2018. Vila Real, Portugal) IV. Vaz, Nuno, ed. V. Sá, Artur A., ed.

56(46)(042.3)

Imagen de cubierta: Techo de un estrato de Cuarzita Armoricana (Ordovícico Inferior) en el yacimiento paleoicnológico del Alto de Martim Preto (Guadramil, Bragança, Portugal), mostrando una concentración masiva del icnofósil *Daedalus halli*, en secciones transversas a estas estructuras cónicas desarrolladas en el interior del sedimento. La abundancia y presentación de huellas en el yacimiento es tal, que estos icnofósiles fueron inicialmente confundidos con una "escritura prerromana" por el arqueólogo e historiador portugués Francisco Manuel Alves (*Abade de Baçal*, 1865-1947), quien describió los planos icnológicos como "pedras escrevidas" (piedras escritas). Fotografía de Artur A. Sá.

Referencia a este volumen:

Vaz, N. y Sá, A.A. (Eds.) 2018. *Yacimientos paleontológicos excepcionales en la península Ibérica*. Cuadernos del Museo Geominero, 27. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Reservados todos los derechos. No se permite la reproducción total o parcial de esta obra, ni su incorporación a un sistema informático, ni su transmisión en cualquier forma o por cualquier medio (electrónico, mecánico, fotocopia, grabación, etc.) sin autorización previa y por escrito de los titulares del copyright.

© Instituto Geológico y Minero de España

Catálogo y venta de publicaciones de la Administración General del Estado en <http://publicacionesoficiales.boe.es/>

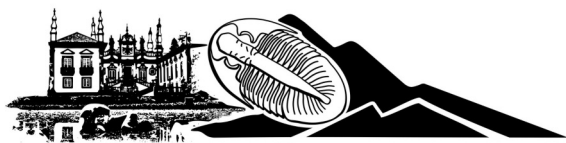
ISBN: 978-84-9138-066-5

NIPO: 064-18-012-1

Depósito legal: M-29822-2018

Publicación incluida en el programa editorial del suprimido Ministerio de Economía, Industria y Competitividad y editada por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, de acuerdo con la reestructuración ministerial establecida por el Real Decreto 355/2018.

Imprime: Soluciones Gráficas Chile, S. L. L. - C/. Chile, 27 - 28016 MADRID - e-mail: info@graficaschile.es



XXXIV JORNADAS DE PALEONTOLOGIA E IV CONGRESSO IBÉRICO DE PALEONTOLOGIA

VILA REAL, PORTUGAL | 26 A 29 SETEMBRO DE 2018

ORGANIZA

Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, Portugal
Sociedade Española de Paleontología

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente: Artur A. Sá (Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro)
Secretaría: Nuno Vaz y Emmaline Rosado (Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro)
Excursión: Artur A. Sá y Nuno Vaz (Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro), Sofia Pereira (Universidade de Lisboa) y Pedro Correia (Universidade de Porto)
Sesiones científicas: Artur A. Sá, Nuno Vaz (Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro)

COMITÉ CIENTÍFICO

Ana Márquez Aliaga, Universidade de Valencia
Antonio Goy Goy, Universidade Complutense Madrid
Ausenda Balbino, Universidade de Évora
Bruno Pereira, Grupo de Etnografia e Arqueologia da Lourinhã
Carlos Marques da Silva, Universidade de Lisboa
Eduardo Barrón López, IGME
Francisco Javier Sierro Sánchez, Universidade de Salamanca
Isabel Rábano Gutiérrez del Arroyo, IGME
Jenaro García Alcalde, Universidade de Oviedo
Jorge Morales, Museo Nacional de Ciencias Naturales
José Luis Sanz García, Universidade Autónoma de Madrid
José Manuel Piçarra, LNEG
Juan Carlos Braga Alarcón, Universidade de Granada
Juan Carlos Gutiérrez Marco, CSIC
Juan Usera Mata, Universidade de Valencia
Ligia Castro, Universidade Nova de Lisboa
Luis Carcavilla Urquí, IGME
Luis O Dogherty Luy, Universidade de Cádiz
M^a Helena Henriques, Universidade de Coimbra
M^a José Comas Rengifo, Universidade Complutense de Madrid
M^a Luisa Canales Fernández, Universidade Complutense de Madrid
Mário Cachão, Universidade de Lisboa
Nuria García García, Universidade Complutense Madrid
Octávio Mateus, Universidade Nova de Lisboa
Paulo Fernandes, Universidade do Algarve
Paulo Legoínha, Universidade Nova de Lisboa

Pedro Callapez, Universidade de Coimbra
Sérgio Ávila, Universidade das Açores
Vanda Santos, Museu História Natural U. Lisboa
Zélia Pereira, LNEG

JUNTA DIRECTIVA DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

Presidenta: M^a José Comas Rengifo (Universidad Complutense de Madrid)
Vicepresidente: Francisco J. Rodríguez Tovar (Universidad de Granada)
Secretaria: Anna García Forner (Universidad de Valencia)
Tesorera: Ángela Raquel Fraguas Herráez (Universidad Complutense de Madrid)
Editor: Julio Aguirre Rodríguez (Universidad de Granada)
Editores adjuntos:

Gonzalo Jiménez Moreno (Universidad de Granada)
Carlos Martínez Pérez (Universidad de Valencia)

Vocales:

Laia Alegret Badiola (Universidad de Zaragoza)
Carmen Álvarez Vázquez (Jardín Botánico de Córdoba)
Esperanza Fernández Martínez (Universidad de León)
Ana Rosa Gómez Cano (Institut Català de Paleontologia)
Enrique Peñalver Mollá (Instituto Geológico y Minero de España)

ENTIDADES COLABORADORAS

APOYO INSTITUCIONAL

Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro
Sociedad Española de Paleontología
Instituto Geológico y Minero de España
Centro de Geociências da Universidade de Coimbra (CGeo)
Cátedra UNESCO de "Geoparques, Desenvolvimento Regional Sustentado e Estilos de Vida Saudáveis"
Comité Português para o Programa Internacional de Geociências (PIGC-UNESCO)

APOYO PARA LA SALIDA DE CAMPO

Câmara Municipal de Arouca
Câmara Municipal de Valongo
Associação Geoparque Arouca
Arouca Geoparque Mundial da UNESCO
Parque das Serras do Porto
Roteiro das Minas e Pontos de Interesse Mineiro e Geológico de Portugal

PATROCINIO

Delta Cafés
Adega de Vila Real

PRÓLOGO

Las Jornadas anuales de la Sociedad Española de Paleontología (SEP) constituyen un referente para cuantos científicos participan de este dominio del conocimiento tanto en España, como en los países de origen de los diversos socios extranjeros de esta sociedad científica, en especial los portugueses. Por ello no resulta extraño que, desde el año 2000, las Jornadas coincidan, si bien que puntualmente, con la realización del Congreso Ibérico de Paleontología. A fin de cuentas, a pesar de que la frontera política entre España y Portugal sea una de las más antiguas del mundo, esta "balsa de piedra", como José Saramago se refirió a la península Ibérica, posee una paleontología riquísima y diversificada que viene fomentando la cooperación entre los paleontólogos de los dos países. Los aspectos históricos de esta cooperación bilateral fueron tratados en la conferencia inaugural del I Congreso Ibérico de Paleontología (Évora, 2000), a cargo del primer presidente de la SEP, Prof. D. Jaime Truyols Santonja (1921-2013), cuyo texto fue editado trece años más tarde en el nº 33 de la revista *Trabajos de Geología* de la Universidad de Oviedo. En razón de esta historia es por lo que aceptamos desde un primer momento, y con gran satisfacción, el desafío propuesto por la presidenta de la SEP, Dra. María José Comas Rengifo, para que la Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro organizase en 2018 las XXXIV Jornadas de Paleontología y el IV Congreso Ibérico de Paleontología, adoptándose como eje temático principal los "yacimientos paleontológicos excepcionales en la península Ibérica".

A pesar de que la región de Trás-os-Montes e Alto Douro, situada en el nordeste de Portugal, fue considerada durante mucho tiempo como un territorio "azoico" desde el punto de vista paleontológico, lo cierto es que de ella salieron algunos de los primeros icnofósiles y fósiles paleozoicos descubiertos en Portugal, publicados por el famoso pionero de la paleontología portuguesa Joaquim Felipe Nery da Encarnação Delgado (Nery Delgado, 1835-1908). Pero no fue hasta trabajos más recientes, resultado de la fructífera cooperación científica luso-española en temas de paleontología, cuando fue posible demostrar la riqueza fosilífera de toda la región y actualizar su conocimiento.

En la prosecución de esta cooperación, nos vimos complacidos de poder organizar estas Jornadas de Paleontología y el Congreso Ibérico de la materia, al que asistieron 107 delegados que presentaron un total de 92 trabajos, en cuya redacción intervinieron 255 coautores radicados en distintos países. Las contribuciones científicas aparecen recogidas en el presente volumen de actas, cuya publicación ha sido posible gracias al apoyo del Instituto Geológico y Minero de España y al interés mostrado por la Dra. Isabel Rábano, Directora del Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios del citado organismo. Deseamos extender nuestro agradecimiento a los miembros del comité científico de este doble evento, por la meticulosa labor de revisión de los trabajos presentados.

Además de las comunicaciones, la reunión contó con la participación de cuatro destacados científicos invitados, que impartieron las siguientes conferencias plenarias:

- Dr. Francisco José Poyato Ariza (Universidad Autónoma de Madrid): "*Las Hoyas: el reto de reconstruir un ecosistema del Cretácico Inferior*";
- Dr. Juan Carlos Gutiérrez-Marco (Instituto de Geociencias, CSIC-UCM): "*El rico patrimonio paleontológico del Paleozoico Inferior de la península Ibérica*";
- Dr. Octávio Mateus (Universidade Nova de Lisboa): "*Dinossauros e outros vertebrados da For-*

mação Lourinhã (Jurássico Superior, Portugal)";

- Dr. Sérgio Paulo Ávila Campos Marques (Universidade dos Açores): "*O contributo da Paleontologia para uma teoria de Biogeografia Marinha global: o modelo ISMIB (Interglacial-Sensitive Marine Island Biogeography)*";

a los cuales manifestamos también nuestro agradecimiento.

Un reconocimiento especial merecen los responsables del Proyecto IGCP-652 ("Reading geological time in Paleozoic sedimentary rocks"), perteneciente al Programa Internacional de Geociencias (PICG-UNESCO), que organizaron una sesión temática especial dentro del evento, en la que se encuadran una serie de trabajos de gran interés.

Lógicamente, la organización de una reunión científica de esta naturaleza no hubiera sido posible sin la obtención de importantes apoyos a nivel institucional y operativo. Es por ello que queremos agradecer, en primer lugar, al equipo rectoral de la Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, por todas las facilidades logísticas y humanas brindadas para la celebración del evento. En segundo lugar, a la Associação Geoparque Arouca, entidad responsable de la gestión del Arouca Geoparque Mundial de la UNESCO, así como a la Câmara Municipal de Arouca, por el apoyo recibido durante la visita a la cantera de Canelas. Del mismo modo, agradecemos a la Câmara Municipal de Valongo, por las facilidades dadas para la visita de los yacimientos fosilíferos de la Serra de Santa Justa.

Por último, pero no por ello menos importante, quiero expresar mi reconocimiento a todos los colegas del comité organizador y a los miembros de la Junta Directiva de la SEP, cuyo trabajo incansable y el apoyo recibido, permitió materializar el evento cuyos resultados científicos se plasman en la presente monografía.

Dr. Artur Abreu Sá
Presidente del Comité Organizador
XXXIV Jornadas de Paleontología - IV Congreso Ibérico de Paleontología

INDICE

PRÓLOGO	5
PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO, DIDÁCTICA Y DIVULGACIÓN	
LAS COLECCIONES PALEONTOLÓGICAS DEL MUSEO DE CIENCIAS NATURALES AVAN (VISO DEL MARQUÉS, CIUDAD REAL). E. Baeza, I. Morales y D. Fernández.	19
PROYECTO DE INTERVENCIÓN, MUSEALIZACIÓN Y EMPLEO DIDÁCTICO DEL YACIMIENTO DE ICNITAS DE VERTEBRADOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE TAMAJÓN (GUADALAJARA, ESPAÑA). M. Berrocal-Casero, J. Audije-Gil, F. Barroso-Barcenilla, D. Castanera, S. Ozkaya de Juanas, M. Segura y V. Faria dos Santos.	27
LOS BRAQUIÓPODOS DE LA COLECCIÓN D'ORBIGNY DEL MUSEU NACIONAL DE HISTÓRIA NATURAL E DA CIÊNCIA (LISBOA, PORTUGAL). M. Berrocal-Casero, F. Barroso-Barcenilla, P.M. Callapez, F. García Joral y V. Faria dos Santos.	29
PALEONTOLOGÍA APLICADA: ORIGEN DE UNA ESTELA FUNERARIA DEL LUGAR CEREMONIAL PREHISTÓRICO DE CASTILLEJO DEL BONETE (TERRINCHES, CIUDAD REAL, ESPAÑA). G. Delvene, E. Baeza y L. Benítez de Lugo Enrich.	31
EN BUSCA DEL HOLOTIPO PERDIDO: <i>ELLIPTIO GALVENSIS</i> MONGIN, 1961. G. Delvene, R. Royo-Torres, P. Barrier y M. Munt.	39
VULNERABILIDAD NATURAL POR LÍQUENES EN UN LUGAR DE INTERÉS PALEONTOLÓGICO. E. Fernández-Martínez, D. Fidalgo Casares, R. Pinto Prieto y R. Castaño de Luis.	49
CONSERVACIÓN Y RESTAURACIÓN DEL YACIMIENTO PALEOICNOLÓGICO DE LA VIRGEN DEL CAMPO (ENCISO, LA RIOJA). M. Ferrer Ventura, A. Torices Hernández, R. San Juan Palacios y P. Navarro Lorbés.	57
BAZA-1, UN ENCLAVE PLIOCÉNICO CONTINENTAL EXCEPCIONAL. B. Martínez-Navarro, S. Ros-Montoya, F.J. Luengo-Gutiérrez, M.P. Espigares, J.M. García-Aguilar, A. Guerra-Merchán, A. Rodríguez-Rueda y P. Palmqvist.	65
ENSEÑANZA DEL CONCEPTO DE ENERGÍA DEL MEDIO A TRAVÉS DE LAS MORFOLOGÍAS DE LOS CORALES. J.R. Mateos-Carralafuente, O. Fesharaki, I. Coronado, A. García-Frank y S. Rodríguez.	73

FÓSILES DE LOS KONSERVAT-LAGERSTÄTTEN DE FEZOUATA Y TAFILALT (MARRUECOS) EN LAS COLECCIONES DEL MUSEO GEOMINERO (IGME, MADRID). S. Menéndez y M.V. Quiralte.	77
VENTA MICENA (CUENCA DE BAZA, GRANADA): UN FOSSIL-LAGERSTÄTTE EXCEPCIONAL PARA EL CONOCIMIENTO DE LOS GRANDES MAMÍFEROS CONTINENTALES DEL PLEISTOCENO INFERIOR. P. Palmqvist, M.P. Espigares, S. Ros-Montoya, A. Guerra-Merchán, J.M. García-Aguilar, G. Rodríguez-Gómez, F.J. Serrano, B. Figueirido y B. Martínez-Navarro.	87
EL ÁREA DE NIDIFICACIÓN DE DINOSAURIOS DEL MARGEN OCCIDENTAL DEL EMBALSE DE BUENDÍA (GUADALAJARA Y CUENCA): RELEVANCIA DEL YACIMIENTO DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE POYOS (SACEDÓN). A. Pérez-García, R.A. Coria, F. Gascó, R. de la Horra, M. Martín-Jiménez, P. Mocho, I. Narváez y F. Ortega.	99
FÓSILES DEL YACIMIENTO OLIGOCENO DE TÀRREGA-EL TALLADELL (LÉRIDA, ESPAÑA) EN EL MUSEO GEOMINERO (INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA). M.V. Quiralte y S. Menéndez.	101
LA SECCIÓN DE PALEONTOLOGÍA DEL NUEVO MUSEO ARQUEOLÓGICO DE GUARDAMAR DEL SEGURA (ALICANTE, ESPAÑA). J.R. Sendra, A. García, B. Movellan y F. Parres.	111
VERTEBRADOS	
APROXIMACIÓN A LA PALEOHISTOLOGÍA DE LA TORTUGA <i>ALGORACHELUS PERERINUS</i> (PLEURODIRA) Y ESTUDIO COMPARATIVO CON OTRAS PELOMEDUSOIDES MESOZOICAS Y CENOZOICAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. I. Barreda Muñoz y A. Pérez-García.	119
LA DENTICIÓN INFERIOR DE <i>PARACAMELUS AGUIRREI</i> (CAMELIDAE, MAMMALIA) DEL MIOCENO SUPERIOR DE VENTA DEL MORO (VALENCIA, ESPAÑA). Ó. Caballero, V.D. Crespo, P. Montoya, J. Abella y J. Morales.	123
OCUPACIÓN DEL MORFOESPACIO DE LA DENTICIÓN POSTCANINA DE LOS HIÉNIDOS DURANTE EL CENOZOICO. C. Coca Ortega y J.A. Pérez Claros.	125
ASSESSING THE ABIOTIC DRIVERS OF PALAEODIVERSITY IN EUSUCHIA (CROCODYLI-FORMES). A. de Celis, I. Narváez and F. Ortega.	127
LOS REPTILES MARINOS DEL TRIÁSICO SUPERIOR DE EL ATANCE (GUADALAJARA, ESPAÑA). C. de Miguel Chaves, F. Ortega y A. Pérez-García.	131
VARIABILIDAD CRANEAL EN EL NOTHOSAUROIDEO <i>SIMOSAURUS GAILLARDOTI</i>. C. de Miguel Chaves, F. Ortega y A. Pérez-García.	135

HISPANIASAURUS CRANIOELONGATUS, RECONSTRUCCIÓN PALEOARTÍSTICA DE UN REPTIL MARINO DEL TRIÁSICO MEDIO. R. Doñate, O. Sanisidro, M. Reolid, A. Márquez Aliaga y C. Martínez-Pérez.	137
ANÁLISIS PRELIMINAR DE UN NUEVO EJEMPLAR DE <i>IGUANODON BERNISSARTENSIS</i> DEL BARREMIENSE SUPERIOR DE LA FORMACIÓN ARCILLAS DE MORELLA (CASTELLÓN, ESPAÑA). F. Escaso, J.M. Gasulla, I. Narváez J.L. Sanz y F. Ortega.	143
¿DÓNDE ESTÁN NUESTROS ORÍGENES? BARRANCO LEÓN Y FUENTE NUEVA-3 (ORCE), DOS TAFOCENOSIS ÚNICAS PARA EL ESTUDIO DE LOS PRIMEROS POBLADORES DE EUROPA. M.P. Espigares, B. Martínez-Navarro, S. Ros-Montoya y P. Palmqvist.	147
A CHECK-LIST OF FOSSIL CHONDRICHTHYES FROM BRIELAS (LANGHIAN, PORTUGAL). P. Fialho, A. Balbino and M. T. Antunes.	157
ANATOMÍA, FUNCIÓN Y EVOLUCIÓN DE LA COLUMNA VERTEBRAL EN CARNÍVOROS ACTUALES Y SU POTENCIAL PARA DESCIFRAR EL GÉNERO DE VIDA EN CARNÍVOROS EXTINTOS. B. Figueirido, A. Pérez-Ramos, F.J. Serrano y A. Martín-Serra.	161
LOS YACIMIENTOS CON VERTEBRADOS FÓSILES DE MAS DE SABATER DE MORELLA (BARREMIENSE SUPERIOR, FORMACIÓN ARCILLAS DE MORELLA): SÍNTESIS Y PERSPECTIVA FUTURA. J.M. Gasulla, F. Escaso, I. Narváez, A. Pérez-García, F. Ortega y J.L. Sanz.	165
POSIBLE 'NURSERY' DE <i>OTODUS MEGALODON</i> EN EL LANGHIENSE DE TARRAGONA (ESPAÑA). J.L. Herraiz, H.G. Ferrón, J. Ribé, H. Botella y C. Martínez-Pérez.	169
O REGISTO DE VERTEBRADOS DO JURÁSSICO SUPERIOR DE PORTUGAL NA REGIÃO A NORTE DO MACIÇO CALCÁRIO ESTREMENHO. E. Malafaia, P. Mocho, F. Escaso, A. Pérez-García, I. Narváez e F. Ortega.	175
LA CONSERVACIÓN-RESTAURACIÓN DE LA CINTURA PÉLVICA DE UN DINOSAURIO TITANOSAURIO DEL YACIMIENTO DE LO HUECO (FUENTES, CUENCA). F. Marcos-Fernández, S. Bartolomé, S. López, I. Martínez, E. Navarro, M. Onrubia, A. Páramo, D. Vidal, A. Yagüe y F. Ortega.	181
LO HUECO (CRETÁCICO SUPERIOR. FUENTES, CUENCA): ALGUNOS DATOS SOBRE LA VARIABILIDAD DE LOS SAURÓPODOS TITANOSAURIOS EUROPEOS. F. Ortega, P. Mocho, F. Escaso, F. Marcos-Fernández, I. Narváez, A. Páramo, A. Pérez-García y D. Vidal.	189
DESARROLLO ONTOGENÉTICO EN EL ESQUELETO APENDICULAR DE LOS TITANOSAURIOS DE LO HUECO (FUENTES, CUENCA). A. Páramo, F. Ortega y J.L. Sanz.	195
IMPLICACIONES DERIVADAS DEL ANÁLISIS DE CAPARAZONES DEL LINAJE DE TORTUGAS PLEURODIRAS TAPHROSPHYINI. A. Pérez-García.	203

PUESTA AL DÍA SOBRE LA FAUNA DE PLEURODIRAS DEL CRETÁCICO INFERIOR DE GA-DOUFAOUA (NIGER). A. Pérez-García.	205
LOS REPTILES DEL YACIMIENTO CENOMANIENSE DE ALGORA (GUADALAJARA, ESPAÑA): NUEVOS DATOS Y SÍNTESIS FAUNÍSTICA. A. Pérez-García, N. Bardet, M. Martín-Jiménez, P. Mocho, I. Narváez, A. Torices y F. Ortega.	207
UN ANÁLISIS TRIDIMENSIONAL DE LAS RAÍCES DENTALES EN LOS ÚRSIDOS ACTUALES E IMPLICACIONES PALEOBIOLÓGICAS EN EL OSO DE LAS CAVERNAS (<i>URSUS SPELAEUS</i>). A. Pérez-Ramos y B. Figueirido.	211
<i>RHINOLOPHUS FERRUMEQUINUM</i> (CHIROPTERA): TOOTH SIZE VARIATION FROM LATE TO LATEST PLEISTOCENE OF LOUTRA ALMOPIAS CAVE (MACEDONIA, GREECE). P. Piskoulis.	215
PERFILES DE SUPERVIVENCIA AJUSTADOS MEDIANTE MODELOS LINEALES Y DE WEIBULL: ESTIMANDO ESTRUCTURAS ESTABLES Y ESTACIONARIAS PARA POBLACIONES DE UNGULADOS DEL PLEISTOCENO. G. Rodríguez-Gómez, J.A. Martín-González y P. Palmqvist.	221
THE IMPORTANT PLIOCENE FOSSIL RECORD OF CUEVAS DEL ALMANZORA (ALMERÍA, SPAIN): GENERAL OVERVIEW. J.R. Sendra.	231
VUELOS 'LOW-COST' HACE 131 MILLONES DE AÑOS: ANÁLISIS AERODINÁMICO DE <i>PROTOPTERYX FENGNINGENSIS</i> (ENANTIORNITHES, AVES) Y LA ESPECIALIZACIÓN TEMPRANA DEL VUELO EN AVES. F.J. Serrano, L.M. Chiappe, P. Palmqvist, B. Figueirido y J.L. Sanz.	239
INVERTEBRADOS	
MORPHOLOGICAL DIVERSITY OF LOWER CRETACEOUS (APTIAN-ALBIAN) SCLERACTINIAN CORALS, BASQUE-CANTABRIAN BASIN, SPAIN. O. Bonilla, M.A. López-Horgue and P.A. Fernandez-Mendiola.	245
<i>BARONNITES HIRSUTUS</i> (OLCOSTEPHANIDAE, CRETÁCICO INFERIOR): UN CASO PARTICULAR DE DIMORFISMO SEXUAL EN AMMONITES. M. Company y R. Matamalas-Andreu.	253
NUEVO GÉNERO RINCONÉLIDO TRIGONIRHYNCHIIDAE DEL EMIENSE SUPERIOR DE ASTURIAS (N ESPAÑA). J.L. García-Alcalde.	259
BIOSTRATIGRAFIA INTEGRADA (AMMONOIDEA, FORAMINIFERIDA) DO AALENIANO DA PENÍNSULA IBÉRICA: RESULTADOS E PERSPETIVAS. M.H. Henriques, M.L. Canales, S.C. Silva, L. Hernández e V. Figueirido.	263

EL BAJOCIENSE TERMINAL-CALLOVIENSE INFERIOR DE MALLORCA (ILLES BALEARS, MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL): ASOCIACIONES DE AMMONOIDEOS Y BIOESTRATIGRAFÍA. J. Juárez y J. Sandoval.	271
AMBER IN PORTUGAL: STATE OF THE ART. E. Peñalver, E. Barrón, X. Delclòs, E. Álvarez-Fernández, A. Arillo, R. López Del Valle, R. P. Lozano, M. Murillo-Barroso, R. Pérez-de la Fuente, D. Peris, A. Rodrigo, A. Sánchez-García, V. Sarto i Monteys, J. L. Viejo and R. Vilaça.	279
UN NUEVO YACIMIENTO DE ÁMBAR CRETÁCICO EN ASTURIAS (NORTE DE ESPAÑA): RESULTADOS PRELIMINARES DE LA EXCAVACIÓN PALEONTOLÓGICA DE 2017 EN LA RODADA (LA MANJOYA). E. Peñalver, B. González-Fernández, R. López Del Valle, E. Barrón, R. P. Lozano, A. Rodrigo, R. Pérez-de la Fuente, E. Menéndez-Casares y V. Sarto i Monteys.	289
‘STRIPTease’ PALEOZOICO: EXEMPLOS DE ECDISE EM TRILOBITES DO ORDOVÍCIO SUPERIOR DE PORTUGAL. S. Pereira.	301
EL TRILOBITES <i>DIONIDE</i> (TRINUCLEOIDEA) EN EL ORDOVÍCIO DE ESPAÑA. I. Rábano, J.C. Gutiérrez-Marco, S. Pereira y E. Bernárdez.	313
PALEOPALINOLOGÍA Y PALEOBOTÁNICA	
NEW MACROFLORAL DATA FROM THE STEPHANIAN C OF THE PUERTOLLANO BASIN (CIUDAD REAL PROVINCE, CENTRAL SPAIN). C. Álvarez-Vázquez, J.I. Peláez and J.A. Knight	327
ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE HELECHOS DE LAS HOYAS (CRETÁCICO INFERIOR, CUENCA, ESPAÑA). C. Blanco, B. Gomez y A.D. Buscalioni.	331
AN OVERVIEW OF THE LOWER JURASSIC DINOFLAGELLATE CYST BIOSTRATIGRAPHY IN THE LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL. V.F. Correia, J.B. Riding, L.V. Duarte, P. Fernandes and Z. Pereira.	335
DIVERSIDAD DE MARCHANTIOPSIDOS (HEPÁTICAS) EN DEPÓSITOS ALBIENSES DE LA FORMACIÓN ESCUCHA EN LA PROVINCIA DE TERUEL. I. Encinas, J.B. Díez y L.M. Sender. ..	343
NUEVOS DATOS PALINOLÓGICOS EN FACIES MUSCHELKALK DE LAS CORDILLERAS COSTERO CATALANAS (NE DE ESPAÑA). M. García-Ávila, R. Mercedes-Martín, M. Juncal y J.B. Díez.	345
THE STEPHANIAN FOSSIL FLORA OF THE CARRASCONTE AREA OF THE VILLABLINO COALFIELD (LEÓN, NW SPAIN). J.A. Knight, C. Álvarez-Vázquez and J.I. Peláez.	347
ESTUDO PALINOESTRATIGRÁFICO DO DEVÓNICO SUPERIOR DE BJØRNØYA, CIRCO POLAR ÁRTICO. G. Lopes e G. Mangerud.	351

MIDDLE-UPPER DEVONIAN PALYNOSTRATIGRAPHY OF THE PHYLLITE-QUARTZITE GROUP IN THE NEVES-CORVO MINE REGION, IBERIAN PYRITE BELT. CORRELATION WITH THE SOUTH PORTUGUESE ZONE. M. Mendes, Z. Pereira, J.X. Matos, L. Albardeiro, I. Morais, R. Solá, N. Pacheco and V. Araújo.	357
NEW INSIGHTS ON THE PALYNOLOGY OF THE BONITO AND BARRO BRANCO COAL SEAMS FROM RIO BONITO FORMATION, CRICIÚMA COAL REGION, PARANÁ BASIN, SANTA CATARINA, BRASIL. Z. Pereira, M. Mendes, P. A. Souza, C. Rodrigues, P. Fernandes, M. Ade, C. Araújo, R. Lemes, E. Santos, V. Emanuel, H. Vasconcelos, B. Araújo, L. Garavaglia and M.J. Lemos de Sousa.	367
REGISTRO PALEBOTÁNICO DE UMA ILHA JURÁSSICA VULCÂNICA (NE PENÍNSULA IBÉRICA). A.A. Santos, D. Pons, J.I. Valenzuela-Ríos, B. Cascales-Miñana, L.M. Sender e J.B. Díez. ..	377
PALINOSTRATIGRAFIA DA TRANSIÇÃO TRIÁSICO-JURÁSSICO NA REGIÃO DE COIMBRA (BACIA LUSITÂNICA, PORTUGAL). M. Vilas Boas, Z. Pereira, L.V. Duarte e P. Fernandes.	379
ICNOFÓSILES	
MOLDEO Y VACIADO DE UNA GRAN SUPERFICIE DE ICNITAS DEL EOCENO DEL FLYSCH DE ZUMAIA EN EL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA (GIPUZKOA). E. Baeza, S. Menéndez, A. Hilario, G. Torre, I. Manterola, Z. Garcia, A. Basurko, M. Azurmendi y G. Zabaleta.	391
TRATAMIENTO DE IMÁGENES Y ANÁLISIS ICNOLÓGICO EN SONDEOS DEL MAR DE ALBORÁN: APLICACIÓN AL ESTUDIO DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAL. S. Casanova-Arenillas, F.J. Rodríguez-Tovar y F. Martínez-Ruiz.	399
MÉTODOS DE TRATAMIENTO DE IMAGEN APLICADOS A ICNOLOGÍA DE SONDEOS: CARACTERIZACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LA BIOTURBACIÓN. J. Dorador, O. Miguez-Salas y F.J. Rodríguez-Tovar.	403
ICNOFÓSILES DEL CÁMBRICO INFERIOR (MARIANIENSE) DE CUMBRES DE SAN BARTOLOMÉ (SIERRA NORTE DE HUELVA). E. Mayoral, J.A. Gámez Vintaned, R. Gozalo, L. Collantes, I. Garzón y A. Santos.	409
FIJI SOFTWARE, APOYO PARA EL ANÁLISIS ICNOLÓGICO EN CHALKS. O. Miguez-Salas y F.J. Rodríguez-Tovar.	417
TUBULAR TURBIDITES: CLAVE EN LA INTERPRETACIÓN DE DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS. F.J. Rodríguez-Tovar.	423
ANÁLISIS DINÁMICO DE LA PISTA FÓSIL HUMANA DE ROCCAMONFINA (CASERTA, ITALIA). G. Saborit, A. Mondanaro, M. Melchionna, C. Serio, F. Carotenuto, S. Tavani, M. Modafferi, A. Panarello, P. Mietto, L. Rook, P. Raia y A. Casinos.	427

MICROPALEONTOLOGÍA

PROLIFERACIÓN DE FORMAS ABERRANTES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS TRAS EL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO EN AGOST (ALICANTE). I. Arenillas, J.A. Arz y V. Gilabert.	431
BIOESTRATIGRAFÍA CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DE UNA NUEVA SECCIÓN DEL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO EN FELIPE ÁNGELES, SE MÉXICO. J.A. Arz, I. Arenillas, V. Gilabert, J.M. Grajales-Nishimura, G. Murillo-Muñetón y M.C. Rosales-Domínguez.	439
SHORT-LIVED LARGER FORAMINIFER-MELOBESIAN CARBONATES IN CENTRAL AMERICA AND THE CARIBBEAN - BIOTIC RESPONSE TO LOCAL ENDOGENIC VS. GLOBAL PALEOCLIMATIC PROCESSES. C. Baumgartner-Mora, P.O. Baumgartner and G. Andjic.	447
LA INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA EN LOS CAMBIOS DE ABUNDANCIA DE LOS NANOFÓSILES CALCÁREOS DEL PLIENBACHIENSE DE E RODILES (ASTURIAS). A. Fraguas, M.J. Comas-Rengifo, J.J. Gómez y A. Goy.	449
APLICACIÓN DEL MODELO TROX A LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS DEL AALENIENSE-BAJOCIENSE (JURÁSICO MEDIO) EN LA SECCIÓN DE TALVEILA, SORIA (CORDILLERA IBÉRICA, ESPAÑA). L. Hernández, M.L. Canales, M.H. Henriques y J. Peña	455
BAJOCIAN-BATHONIAN ASSP CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY: CALIBRATION TO AMMONITE CHRONOSTRATIGRAPHY IN THE LUSITANIAN BASIN (PORTUGAL). G.-E. López-Otálvaro and M.H. Henriques.	463
TOARCIAN/AALENIAN BIOSTRATIGRAPHY FROM CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND AMMONITES ON THE SÃO GIÃO SECTION, LUSITANIAN BASIN (PORTUGAL). G.-E. López-Otálvaro, A.C. Cortesão and M.H. Henriques.	469
FORAMINÍFEROS DEL MIOCENO AL SUR DE LA PROVINCIA DE VALENCIA: SECTOR ONTINYENT-FONTANARS. J. Usera, J. Guillem, I. García-Sanz y C. Alberola.	475
FORAMINÍFEROS CUATERNARIOS DE DOS SONDEOS EN EL LLANO DE BARCELONA, ESPAÑA. J. Usera, J. Guillem, R. Julià, S. Riera, I. García-Sanz y C. Alberola.	479
PALEOBIOGEOGRAFÍA Y PALEOBIOLOGÍA	
SESENTA Y SEIS MILLONES DE AÑOS DE ESPECIALIZACIÓN ECOLÓGICA Y ÉXITO EVOLUTIVO DE LOS MAMÍFEROS EN NORTEAMÉRICA. B. Figueirido, J.A. Pérez-Claros y P. Palmqvist.	487

HISTORIA GEOLÓGICA Y RECONSTRUCCIÓN PALEOBIOLÓGICA DE LOS DEPÓSITOS PALEONTOLÓGICOS DE LA PLAYA DE EL CONFITAL (GRAN CANARIA, ISLAS CANARIAS). A. González-Rodríguez, C.S. Melo, I. Galindo, J. Mangas, N. Sánchez, J. Coello, M.C. Lozano-Francisco, M. Johnson, C. Romero, J. Vegas, A. Márquez, C. Castillo y E. Martín-González.	491
IMPLICACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS DE LAS FAUNAS DEL GUADALUPIANO (PÉRMICO MEDIO-SUPERIOR) DEL NOROESTE DE MÉXICO. R.A. Lara-Peña y P. Navas-Parejo. ..	501
PERFILES TRIDIMENSIONALES OSTEOLÓGICOS CRANEALES: UNA NUEVA HERRAMIENTA EN ECOMORFOLOGÍA Y PALEOBIOLOGÍA. A. Pérez-Ramos y B. Figueirido.	509
ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN SANTA MARÍA DE LAS HOYAS EN EL ÁREA DE CONGOSTRINA (GUADALAJARA). I. Rodríguez-Castro y S. Rodríguez.	513
MISCELÁNEA	
DISTRIBUCIÓN, MORFOLOGÍA Y TAMAÑO DE INCLUSIONES ASOCIADAS A LOS FLUJOS DE RESINA EN EL ÁMBAR CRETÁCICO DE EL SOPLAO (CANTABRIA). R.P. Lozano, E. Barrón, E. Peñalver, A. Rodrigo y J.L. Viejo.	525
IGCP PROJECT 652: READING GEOLOGIC TIME IN PALEOZOIC SEDIMENTARY ROCKS	
THE CORRELATION BOUNDARY TOURNAISIAN/VISÉAN (MISSISSIPPIAN) BASED ON CONODONT OCCURRENCES IN NORTHERN SPAIN. S. Blanco-Ferrera and J. Sanz-López.	537
EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE GÉNEROS RELACIONADOS CON <i>GNATHODUS</i> (CONODONTO) DURANTE EL MISISÍPICO. S. Blanco-Ferrera, J. Sanz-López y C.G. Miller.	547
LOS PARADOXÍDIDOS DE LA FM. MANSILLA Y BASE DE LA FM. MURERO (LEONIENSE SUPERIOR-CAESARAUGUSTIENSE MEDIO, SERIE 3 DEL CÁMBRICO) EN LAS CADENAS IBÉRICAS (ESPAÑA). J.B. Chirivella, E. Liñán, M.E. Dies Álvarez y R. Gozalo.	555
TRILOBITES DEL CÁMBRICO INFERIOR (MARIANIENSE) DE LA UNIDAD FREGENAL-CUMBRES (SIERRA NORTE DE HUELVA). L. Collantes, R. Gozalo, I. Garzón y E. Mayoral.	563
HALLAZGO DE ESCLERITOS DE ALCIONÁCEOS EN MATERIALES PALEOZOICOS: DESENTRAMANDO EL REGISTRO DE OCTOCORALLIA. E. Fernández-Martínez, I. Coronado S. Rodríguez y F. Tournour.	571
PALINOMORFOS MISISÍPICOS DEL ÁREA DEL GUADIATO. DATOS PRELIMINARES. F. González, I. Rodríguez-Castro y S. Rodríguez.	579

THE KA ÁK EPISODE (MIDDLE DEVONIAN) RECORD IN THE IBERIAN PENINSULA. J.-C. Liao, J.I. Valenzuela-Ríos, S. García-López and P. Carls.	583
CORALES DEL SUBPISO ASTURIENSE EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA. S. Rodríguez e I. Coronado.	589
LOS TRILOBITES DE MINAS TIERGA (MARIANIENSE, CÁMBRICO INFERIOR) DE LAS CADENAS IBÉRICAS (NE ESPAÑA). A. Sepúlveda Ballester, E. Liñán y R. Gozalo.	595
THE ROLE OF THE DEVONIAN CONODONTS FROM THE SPANISH PYRENEES IN UNDERSTANDING THE DEVONIAN STANDARD SCALE. J.I. Valenzuela-Ríos and J.-C. Liao.	603
PRESENCIA DE <i>PLUMULITES</i> SP. (CLASE MACHAERIDIA) EN EL FRASNIENSE (DEVÓNICO SUPERIOR) DE TABUENCA (PROV. ZARAGOZA; CADENAS IBÉRICAS). J.A. Villena, C. Martínez Pérez y R. Gozalo.	611

PALEOPALINOLOGÍA Y PALEOBOTÁNICA

NEW MACROFLORAL DATA FROM THE STEPHANIAN C OF THE PUERTOLLANO BASIN (CIUDAD REAL PROVINCE, CENTRAL SPAIN)

C. Álvarez-Vázquez¹, J.I. Peláez² and J.A. Knight¹

¹Centro Paleobotánico, Real Jardín Botánico de Córdoba, Avenida de Linneo, s/n, 14004 Córdoba, Spain.

paleo.calvarez@jardinbotanicodecordoba.com; jaknightuk@btinternet.com

²Historiador Manuel Salcines, 1, 4ªA, 14004 Córdoba, Spain.

jipelaez@telefonica.net

The geological history of the Puertollano Basin (Ciudad Real province, central Spain), of Stephanian C (= lower Autunian) age, shows two different intervals: the earlier one characterized by a deeply incised palaeotopography and local, explosive volcanism (volcanic plug and tuffs); the later corresponding to a laterally extensive alluvial plain with a mild palaeotopography that corresponds to the coal- and oil-bearing succession, including widespread, apparently more distal tuff horizons. Although facies are mainly terrestrial, a marine connection has been proved in the latter succession.

The fossil flora of the Puertollano Coalfield has become widely known from publications on the locally large collections of the characteristic isoetalean *Omphalophloios puertollanense*, a lycopsid fossilized by volcanic ash. Mainly fertile remains of *Omphalophloios* preserved in two volcanic ash beds have allowed a full analysis of the morphology and reproductive strategy of this small tree (up to 8 m tall), as well as its comprehensive reconstruction (Wagner & Álvarez-Vázquez, 2015). The low diversity of the floral association within the tuff beds with *Omphalophloios* is very apparent. Only some pectopterid ferns and sphenopsids appear together with the *Omphalophloios* remains. A specialised, *in situ* environment of brackish inundation is represented.

However, the total composition of the Puertollano macro- and microfloral content is still incompletely known. Lacustrine levels sampled in 2012 in the (now abandoned) Emma Opencast Mine have yielded 321 specimens of drifted, fragmentary, but generally well-preserved, remains. Thirty-five taxa have been recognized to date. Although fragmentary, more than 25% of the specimens are conifer and peltasperm foliage, e.g. *Culmitzschia angustifolia*, *Culmitzschia laxifolia*, *Culmitzschia speciosa*, *Ernestiodendron filiciforme*, *Walchia piniformis* and *Autunia conferta*. The well-known resistance to prolonged maceration in water of this robust type of foliage may have influenced the enrichment of this record in the lacustrine facies. Pteridosperms (*Neuropteris ovata*, *Neurodontopteris auriculata*, *Neurocallipteris planchardii* and *Alethopteris zeilleri*), pectopterids (e.g. *Pecopteris biotii*, *Pecopteris jongmansii* and *Pecopteris puertollanensis*), and cordaitaleans are also present. Sphenopsids are relatively diverse and include *Annularia carinata*, *Annularia sphenophylloides*, *Asterophyllites equisetiformis*, *Calamostachys dumasii*, *Calamostachys tuberculata*, *Sphenophyllum oblongifolium* and *Lilpopia raciborskii*. The last two are stratigraphically significant species.

The co-existence of such recognized wetland elements as sphenopsids, ferns and pteridosperms in the same horizons of the lacustrine facies is indicative of a humid environment. In contrast, the common presence of conifers (mainly in the upper part of the succession, above Seam I), which are plants intolerant of a perennially high water table, is indicative of seasonal climatic conditions. Drier conditions



Figure 1. Conifer foliage and mudcracks in a lacustrine level above Seam I. Scale bar = 1 cm.

are also supported by the presence of frequent mudcracks in some of the lacustrine levels studied (Figure 1).

The more recent collections highlight sedimentary controls on the preservation of *Omphalophloios* material. It is noteworthy that vegetative fragments, i.e. *Bodeodendron* trunks, occur exclusively in one of the recently sampled localities, in contrast to the volcanic tuffs which preserve almost exclusively the fertile apices.

Acknowledgements

This research was supported by the Project CGL2015-66835-P (*Cambios bruscos y prolongados en el ecosistema, parámetros de control e indicadores bióticos/abióticos: el registro icnológico en el análisis de variaciones paleo-ambientales*) of the Spanish Government.

References

Wagner, R.H. & Álvarez-Vázquez, C. 2015. A coastal swamp dominated by *Omphalophloios* C.D. White, in the Autunian (uppermost Stephanian) of Puertollano, south-central Spain. *Palaeontographica*, Abt. B., 291 (1-3), 33-77.

ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE HELECHOS DE LAS HOYAS (CRETÁCICO INFERIOR, CUENCA, ESPAÑA)

C. Blanco¹, B. Gomez² y A.D. Buscalioni¹

¹Unidad de Paleontología, Dpto. Biología. Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Cantoblanco (Madrid), España.
candela.blanco@uam.es; angela.delgado@uam.es

²CNRS-UMR5276 Terre, Planètes, Environnement, Université Lyon 1 (Claude Bernard), 2, Rue Raphaël Dubois,
F-69622 Villeurbanne, France.
bernard.gomez@univ-lyon1.fr

Palabras clave: *Weichselia*, *Onychiopsis-Ruffordia*, asociación vegetal, tafonomía.

INTRODUCCIÓN

La excavación sistemática capa a capa que se lleva a cabo del yacimiento de Las Hoyas (Barremiense superior de Cuenca, España) permite el estudio de asociaciones fósiles en conjunción con datos sedimentarios. A partir de los estudios de facies realizados por Fregenal-Martínez (1998), se diferenciaron dos grupos, facies secas y húmedas, vinculándolas a periodos con un mayor nivel freático, o con más abundancia de tapetes microbianos y menos agua. Esta evidencia es congruente con la interpretación paleoambiental de Las Hoyas como un depósito que formó parte de un sistema de humedal subtropical a escala regional con una marcada estacionalidad (Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010). En este estudio se exploran los restos de helechos registrados en las capas de las cuadrículas del yacimiento.

MATERIAL Y MÉTODOS

Se ha analizado la procedencia de un total de 1392 helechos. La mayoría de los especímenes solo tienen información sobre la cuadrícula de la que provienen. Aunque Diéguez y Meléndez (2000) identificaron un total de 18 especies de helechos, en este estudio solo se incluyen grupos taxonómicos identificados en campo que se revisaron posteriormente en caso de ser catalogados. Así pues, a nivel específico se reconoce *Coniopteris laciniata*, *Coniopteris murrayana*, *Weichselia reticulata*; a nivel genérico *Sphenopteris* spp. (*Sphenopteris fittonii* y otras posibles especies del género), y *Cladophlebis* spp. (unifica las tres especies). *Onychiopsis psilotoides* y *Ruffordia goepperti*, se han unificado en el conjunto *Onychiopsis-Ruffordia* debido que se confunden con frecuencia.

Para la comparación de las asociaciones de helechos encontrados en la misma cuadrícula se realizó un análisis de conglomerados con la medida de asociación Morisita.

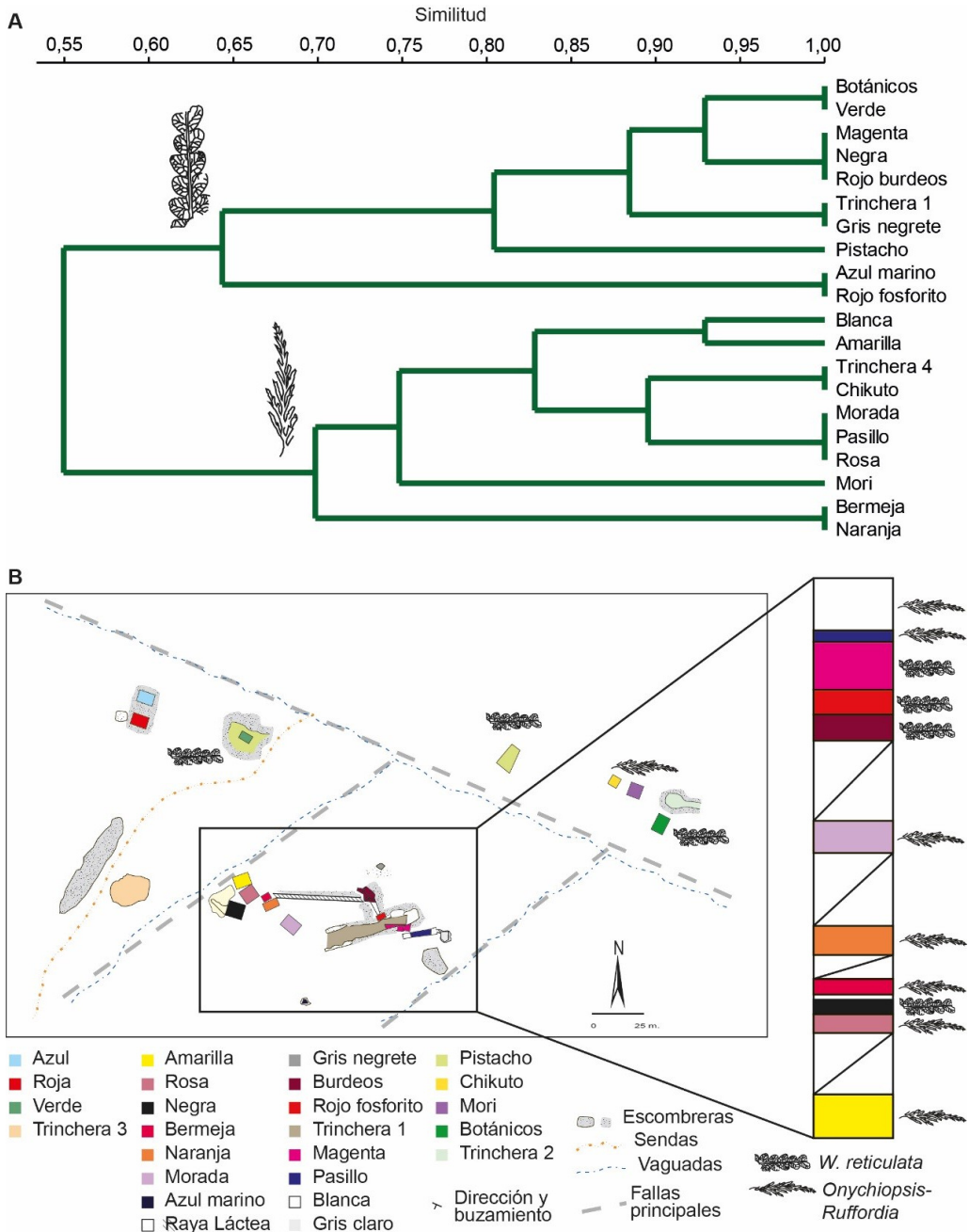


Figura 1. A. Resultado del análisis de conglomerados. B. Distribución espacial y temporal de las asociaciones dominadas por fragmentos de *Weichselia* y de *Onychiopsis-Ruffordia* en Las Hoyas, Modificado de Moratalla *et al.* (2017).

RESULTADOS

Los fragmentos de *Weichselia* son el resto de helecho más frecuente y son muy abundantes en las cuadrículas donde aparecen. Donde *Weichselia* resulta ser menos abundante, los fragmentos de *Onychiopsis-Ruffordia* dominan. Los restos de otros grupos taxonómicos son muy escasos y aparecen ocasionalmente: *Coniopteris laciniata* suele encontrarse cuando hay dominancia de *Weichselia*, mientras que *Cladophlebis* es más frecuente cuando *Onychiopsis-Ruffordia* es dominante o tiene una alta abundancia relativa.

El análisis de conglomerados por cuadrícula muestra los dos grupos señalados como excluyentes (Fig. 1A). La dominancia de los fragmentos de uno u otro taxón parece estar asociada con la localización espacial de las cuadrículas. *Weichselia* domina en las cuadrículas Norte y Oeste, mientras que en la zona Sur parece darse una alternancia temporal de los dos *taxa* (Fig. 1B).

DISCUSIÓN

Onychiopsis-Ruffordia y *Weichselia*, presentan adaptaciones a ambientes áridos (Diéguez y Meléndez, 2000), por lo que no se puede explicar su segregación por diferencias ecológicas asociadas a una mayor o menor disponibilidad de agua. Sin embargo, los restos de *Weichselia* parecen concentrarse en zonas con un mayor aporte de agua. De hecho, los restos vegetales en general se han considerado parautóctonos, resultan más abundantes en las facies húmedas probablemente por arrastre durante los periodos con mayor disponibilidad hídrica (Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010). Este dato es consistente con frondes de *Weichselia* de mayor tamaño que aparecen en la zona Oeste del yacimiento, en esta área además se han registrado peces de gran talla. La asociación de *Weichselia* y *Coniopteris laciniata*, con adaptaciones para ocupar márgenes encharcados, apoyaría también esta relación ambiental.

CONCLUSIONES

Las especies de helechos encontradas en Las Hoyas formaron dos asociaciones vegetales separadas, una con dominancia fragmentos de *Onychiopsis-Ruffordia* y otra de *Weichselia*. Se discute que la asociación de *Weichselia* viviría a una mayor distancia que *Onychiopsis-Ruffordia* de la zona lagunar, las hojas de *Weichselia* fueron arrastradas en los periodos con niveles freáticos más altos.

Agradecimientos

Financiación proporcionada por el proyecto CGL-2013-42643 P del MINECO.

Referencias

Buscalioni A.D. y Fregenal-Martínez M.A. 2010. A holistic approach to the palaeoecology of Las Hoyas Konservat-Lagerstätte (La Huérguina Formation, Lower Cretaceous, Iberian Ranges, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 36 (2), 297-326.

- Diéguez, C. y Meléndez, N. 2000. Early Cretaceous ferns from lacustrine limestones at Las Hoyas, Cuenca province, Spain. *Palaeontology*, 43 (6), 1113-1141.
- Fregenal-Martínez. 1998. *Análisis de la cubeta sedimentaria de Las Hoyas y su entorno paleogeográfico (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca). Sedimentología y aspectos tafonómicos del yacimiento de Las Hoyas*. Tesis Doctoral, UCM, Madrid, 354pp.
- Moratalla, J.J., Marugán-Lobón, J., Martín-Abad, H., Cuesta, E. & Buscalioni, A.D. 2017. Palaeoenvironmental implications of a newly discovered trackway possibly made by a trotting theropod at the Las Hoyas fossil site (Early Cretaceous, Cuenca province, Spain). *Palaeontologia Electronica*, 20 (3), 1-14.

AN OVERVIEW OF THE LOWER JURASSIC DINOFLAGELLATE CYST BIOSTRATIGRAPHY IN THE LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL

V. F. Correia^{1,2}, J. B. Riding³, L. V. Duarte⁴, P. Fernandes¹ and Z. Pereira²

¹CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas,
8005-139 Faro, Portugal.
vania.correia@lneg.pt

²LNEG, Rua da Amieira, 4465-965 S. Mamede de Infesta, Portugal

³British Geological Survey, Environmental Science Centre, Keyworth, Nottingham NG12 5GG, UK

⁴MARE - Marine and Environmental Sciences Centre, Faculty of Sciences and Technology, Department of Earth Sciences,
University of Coimbra, Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal

Keywords: Biostratigraphy, dinoflagellate cysts, palynology, Early Jurassic, Lusitanian Basin, Portugal.

INTRODUCTION

The Lusitanian Basin is an important Mesozoic depocentre located in central western Portugal, and oriented NE–SW (Fig. 1). It is 300 km long and 150 km wide, with a maximum basin fill of 5 km. The origin and evolution of this major sedimentary basin are related to the breakup of Pangaea and the opening of the North Atlantic Ocean. The fill is mainly composed of marine Jurassic sediments, ranging from Middle? –Upper Triassic to uppermost Lower Cretaceous (Kullberg *et al.*, 2013). Lower Jurassic carbonates are especially well developed in the Lusitanian Basin, in general comprising marl-limestone alternations (e.g., Duarte, 1997, 2007; Duarte *et al.*, 2010). Several works on the microfossil biostratigraphy of the Lower Jurassic successions of this basin have been recently published (e.g. Mattioli *et al.*, 2013; Cabral *et al.*, 2014, 2015; Henriques and Canales, 2013; Henriques *et al.*, 2014; Ferreira *et al.*, 2015; Rita *et al.*, 2016). However, the study of Jurassic dinoflagellate cysts has received relatively little attention. Davies (1985) is a reconnaissance biostratigraphical work, and Oliveira *et al.* (2007) and Barrón *et al.* (2013) are mainly focused on pollen and spores. As dinoflagellate cysts are highly useful in regional biostratigraphical studies (Riding and Thomas, 1992; Poulsen and Riding, 2003; Wiggan *et al.*, 2017), this contribution aims to provide an overview of the Lower Jurassic biostratigraphy established on dinoflagellate cysts from the upper Sinemurian to upper Toarcian successions at São Pedro de Moel, Brenha, Peniche, Fonte Coberta, Maria Pares and Vale das Fontes in the Lusitanian Basin (Fig. 1) based on Correia *et al.* (2017a,b, 2018).

MATERIAL AND METHODS

In this work, 214 samples from six Lower Jurassic successions in the Lusitanian Basin were studied. These are from: the Água de Madeiros Formation (Sinemurian; São Pedro de Moel); the Vale das Fontes and Leme de formations (Pliensbachian; Brenha and Fonte Coberta); the Cabo Carvoeiro Formation

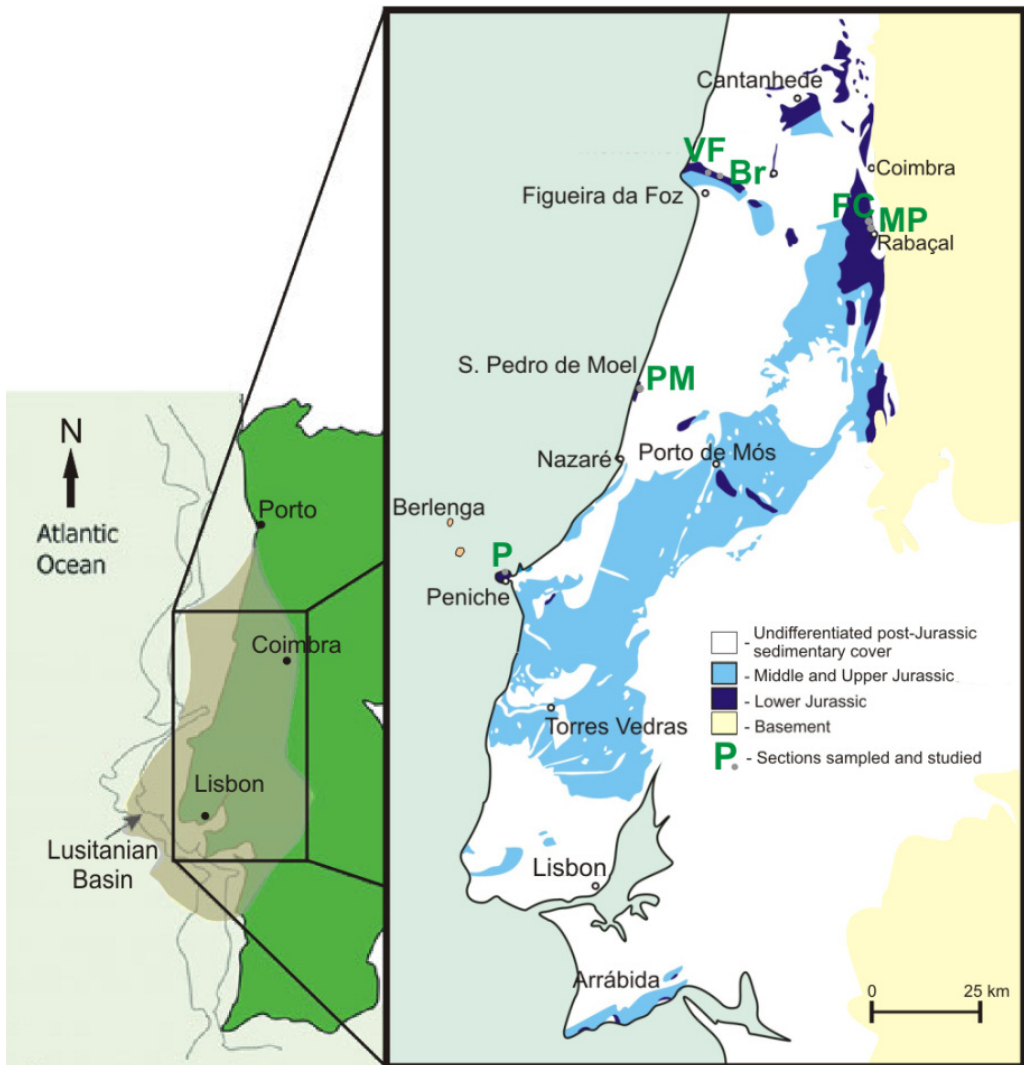


Figure 1. The location and geological setting of the Lusitanian Basin of western Portugal, adapted from Duarte *et al.* (2010). The six sections studied herein are indicated thus: P = Peniche; PM = São Pedro de Moel; VF = Vale das Fontes; Br = Brenha; FC = Fonte Coberta; and MP = Maria Pares.

(lower Toarcian; Peniche); and the São Gião and Póvoa da Lomba formations (Toarcian; Maria Pares). These lithostratigraphical units and the stratigraphical logs for each section are described and depicted in detail in Correia *et al.* (2017a,b, 2018).

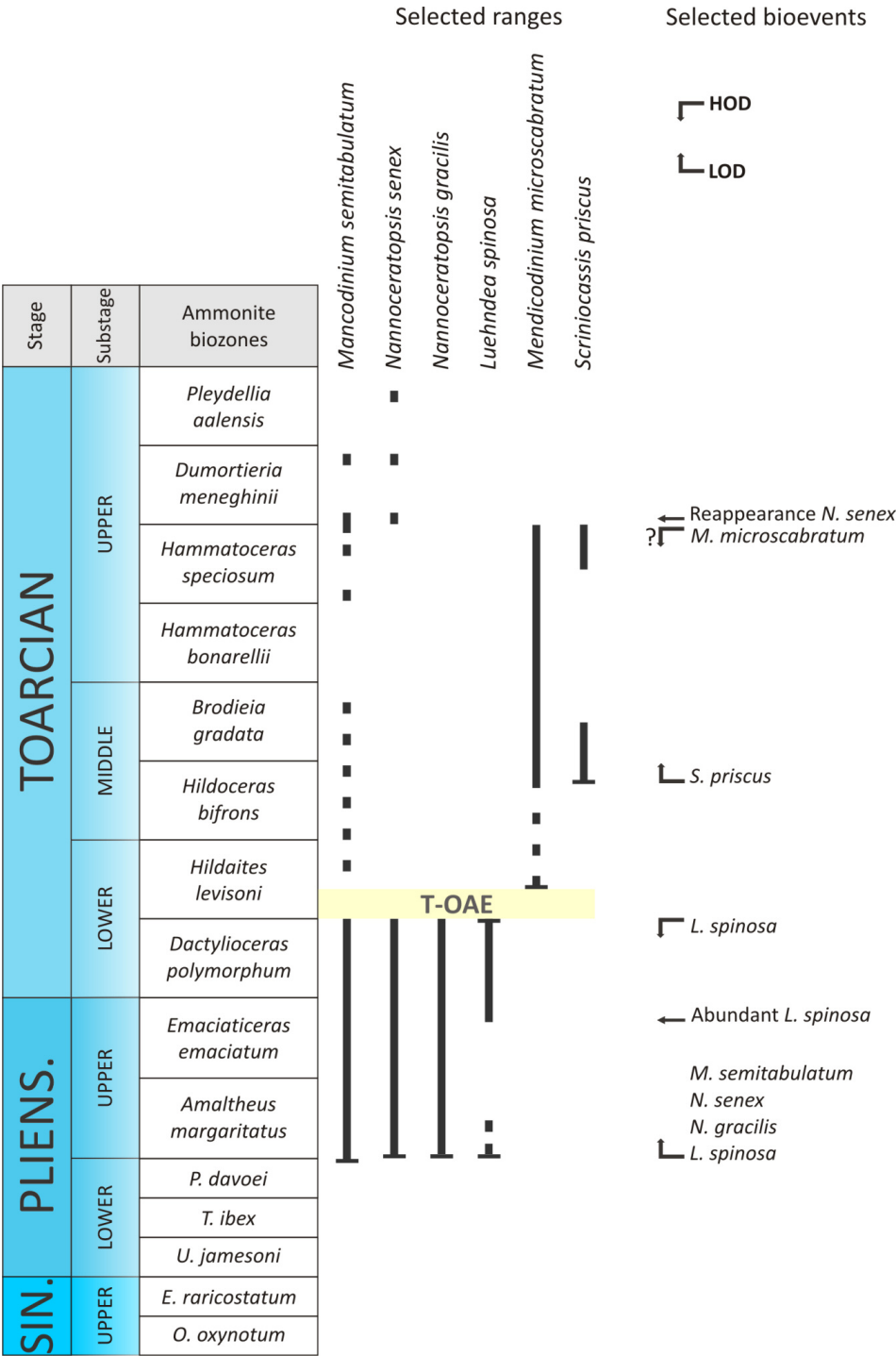
The samples were all prepared using standard palynological techniques but the organic residues were not oxidised. All the residues were sieved using a 15 µm mesh. The palynomorph concentrates were stained with Safranin to enhance the visibility of morphological features. If possible, a minimum

of 300 palynomorphs were counted for each sample; if not, the maximum number of specimens from two microscope slides were used. The samples, aqueous residues, microscope slides and figured specimens are all curated in the collections of the LNEG (Portuguese Geological Survey), São Mamede de Infesta, Portugal.

PALYNOLOGY

The upper Sinemurian succession at São Pedro de Moel was entirely barren of dinoflagellate cysts. The late Sinemurian marker dinoflagellate cyst *Liasidium variabile*, a thermophilic taxon, was not recorded in this study. By contrast, the five Pliensbachian and Toarcian sections herein yielded dinoflagellate cysts. Fifteen taxa were identified: *Dapsilidinium? deflandrei*; *Luehndea spinosa*; *Mancodinium semitabulatum*; *Maturodinium? inornatum*; *Mendicodinium microscabratum*; *Mendicodinium spinosum* subsp. *spinosum*; *Mendicodinium* sp.; *Nannoceratopsis ambonis*; *Nannoceratopsis gracilis*; *Nannoceratopsis senex*; *Nannoceratopsis* sp.; *Scriniocassis priscus*; *Scriniocassis weberi*; *Sentusidinium* sp.; and *Valvaeodinium* sp (see Correia *et al.* 2017a,b, 2018). These relatively low diversity dinoflagellate cyst assemblages, and their stratigraphical ranges, are generally typical of European Lower Jurassic successions (e.g. Riding, 1984; Riding *et al.*, 1991; Bucefalo Palliani and Riding, 2003; Baranyi *et al.*, 2016; Goryacheva, 2017) and are consistent with previous investigations of the Lower Jurassic palynology in the Lusitanian Basin (Davies, 1985; Oliveira *et al.*, 2007; Barrón *et al.*, 2013). Dinoflagellate cysts are scarce in the *Amaltheus margaritatus* ammonite biozone, but their abundance markedly increased within the *Emaciatoceras emaciatum* ammonite biozone. This trend was continued in the earliest Toarcian *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozone, where both abundance and diversity increased. *Luehndea spinosa* dominates the palynofloras throughout the uppermost Pliensbachian–lower Toarcian interval (upper *Emaciatoceras emaciatum* and *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozones). Above the *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozone, overall dinoflagellate cyst abundances and diversity were sharply reduced due to the palaeoenvironmental perturbations caused by the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE), including the extinction of *Luehndea spinosa* and the disappearance of *Nannoceratopsis* spp. (Fig. 2; Correia *et al.* 2017a,b). The dinoflagellate cyst assemblages above the base of *Hildaites levisoni* ammonite biozone are dominated by *Mancodinium semitabulatum* and *Mendicodinium* spp.

In terms of dinoflagellate cyst biostratigraphy in the Lusitanian Basin, *Mancodinium semitabulatum* (Plate I, 1) is commonly present in all the Pliensbachian–Toarcian successions, with its lowest occurrence datum (LOD) in the Lusitanian Basin at the top of *Prodactylioceras davoiei* ammonite biozone. The LOD of the genus *Nannoceratopsis* in the Lusitanian Basin is represented by the consistent records of *Nannoceratopsis gracilis* (Plate I, 3) and *Nannoceratopsis senex* (Plate I, 2) at the base of the *Amaltheus margaritatus* ammonite biozone. By contrast, *Nannoceratopsis ambonis* is rarely present in the Toarcian of the Lusitanian Basin. The genus disappeared at the base of *Hildaites levisoni* ammonite biozone, probably due the effects associated with the T-OAE, but *Nannoceratopsis ambonis* and *Nannoceratopsis senex* reappeared in the upper Toarcian, in the *Hammatoceras speciosum* to *Pleydellia aalensis* ammonite biozones. The highest occurrence datums (HODs) of reliable occurrences of *Nannoceratopsis gracilis* and *Nannoceratopsis senex* are in the lower Bajocian *Stephanoceras humphriesianum* ammonite biozone (Poulsen and Riding, 2003; Wiggan *et al.*, 2017). *Luehndea spinosa* (Plate I, 4) ranges from the upper Pliensbachian, *Amaltheus margaritatus* ammonite biozone, to the lowermost Toarcian, top of *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozone. *Mendicodinium microscabratum* (Plate I, 5) occurred



between the *Hildaites levisoni* and the *Hammatoceras speciosum* ammonite biozones. This record of *Mendicodinium microscabratum* (Plate I, 5) in the middle and upper Toarcian in the Lusitanian Basin is the youngest known occurrence of this species. *Scrinioicassis priscus* (Plate I, 6) and *Scrinioicassis weberi* were found in the Toarcian of the Lusitanian Basin in relatively low proportions. *Scrinioicassis weberi* is very rare, but *Scrinioicassis priscus* can be common, where present, between the Toarcian *Hildoceras bifrons* and the *Hammatoceras speciosum* ammonite biozones (Fig. 2).

CONCLUSIONS

The Lower Jurassic dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Lusitanian Basin of western Portugal has been comprehensively examined. The Sinemurian proved entirely devoid of dinoflagellate cysts, but the overlying Pliensbachian–Toarcian succession is characterised by relatively low dinoflagellate cyst diversities, with fifteen taxa recognised. The dinoflagellate cysts *Luehndea spinosa*, *Mancodinium semitabulatum*, *Mendicodinium microscabratum*, *Nannoceratopsis gracilis*, *Nannoceratopsis senex* and *Scrinioicassis priscus* were relatively frequent and proved to have biostratigraphical significance. *Luehndea spinosa* is the most age-diagnostic species, and is the dominant palynomorph in the lowermost Toarcian *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozone.

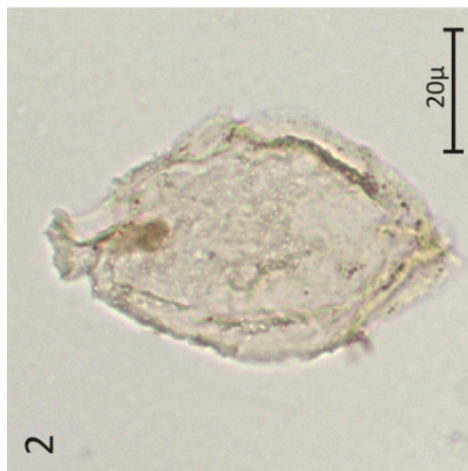
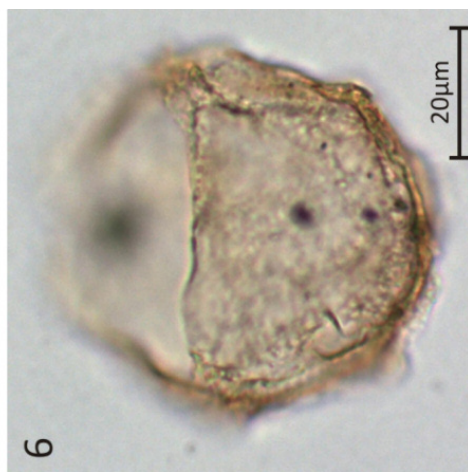
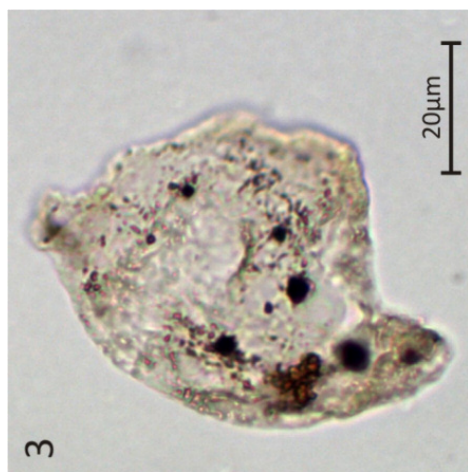
Acknowledgements

The work of Vânia F. Correia is part of her PhD scholarship SFRH/BD/93950/2013, awarded by the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT). Luís V. Duarte was supported by FCT, through the strategic project UID/MAR/04292/2013 granted to the Marine and Environmental Sciences Centre (MARE). This work is also a contribution to the project IGCP-655 (IUGS-UNESCO) Toarcian Oceanic Anoxic Event: Impact on marine carbon cycle and ecosystems. James B. Riding publishes with the approval of the Executive Director, British Geological Survey (NERC).

References

- Baranyi, V., Pálfi, J., G r g, A., Riding, J.B., Raucsik, B., 2016. Multiphase response of palynomorphs to the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) in the Réka Valley section, Hungary. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 235, 51–70.
- Barrón, E., Comas-Rengifo, M.J., Duarte, L.V., 2013. Palynomorph succession of the Upper Pliensbachian–Lower Toarcian of the Peniche section (Portugal). *Comunicações Geológicas*, 100 (Especial I), 55–61.
- Bucefalo Palliani, R., Riding, J.B., 2003. Biostratigraphy, provincialism and evolution of European Early Jurassic (Pliensbachian to early Toarcian) dinoflagellate cysts. *Palynology*, 27, 179–214.

Figure 2. A composite dinoflagellate cyst range chart for the Lower Jurassic successions of the Lusitanian Basin based on selected bioevents from the database in Correia *et al.* (2017a,b, 2018). HOD = highest occurrence datum; LOD = lowest occurrence datum; T-OAE = Toarcian Oceanic Anoxic Event.



- Cabral, M.C., Lord, A., Boomer, I., Loureiro, I., Malz, H., 2014. *Tanycithere* new genus and its significance for Jurassic ostracoda diversity. *Journal of Palaeontology*, 88, 519–530.
- Cabral, M.C., Colin, J.P., Azerêdo, A.C., Silva, R.L., Duarte, L.V., 2015. Brackish and marine ostracode assemblages from the Sinemurian of western Portugal, with descriptions of new species. *Micropaleontology*, 61, 3–24.
- Correia, V.F., Riding, J.B., Fernandes, P., Duarte, L.V., Pereira, Z., 2017a. The palynology of the lower and middle Toarcian (Lower Jurassic) in the northern Lusitanian Basin, western Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 237, 75–95.
- Correia, V.F., Riding, J.B., Duarte, L.V., Fernandes, P., Pereira, Z., 2017b. The palynological response to the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) at Peniche, Lusitanian Basin, western Portugal. *Marine Micropaleontology*, 137, 46–63.
- Correia, V.F., Riding, J.B., Duarte, L.V., Fernandes, P., Pereira, Z., 2018. The Early Jurassic palynostratigraphy of the Lusitanian Basin, western Portugal. *Geobios*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2018.03.001>.
- Davies, E.H., 1985. The miospore and dinoflagellate cyst Oppel-Zonation of the Lias of Portugal. *Palynology*, 9, 105–132.
- Duarte, L.V., 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian–Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 83, 65–94.
- Duarte, L.V., 2007. Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin, Portugal, in: Rocha, R.B. (Ed.), *The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian GSSP. International Subcommission on Jurassic Stratigraphy*, ISBN 978-972-8893-14-9, pp. 17–23.
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Oliveira, L.C.V., Comas-Rengifo, M.J., Silva, F., 2010. Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: total organic carbon distribution and relation to transgressive–regressive facies cycles. *Geologica Acta*, 8, 325–340.
- Ferreira, J., Mattioli, E., Pittet, B., Cachão, M., Spangenberg, J.E., 2015. Palaeoecological insights on Toarcian and lower Aalenian calcareous nannofossils from the Lusitanian Basin (Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436, 245–262.
- Goryacheva, A. A., 2017. Lower Jurassic palynostratigraphy of Eastern Siberia. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 25, 265–295.
- Henriques, M.H., Canales, M.L., 2013. Ammonite-benthic foraminifera turnovers across the Lower–Middle Jurassic transition in the Lusitanian Basin (Portugal). *Geobios*, 46, 395–408.
- Henriques, M.H., Canales, M.L., Figueiredo, V., García-Frank, A., Hernández, L., Silva, S., Ureta, S., 2014. Biostratigrafia integrada (ammonoidea, foraminiferida) da passagem Jurássico Inferior-Médio na Península Ibérica: resultados preliminares. *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I), 443–446.

Plate I. Selected dinoflagellate cysts from the Lower Jurassic strata of the Lusitanian Basin. 1. *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth 1970, Vale das Fontes section, lower Toarcian, *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozone. 2. *Nannoceratopsis senex* van Helden 1977, Vale das Fontes section, lower Toarcian, *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozone. 3. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti 1961 emended Evitt 1962, Peniche section, lower Toarcian, *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozone. 4. *Luehrdea spinosa* Morgenroth 1970, Vale das Fontes section, lower Toarcian, *Dactylioceras polymorphum* ammonite biozone. 5. *Mendicodinium microscabratum* Bucefalo Palliani et al. 1997, Maria Pares section, lower Toarcian, *Hildaites levisoni* ammonite biozone. 6. *Scriniocassis priscus* (Gocht 1979) Below 1990, Maria Pares section, upper Toarcian, *Hammatoceras speciosum* ammonite biozone.

- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Soares, A.F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A.C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M.C., Martins, L., Miranda, J.R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M., Nogueira, C.R., 2013. A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica. *Geologia de Portugal*, 2, 195–347.
- Mattioli, E., Plancq, J., Boussaha, M., Duarte, L.V., Pittet, B., 2013. Calcareous nannofossil biostratigraphy: new data from the Lower Jurassic of the Lusitanian Basin. *Comunicações Geológicas*, 100 (Especial I), 69–76.
- Oliveira, L.C.V., Dino, R., Duarte, L.V., Perilli, N., 2007. Calcareous nannofossils and palynomorphs from Pliensbachian-Toarcian boundary in Lusitanian Basin, Portugal. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10, 5–16.
- Poulsen, N.E., Riding, J.B., 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1, 115–144.
- Riding, J.B., 1984. A palynological investigation of Toarcian to early Aalenian strata from the Blea Wyke area, Ravenscar, North Yorkshire. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 46, 109–122.
- Riding, J.B., Thomas, J.E., 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System, in: Powell, A.J. (Ed.), *A stratigraphic index of dinoflagellate cysts*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall, London, pp. 7–97.
- Riding, J.B., Walton, W., Shaw, D., 1991. Toarcian to Bathonian (Jurassic) palynology of the Inner Hebrides, northwest Scotland. *Palynology*, 15, 115–179.
- Rita, P., Reolid, M., Duarte, L.V., 2016. Benthic foraminiferal assemblages record major environmental perturbations during the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval in the Peniche GSSP, Portugal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 454, 267–281.
- Wiggin, N.J., Riding, J.B., Franz, M., 2017. Resolving the Middle Jurassic dinoflagellate radiation: The palynology of the Bajocian of Swabia, southwest Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 238, 55–87.

DIVERSIDAD DE MARCHANTIOPSIDOS (HEPÁTICAS) EN DEPÓSITOS ALBIENSES DE LA FORMACIÓN ESCUCHA EN LA PROVINCIA DE TERUEL

I. Encinas¹, J.B. Díez² y L.M. Sender³

¹Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Granada, Spain.
ignacioencinasmartin@gmail.com.

²Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Universidade de Vigo, 36200 Vigo, Spain.

³Department of Biological Sciences, Chuo University, 1-13-27 Kasuga, Bunkyo, Tokyo, Japan

Palabras clave: Cordillera Ibérica, NE Iberia, Cretácico Inferior, Hepáticas.

Los restos de plantas fósiles estudiados fueron hallados en un yacimiento próximo a la localidad de Esteruel, referido anteriormente en Diéguez *et al.* (2007), en depósitos de llanura mareal dentro de un ambiente deltaico-estuarino perteneciente a la Formación Escucha, asignada al Albiense en este área a partir de datos palinológicos (Peyrot *et al.*, 2007).

El estudio detallado de la macroflora de este yacimiento, muestra 3 morfologías diferentes de briófitos, que se han asignado a la familia Marchantiaceae, en base a la clasificación de hepáticas de Crandall-Stotler & Stotler (2000). Dentro de las 3 morfologías, 2 de ellas han sido asignadas al género *Ricciopsis* Lundblad y otra presenta características próximas al género *Heptaticites* Hueber.

Los datos tafonómicos, la información sedimentológica de los depósitos relacionados y la comparación con otros marchantiópsidos similares, tanto actuales como fósiles, permiten utilizar este taxón como indicador ambiental de condiciones húmedas en estos depósitos del Albiense, en la provincia de Teruel.

Este estudio contribuye al conocimiento paleoambiental y de la paleoflora presente en la Península Ibérica durante el Albiense, así como al estudio de la evolución de la familia Marchantiaceae.

Agradecimientos

Este trabajo constituye una contribución a los proyectos CGL2015-69805-P y CGL2013-41295-P del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España, así como al GRC 2015/020 de la Xunta de Galicia.

Referencias

Crandall-Stotler B., Stotler R.E. 2000. Morphology and classification of the Marchantiophyta. A.J. Shaw, B. Goffinet (Eds.). *Bryophyte Ecology*. Cambridge University Press, Cambridge, 21–70.

- Diéguez, C., Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., 2007. Marchantiopsid colonization mats from the Upper Aptian–Lower Albian of the Escucha Formation (Oliete Sub-Basin, Iberian Ranges, eastern Spain). *Comptes Rendus Palevol*, 6, 413–422.
- Peyrot, D., Rodríguez-López J.P., Barrón, E., Meléndez, M., 2007. Palynology and biostratigraphy of the Escucha Formation in the Early Cretaceous Oliete Sub-basin, Teruel, Spain. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, 39, 135-154.

NUEVOS DATOS PALINOLÓGICOS EN FACIES MUSCHELKALK DE LAS CORDILLERAS COSTERO CATALANAS (NE DE ESPAÑA)

M. García-Ávila¹, R. Mercedes-Martín², M. Juncal¹ y J.B. Díez¹

¹Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Universidade de Vigo. E-36310, Vigo, Spain.

manugarcia@uvigo.es / majuncal@uvigo.es / jbdiez@uvigo.es

²School of Environmental Sciences - University of Hull. United Kingdom.

rmercedesgeo@gmail.com

Palabras clave: Palinoestratigrafía, Triásico medio, Ladinense-Carniense, Dominio Peritético.

La evolución de Iberia durante el Pérmico Superior y Mesozoico puede dividirse en tres ciclos de rifting y post-rifting. El ciclo rift correspondiente al Pérmico superior – Triásico afectó ampliamente a la parte oriental de la placa ibérica generando cuencas que fueron rellenadas por sedimentos en facies Germánicas durante este periodo de tiempo.

En el Este de Iberia, el registro estratigráfico puede subdividirse en tres tipos de facies, de base a techo Buntsandstein (sedimentos clásticos continentales), Muschelkalk (carbonatos marinos, evaporitas y capas siliciclásticas rojas) y Keuper (depósitos de marea y sabkha).

En la Cuenca Triásica Catalana, las facies Muschelkalk (Anisiense-Ladiniense) están formadas por dos unidades calcáreas separadas por una unidad evaporítica-siliciclástica. La unidad calcárea superior fue recientemente subdividida en dos secuencias transgresivo-regresivas correspondientes a dos rampas carbonatadas afectadas por fallas, separadas por una marcada discordancia subaérea regional asociada a una caída del nivel del mar. Anteriormente se han utilizado ammonites, bivalvos y palinomorfos para datar estas plataformas. Sin embargo, son necesarios estudios bioestratigráficos más detallados para poder acotar mejor la edad de dicha discordancia subaérea, y el momento en que la reorganización paleogeográfica de los depocentros de las cuencas sedimentarias de esta región tuvo lugar.

En este trabajo presentamos nuevos datos palinológicos procedentes de dos secciones estratigráficas caracterizadas por alternancia de margas y calizas de rampa externa que han permitido calibrar mejor la edad de la discordancia. En la Sección Rasquera se recogieron cuatro muestras (CRQ-1 bajo la discordancia y CRQ-2,3 y 4 por encima) y en la sección de Falset cinco muestras más (FL2-1 a FL2-5 por encima de la discordancia).

Los datos palinológicos obtenidos para las dos secciones estratigráficas sugieren un intervalo de edad Ladinense superior – Carniense inferior debido a la presencia de *Alisporites* sp., *Aratrisporites granulatus*, *Calamospora* sp., *Calamospora tener*, *Camerosporites secatus*, *Duplicisporites granulatus*, *Ephedripites* sp., *Lunatisporites noviaulensis*, *Microcachrydites doubingeri*, *Microcachrydites fastidioides*, *Microcachrydites* sp., *Ovalipollisovalis*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Paracirculina scurrilis*, *Paracirculina tenebrosa*, *Patinasporites densus*, *Platysaccus papilionis*, *Praecirculina granifer*, *Retrusotriteles* sp., *Staurosaccites quadrifidus*, *Striatoabieites aytugii*, *Triadispora crassa*, *Triadispora epigona*, *Triadispora falcata*, *Triadispora plicata*, *Triadispora staplinii*, *Triadispora suspecta*, *Triadispora* sp. y *Verrucosisporites* sp.

Agradecimientos

Esta investigación fue subvencionada por los proyectos CGL2014-52699P (Ministerio de España), GRC 2015/020 (Xunta de Galicia) y una beca Percy Sladen Memorial Fund de la Linnean Society de Londres (R. M-M).

THE STEPHANIAN FOSSIL FLORA OF THE CARRASCONTE AREA OF THE VILLABLINO COALFIELD (LEÓN, NW SPAIN)

J.A. Knight¹, C. Álvarez-Vázquez¹ and J.I. Peláez²

¹Centro Paleobotánico, Real Jardín Botánico de Córdoba, Avenida de Linneo, s/n, 14004 Córdoba, Spain.

jaknightuk@btinternet.com; paleo.calvarez@jardinbotanicodecordoba.com

²Historiador Manuel Salcines, 1, 4ªA, 14004 Córdoba, Spain.

jjpelaez@telefonica.net

The Villablino Coalfield is of key significance for interpretation of the Cantabrian Mountains during the Late Pennsylvanian, reflecting its position with respect to the structural development of the Asturian arcuate fold belt. Its sedimentary succession of Stephanian age provides a record of sedimentary, palaeoclimatic and palaeogeographic environments in the littoral area of the Paleo-Tethys Sea and in the transition through the uppermost substages of the Pennsylvanian and succeeding Permian.

The Carrasconte mining area comprises the easternmost sector of the Villablino Coalfield with an extensive history of exploitation by underground and opencast mining. The interpretation of the sedimentary succession (Wagner & Álvarez-Vázquez, 2010) recognises the oldest sediments of this coalfield in the Carrasconte area. Despite the long mining history, reliable documentation of the stratigraphic succession is lacking. In recent time extensive opencast mining has permitted the collection of a numerically large fossil flora; however, this flora remains enigmatic in respect of its biostratigraphical position in the Stephanian successions of northern Spain. Current work at various points in the coalfield links the collection of fossil flora with measurement of sedimentary successions and the preparation of stratigraphic columns (Fig. 1).

This work has permitted for the first time the preparation of a structural section of the Carrasconte area, supported by the documentation of underground mine workings and more recent surface mining operations. This reflects the long-standing interpretation of a westwards plunging syncline with E-W axis. More importantly, this section identifies that the total stratigraphic thickness represented in this sector of the coalfield, as measured from the base of the succession on the northern flank of the syncline, reaches some 1,800 m.

The most numerous collections of fossil flora to date, from opencast workings, represent primarily the upper half of this succession. Work continues to extend this coverage to the full succession. To date over 3360 samples have been collected, from which over 52 taxa have been identified. The collections in the Centro Paleobotánico of the Real Jardín Botánico de Córdoba document a high presence of pectopterid ferns (e.g. *Lobatopteris corsinii*, *Polymorphopteris integra*, *Polymorphopteris polymorpha*, *Polymorphopteris subelegans*, *Polymorphopteris villablinensis*, *Pecopteris ameromii* and *Pecopteris daubrei* among others). Other well-represented groups, which in general maintain the same relative frequency throughout the Villablino Coalfield, consist of pteridosperms (*Alethopteris zeilleri*, *Callipteridium zeilleri*, *Dicksonites plukenetii* and *Pseudomariopteris cordato-ovata*), sphenopterid ferns (*Oligocarpia gutbieri*, *Sphenopteris biturica*, *Sphenopteris mathetii*), sphenopsids (*Sphenophyllum longifolium*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Sphenophyllum verticillatum*, *Annularia spinulosa* and *Asterophyllites*

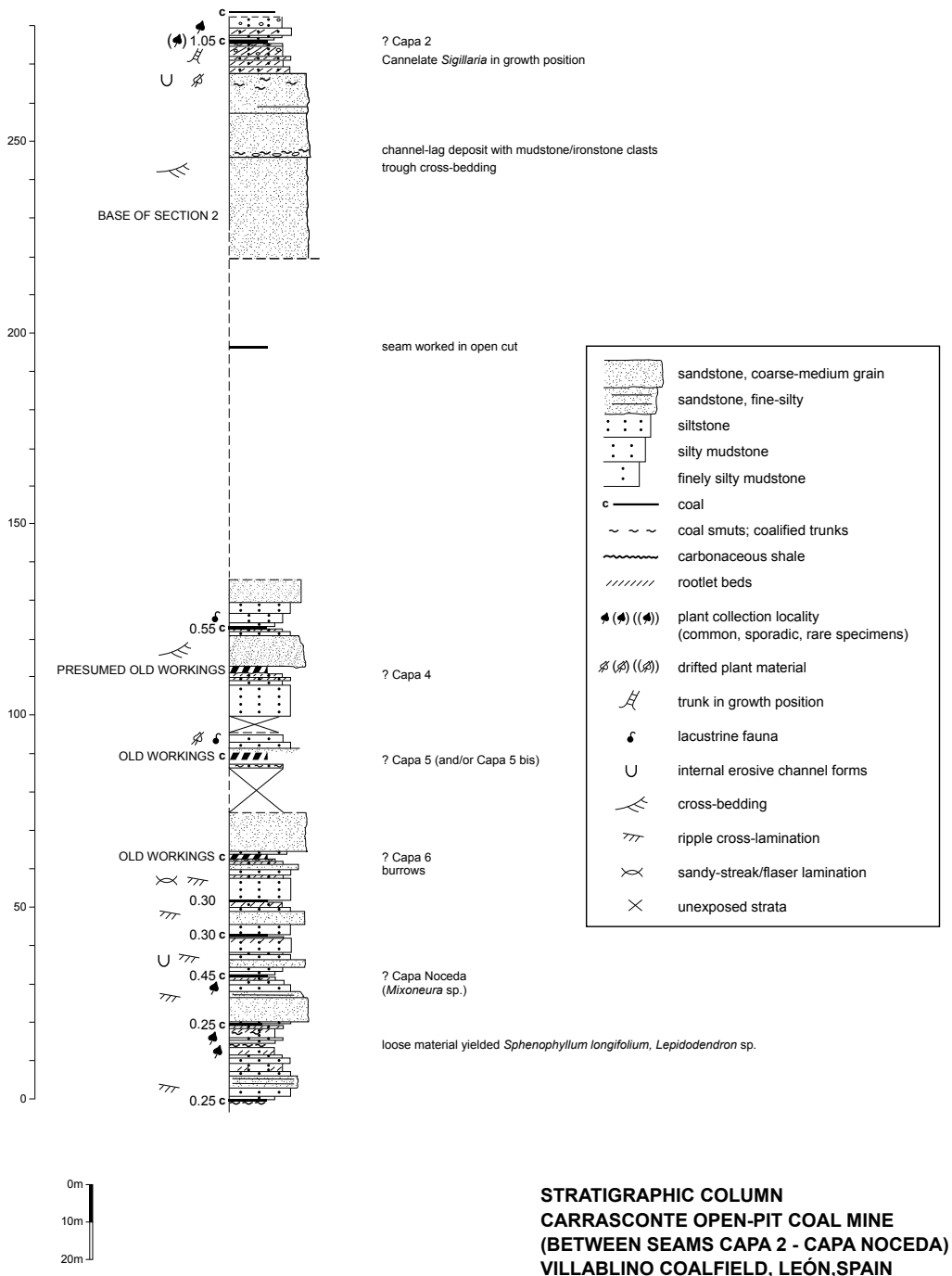


Figure 1. Stratigraphic column of part of the exploited succession of the Carrasconte area.

equisetiformis) and lycopsids (in particular "*Lepidodendron*" *gaudryi*, *Diaphorodendron dissitum*, *Sigillaria brardii* and *Asolanus camptotaenia*). Closely associated with coal seams are adpressions of large decorticated *Sigillaria* trunks.

It is important to note that *Neuropteris ovata*, a species with biostratigraphic significance, characterizes only the lower part of the Carrasconte succession, while only one specimen of *Sphenophyllum angustifolium*, the index of the Stephanian B *Sphenophyllum angustifolium* megafloral zone, appears in the upper part of the succession.

Wagner & Álvarez-Vázquez (2010) attribute the Carrasconte flora to the Stephanian B (*sensu* Saint Étienne), with which the current authors broadly agree. Nevertheless the Carrasconte succession was suggested, based on preliminary basin analysis, to be relatively older than more westerly sectors of the Villablino Coalfield. This remains to be demonstrated; the thick sedimentary successions in Carrasconte and adjacent areas of the Villablino Coalfield may be expected to reflect some biostratigraphical development of the floral composition and reflect local palaeoecological influences. These aspects remain to be evaluated in the very large collections from the Villablino Coalfield as a whole.

Acknowledgements

This research was supported by the Project CGL2015-66835-P (*Cambios bruscos y prolongados en el ecosistema, parámetros de control e indicadores bióticos/abióticos: el registro icnológico en el análisis de variaciones paleo-ambientales*) of the Spanish Government.

References

- Wagner, R.H. & Álvarez-Vázquez, C. 2010. The Carboniferous floras of the Iberian Peninsula: A synthesis with geological connotations. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162 (3), 238-324.

ESTUDO PALINOESTRATIGRÁFICO DO DEVÓNICO SUPERIOR DE BJØRNØYA, CIRCO POLAR ÁRTICO

G. Lopes¹ e G. Mangerud²

¹Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Bergen, Apartado 7803, N-5020 Bergen, Noruega.

Gilda.Lopes@uib.no

²Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Bergen, Apartado 7803, N-5020 Bergen, Noruega.

Gunn.Mangerud@uib.no

Palavras-chave: Palinologia; Esporos; Fameniano; Formação Røedvika; Grupo Billefjorden.

INTRODUÇÃO

Bjørnøya é uma pequena ilha do território norueguês localizada a meio caminho entre o ponto mais a norte da Noruega e o Arquipélago de Svalbard. (Fig. 1)

Devido à sua posição isolada na margem oeste da plataforma continental do Mar de Barents, este local é uma área crucial permitindo o estudo detalhado à superfície, das diversas características das rochas -mãe e dos reservatórios de hidrocarbonetos que se encontram no *offshore*.

Este trabalho foca-se no estudo palinoestratigráfico da secção inferior do Grupo Billefjorden, uma unidade estratigráfica do Paleozóico superior que se estende pela plataforma continental do Mar de Barents. Esta unidade, essencialmente continental e de origem siliciclástica, está relativamente bem documentada do ponto de vista litoestratigráfico, no entanto, o conhecimento existente ainda não permite o estabelecimento de correlações detalhadas entre as diversas áreas desta extensa plataforma. Nos últimos anos tem-se vindo a fazer um trabalho de pormenor que está a permitir aumentar a correlação das diversas formações do Grupo Billefjorden ao longo do Mar de Barents. Estes estudos têm por base a palinologia, que se constitui como a única ferramenta que existe atualmente para datar estas unidades. Neste trabalho serão apresentados os dados de palinologia da Formação Røedvika, a formação mais antiga do Grupo Billefjorden depositada em Bjørnøya. Os dados obtidos a partir desta análise possibilitam uma re-avaliação do estudo palinológico publicado por Kaiser em 1970, onde se estabeleceu o único esquema biozonal existente para estas unidades. Com base no conhecimento litoestratigráfico e palinológico mais recente e integrando os dados do antigo esquema biozonal (Kaiser, 1970), espera-se melhorar consideravelmente a correlação local e regional para o Grupo Billefjorden no Mar de Barents.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Em Bjørnøya, o Grupo Billefjorden compreende sedimentos siliciclásticos continentais depositados em repetidos sistemas deltaicos prográdantes que se sobrepõem a depósitos de planícies de inundação

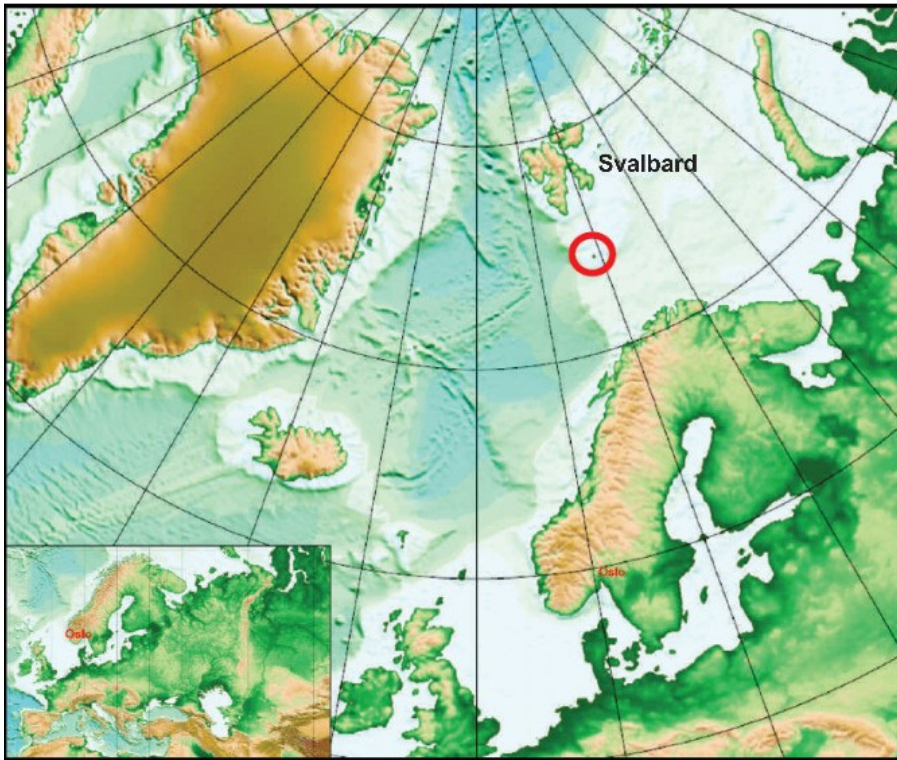


Figura 1. Localização geográfica da área de estudo, a ilha de Bjørnøya (círculo vermelho) (Adap. Mørk *et al.*, 2014).

onde existiam lagos e rios meandriformes (Dallman *et al.*, 1999; Mørk *et al.*, 2014). Segundo o mais recente esquema litoestratigráfico (Dallman *et al.*, 1999), duas formações foram definidas para o Grupo Billefjorden em Bjørnøya: por ordem ascendente, Fm. Røedvika e Fm. Nordkapp. O estudo palinológico aqui apresentado vai focar-se na Formação Røedvika, que se constitui como a unidade mais antiga desta sucessão, tendo sido datada do Devónico Superior ao Tournaisiano (Kaiser, 1970; Dallman *et al.*, 1999). Esta formação é constituída por 3 membros (Vesalstranda, Kapp Levin e Tunheim), sendo que o mais antigo (Mb. Vesalstranda) é essencialmente constituído por camadas alternantes de arenitos, siltitos, argilitos, xistos carbonosos e carvões (Dallman *et al.*, 1999). O Mb. Kapp Levin apresenta essencialmente arenitos e conglomerados, embora se observem finas camadas de xistos intercaladas ao longo desta unidade, e um possante argilito na parte superior deste membro. O mais recente membro desta sucessão, Mb. Tunheim, é constituído por arenitos e conglomerados intercalados por camadas de xistos, argilitos e carvões (Dallman *et al.*, 1999).

MATERIAL E MÉTODOS

Sessenta e uma amostras palinológicas foram recolhidas em 10 secções ao longo da costa Este de Bjørnøya, compreendendo os 3 membros da Formação Røedvika (Fig. 2). Todas as amostras foram pro-



Figura 2. Secção de amostragem, Kullbukta Syd.

cessadas num laboratório externo (Palynological Laboratory Services Ltd. (PLS)), e tratadas de acordo com procedimentos laboratoriais normalizados que implicam o uso dos ácidos fluorídrico e clorídrico para a eliminação da fracção mineral e concentração da matéria orgânica. O resíduo orgânico foi posteriormente oxidado de forma a tornar os palinomorfos mais claros para facilitar a sua identificação (Wood *et al.*, 1996; Riding e Warny, 2008). A análise palinológica foi conduzida no Departamento de Ciências da Terra, da Universidade de Bergen, Noruega, recorrendo a um microscópio de luz transmitida Carl Zeiss Axio Imager A2. Cada slide foi estudado na sua totalidade, e as espécies e géneros identificados foram registadas como presentes no software StrataBugs. Os espécimes ilustrados foram fotografados com auxílio a uma camera Carl Zeiss AxioCam ERc5S, e os slides fotografados estão depositados no Museu de História Natural da Universidade de Oslo, Noruega.

RESULTADOS

As associações palinológicas registadas são pouco diversificadas e apresentam um baixo grau de preservação. No entanto, foram possíveis identificar diversos palinomorfos, de entre os quais podemos destacar: *Anapiculatisporites hystricosus*, *Auroraspora luteola*, *Cornispora bicornata*, *Cyrtospora cristifera*, *Grandispora cornuta*, *G. echinata*, *G. famenensis*, *G. gracilis*, *Indotriradites explanatus* (= *Hymenozonotriletes explanatus*), *Knoxisporites literatus*, *Retispora lepidophyta*, *Spelaeotriletes papulosus*, and *Tumulispora triangulata* (= *L. rarituberculatus*), entre outros. (Pl. 1)

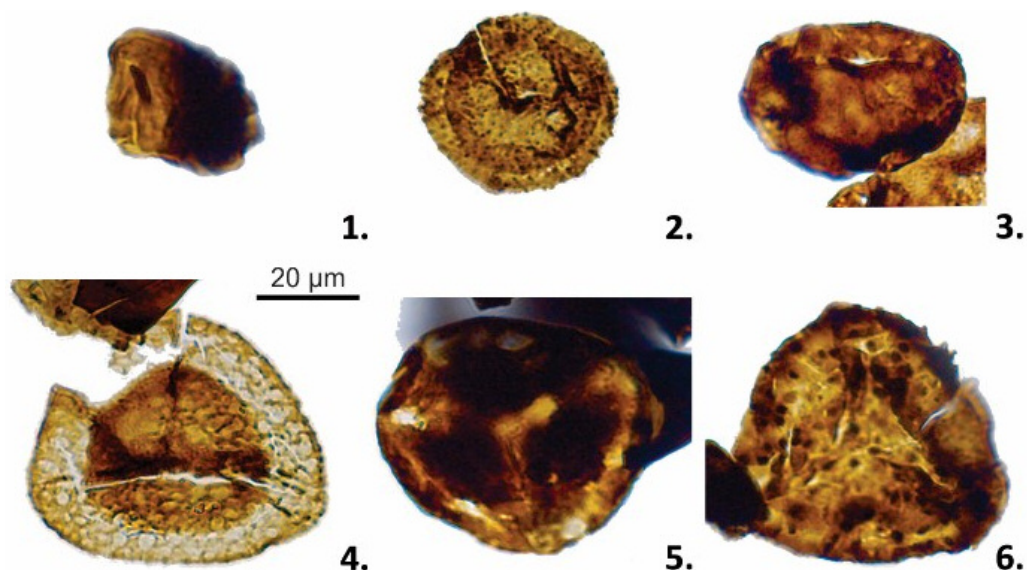


Figura 3. Espécimes selecionados da Formação Røedvika, Bjørnøya. Seguindo do nome do espécime e provido o nome da secção, o número da amostra e as coordenadas da *England Finder* (EF). 1. *Cyrtospora cristifer* (Luber) Van der Zwan 1979, Seccao Fuggleodden Nord, Fuggleodden N-1, EF: D46/4. 2. *Spelaeotriletes papulosus* (Sennova) Avkhimovitch 1993, Secção Austervåg, Austervåg 3, EF: F50/2. 3. *Laevigatosporites* sp., Seccao Haugenneset Nord, Haugenneset N-1, EF: T46/2. 4. *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playford 1976, Secção Kolbukta Nord, Kolbukta N-3, EF: X57/2. 5. *Retusotriletes crassus* Clayton *et al.* 1980, Seccao Austervåg, Austervåg 3, EF: E42/3. 6. *Grandispora famenensis* (Naumova) Streel 1986, Secção Haugenneset Nord, Haugenneset N-4, EF: S45/2.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Três das quatro biozonas estabelecidas por Kaiser (1970) para o Devónico Superior, foram identificadas neste estudo: *Grandispora famenensis* (= *Archaeozonotriletes famenensis*) Microflora, *Auroraspora luteola* (= *Hymenozonotriletes luteolus*) Microflora e *Retispora lepidophyta* (= *Hymenozonotriletes lepidophytus* var. *minor*) Microflora. Devido à inexistência de datação independente, estas biozonas foram correlacionadas com esquemas biozonais palinológicos bem calibrados da Europa de Leste (Avchimovitch *et al.*, 1993) e da Irlanda (Higgs *et al.*, 1988). Com base neste trabalho, a idade da Formação Røedvika fica apenas restrita ao Devónico Superior. A idade mais baixa recuperada neste estudo engloba a parte média do Membro Vesalstranda e corresponde ao Fameniano médio. Nesta secção a biozona *Grandispora famenensis* (= *Archaeozonotriletes famenensis*) foi correlacionada com a parte superior e inferior das biozonas Cva e VF da Europa de Leste (Avchimovitch *et al.*, 1993), respetivamente. A biozona *Auroraspora luteola* (= *Hymenozonotriletes luteolus*) (Kaiser, 1970), foi correlacionada a biozona VF da Europa de Leste (Avchimovitch *et al.*, 1993) e engloba todo o Mb. Kapp Levin, ao qual é atribuída uma idade de Fameniano superior. A ultima secção a ser datada foi a parte superior do Mb. Tunheim, onde foi identificada a biozona *Retispora lepidophyta* (= *Hymenozonotriletes lepidophytus* var. *minor*) (Kaiser, 1970), a qual foi correlacionada com as biozonas LL, LE e LN (Higgs *et al.*, 1988) da Irlanda. Estes dados indicam que a parte superior do Membro Tunheim apresenta uma idade correspondente ao Fameniano terminal (Estruniano).

As associações palinológicas estudadas neste trabalho apresentam grandes similaridades com as associações da mesma idade identificadas na Europa e em outras regiões do Ártico, o que permite melhorar a correlação local e regional ao nível das palinofloras e da idade das sucessões para o Grupo Billefjorden.

Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer a todos os colegas e staff que participaram na campanha de campo de 2014 a Bjørnøya, em particular ao Dr. Atle Mørk, principal organizador. Este estudo foi suportado pela Universidade de Bergen e pelo Consórcio Industrial FORCE que inclui as seguintes empresas petrolíferas: AkerBP, Chevron Norway, E.On E&P Norge, Faroe Petroleum Norway, Shell e VNG Norge.

Referências

- Avkhimovitch, V., Tchibrikova, E., Obukhorskaya, T., Nazarenko, A., Umnova, V., Raskatova, L., Mansturova, V., Loboziak, S. and Streel, M. 1993. Middle and Upper Devonian Miospore Zonation of Eastern Europe. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 79-147.
- Dallmann, W.K., Gjelberg, J.G., Harland, W.B., Johannessen, E.P., Keilen, H.B., Lønøy, A., Nilsson, I. and Worsley, D. 1999. Upper Palaeozoic lithostratigraphy. In Dallmann, W.K. (ed.), *Lithostratigraphic lexicon of Svalbard. Review and recommendations for nomenclature use. Upper Palaeozoic to Quaternary bedrock*. Norsk Polarinstitut, Oslo, 25-126.
- Higgs, K., Clayton, G. and Keegan, J.B. 1988. Stratigraphic and systematic palynology of the Tournaisian rocks of Ireland. *Geological Survey of Ireland Special Paper*, 7, 1-93.
- Kaiser, H. 1970. Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel. 3. Mikroflora des höheren berdevons und des Unterkarbons. *Palaeontographica, Abt. B* 129, 71-124.
- Mørk, A., Gjelberg, J.C. and Worsley, D. 2014. *Bjørnøya - an Upper Paleozoic-Triassic window into the Barents Shelf*. Geological Guides of the Geological Society of Norway, 1, 50 pp.
- Riding, J.B. and Warny, S. (eds) 2008. *Palynological Techniques*, 2nd edition. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Texas, 1-137.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. and Lawson, J.C. 1996. Palynological techniques—processing and microscopy. In Jansonius, J. and McGregor, D.C. (eds.). *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Texas, 1, 29-50.

MIDDLE-UPPER DEVONIAN PALYNOSTRATIGRAPHY OF THE PHYLLITE-QUARTZITE GROUP IN THE NEVES-CORVO MINE REGION, IBERIAN PYRITE BELT CORRELATION WITH THE SOUTH PORTUGUESE ZONE

M. Mendes¹, Z. Pereira², J. Matos¹, L. Albardeiro¹, I. Morais¹, R. Solá³, N. Pacheco⁴ and V. Araújo⁴

¹LNEG, Bairro da Vale d Oca Apartado 14, 7601-909 Aljustrel.

marcia.mendes@lneg.pt, joao.matos@lneg.pt, luis.albardeiro@lneg.pt, igor.morais@lneg.pt

²LNEG, Rua da Amieira, 4465-965 S. Mamede de Infesta

zelia.pereira@lneg.pt

³LNEG, Estrada da Portela, 2610-999 Amadora.

rita.sola@lneg.pt

⁴SOMINCOR-Lundin Mining, Mina de Neves-Corvo, 7780-409 Castro Verde, Portugal.

nelson.pacheco@lundinmining.com, vitor.araujo@lundinmining.com

Key words: Palynostratigraphy, Devonian, Givetian, Frasnian, Iberian Pyrite Belt, Portugal.

INTRODUCTION

The South Portuguese Zone (SPZ) corresponds to one of the main geological domains of the SW region of the Iberian Peninsula (Oliveira, 1990; Oliveira *et al.*, 2013), being formed by sediments and volcanic rocks dating from the Devonian to the Carboniferous (Oliveira, 1990; Oliveira *et al.*, 1997; 2004; 2013; Pereira *et al.*, 2004, 2007, 2008, 2014). Among the several sub-domains of the SPZ stand out the Iberian Pyrite Belt (IPB), a mine province characterized by the presence of dozens of polymetallic massive sulphide deposits hosted in felsic volcanic rocks and sediments of the Volcano-Sedimentary Complex (VSC) whose ages vary from upper Famennian to upper Viséan (Pereira *et al.* 2007, 2008; Matos *et al.*, 2011). The IPB stratigraphy is composed, from base to top, of three lithostratigraphic units: the Phyllite Quartzite Group (PQ Group), the VSC and the Baixo Alentejo Flysch Group (BAFG) (Oliveira *et al.*, 1997). The PQ Group is divided in the following composing units: the Phyllite-Quartzite Formation (PQ Fm.) (Schermerhorn, 1971), the Barranco do Homem and the Represa Formations (Oliveira, 1990; Oliveira & Silva, 1990; Oliveira *et al.*; 2017, 2018 *in press*) and limestone lenses and nodules at the top (Boogaard, 1967), representing deposition in contrasting paleogeographic environments (e.g. Forno da Cal limestones at Rosário and Nascedios limestones at Pomarão, Oliveira *et al.*, 1992, 2007, 2013; 2018 *in press*; Oliveira & Silva, 2007).

In the Neves-Corvo mine region the PQ Group comprehends, from base to top: the Barrancão Member, of upper Famennian age (VH Miospore Biozone), the PQ Fm., range from Famennian to Strunian age, VH Miospore Biozone to LN Miospore Biozone (Pereira *et al.*, 2008, 2014) and limestone lenses located at the top of the sequence, with crinoids and other fossils and nodules, located in the named Monte Forno da Cal lime quarry, of lower to mid Famennian age based in conodont fauna (Boogaard, 1967).

In this work we present a detailed palynological study of two deep drill holes sections from the

Neves-Corvo mine (drill hole SJ32, depth 1130.6 m located at Corvo-Semblana sector and drill hole NK30B-1, depth 1427.5 m, located at Lombador northern sector). In both drill holes the research was focused in the lowest levels of the PQ Formation siliciclastic sediments. The main objective is to correlate the newly obtained ages with previous palynostratigraphic research established in other IPB domains and with the Pulo do Lobo Domain in SPZ (e.g. Pereira *et al.* 2006, 2010, 2018; Matos *et al.*, 2014) (see Fig. 1). The new palynostratigraphic age data correlation is based on the palynomorph assemblages and the reworked miospores contents, in order to understand the stratigraphic events that could be assigned to different sedimentary basins.

MATERIALS AND METHODS

The studied samples were collected and investigated by sampling from cores of two drill holes: NK30B-1 (10 samples) and SJ32 (20 samples) drilled by SOMINCOR/Lundin Mining. Samples for palynomorphs were collected from black siliceous shales interbedded in fine quartzites of the PQG, at appropriate levels where the probability of occurrence of fossils was higher.

Laboratory preparation involves standard chemical treatment to extract and concentrate palynomorphs residues, using hydrochloric and hydrofluoric acids (Wood *et al.*, 1996). Oxidation of the palynomorphs was carried out using *Shultze* solution to the point where it is possible to see them clearly. Oxidation time varied to the degree of carbonization but ranged from hour and a half to two hours resulting in 13 samples productive yielding moderate to well preserved palynomorphs. The resultant residues were mounted in slides and subsequently examined with transmitted light microscope, per BX40 Olympus microscope equipped with an Olympus C5050 digital camera facility. All samples, residues and slides are stored in the Geological Survey of Portugal (LNEG, Portugal). The miospore biozonal scheme used follows the standard Western Europe Miospore Zonations (after Streel *et al.* 1987, Richardson and McGregor, 1986).

PALYNOSTRATIGRAPHY

Previous palynological work

The first research based in palynology was performed in the easternmost IPB sector (Gerena-El Garrobo SE 535 road, Huelva) and allowed to establish a TCo Miospore Biozone (Givetian age) in sediments of PQ Fm. (Lake, 1988). Since that several palynostratigraphic studies were developed (e.g. Oliveira *et al.*, 1997, 2004; Pereira *et al.*, 2007, 2008) with the aim of improving stratigraphic knowledge along the IPB and South Portuguese Zone. Currently, these data allow a very strict biostratigraphic control.

Prior research (Oliveira *et al.*, 2004) recognized at Neves-Corvo in the PQ Fm. (drill holes SJ17, SD6, SD10 and SD34) a typical association of the *flexuosa-cornuta* Biozone (equivalent of VCo Biozone) of upper Famennian age. The same results were found in several drill holes located in the Lombador, Corvo and Algaré areas. However, reworked Givetian and Frasnian spores were documented in all studied samples of this unit. González *et al.* (2004) documented a miospore assemblage suggesting an upper Givetian - lower Frasnian? from shales sampled from the lower levels of the PQ Group, in the easternmost sector of the IPB (Gerena-El Garrobo).

The oldest age in black shales of PQ Group sediments were previously found in the IPB NW region,

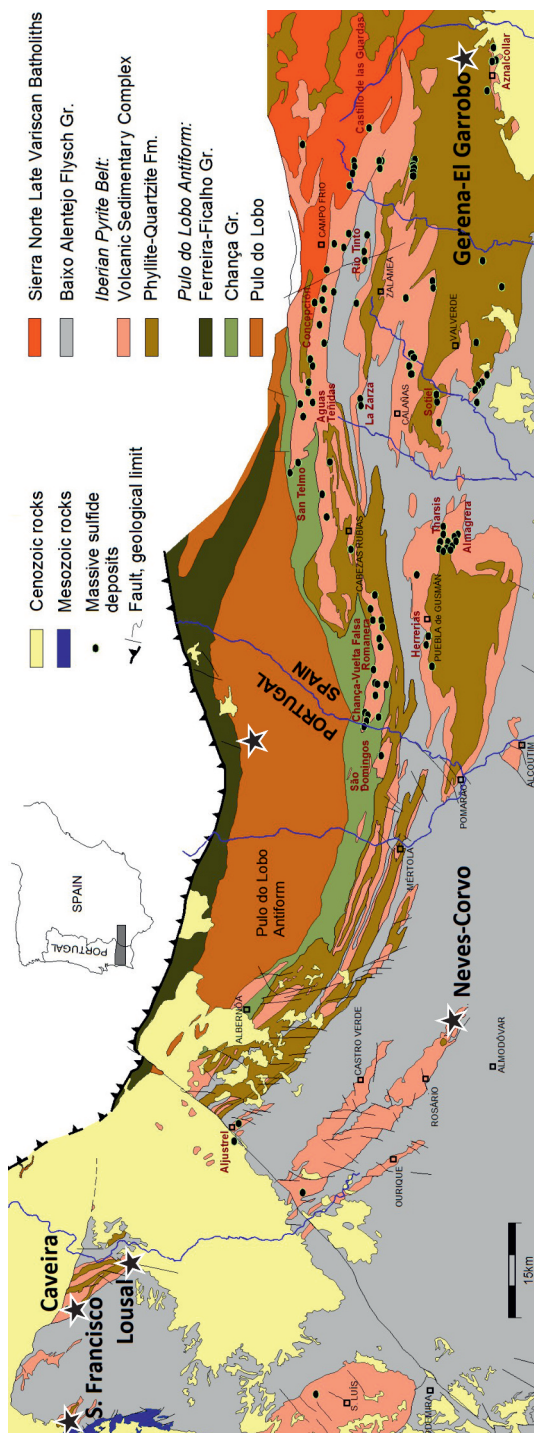


Figure 1. South Portuguese Zone (Iberian Pyrite Belt and Pulo do Lobo Domain) simplified geological map. Geology adapted from LNEG and IGME 1/200 000 maps. Stars: sectors indicated in text.

in the complex antiforms of São Francisco da Serra (Pereira *et al.*, 2008, 2010) and Caveira (Pereira *et al.*, 2008) and Lousal mines (Matos *et al.*, 2014), where the PQ Group basal units dated from AD Biozone, subzone Lem, of lower Givetian age. Matos *et al.* (2014) considered at Lousal and Caveira mines two units of the PQ Group Corona Formation: the Upper Corona Unit dated of Strunian age (LN Biozone) and the Lower Corona Unit dated of lower Givetian age (AD Biozone). Palynological research performed at the Pulo do Lobo domain (Pereira *et al.* 2006, 2018), allowed to obtained in the highly sheared phyllite and quartzites of the Ribeira de Limas and Pulo do Lobo Formations, palynomorphs assigned to BM Biozone (*Verrucosporites bulliferus-Lophozonotriletes media*), of mid-Frasnian age (e.g. Ribeira de Limas stream valley, southeast of Serpa).

BIOSTRATIGRAPHIC ANALYSIS OF DRILL HOLES NK30B-1 AND SJ32 PQ SEQUENCES

Drill holec NK30B-1

NK30B-1, located in Lombador North area, was sampled at end of the drill hole, from 1227.6 m and 1357.5 m in the PQ Fm. sediments facies composed by black shales and quartzites, locally with disseminated pyrite. The PQ Fm. sediments present minor faults zones and are overlaid by normal sharp contact by black shales of the VSC Neves Fm., of probable of Strunian age. These VSC sediments and the top of the PQ present stockwork mineralization proximal to massive sulphide small ore lense intersected above, in the Neves Fm. black shales. The PQ Fm. intersection is compatible with a rooted autochthonous sequence. The palynoassemblage recovered is assigned to the TA Biozone from mid Givetian age including the zonal specie *Cristatisporites triangulatus* in association with *Acinosporites lindlarensis*, *Acinosporites macrospinosus*, *A. hirsutus*, *Acinosporites* sp., *Ancyrospora langii*, *Ancyrospora* sp., *Aneurospora greggsii*, *Apiculatasporites microconus*, *Apiculiretusispora* sp., *Chelinospora* sp., *Cristatisporites* sp., *Cymbosporites magnificus*, *Emphanisporites annulatus*, *Emphanisporites* sp., *Geminospora lemurata*, *Grandispora* cf. *megaformis*, *Punctatisporites* sp., *Retusotriletes rugulatus*, *R. triangulatus*, *Rhabdosporites langii*, *Rhabdosporites* sp., *Verruciretusispora dubia* and *Verrucosporites scurrus*. Acritarchs and prasinophytes are present but relatively rare in the assemblages and are exemplified by *Cymatiosphaera* sp., *Leiosphaeridia* sp. and *Veryhachium* sp.. This biozone is characterized by first appearance of forms with protuberant development of zona in the radial regions (*Cristatisporites triangulatus*) in association with another dominant small-sculptured camerate miospores, like *Geminospora* genus (Richardson and McGregor, 1986). Another characteristic species can also be identified in some assemblages, e.g. *Ancyrospora* sp., with conical spines that bear small and terminal bifurcations (Richardson and McGregor, 1986).

Drill hole SJ32

The PQ Fm. represents in the Corvo-Semblana sector the siliciclastic substrate of the region and was intercepted in the SJ32 drill hole between 848.0 m and 1130.6 m. Along this section several fault zones occur. It is characterised for black shales with siliceous sediments in a dominant quartzite facies interval (from 916.0 m to bottom). Between 1076 m and 1086 m an incipient stockwork level occurs. In the SJ32 drill hole the PQ sediments are overlaid by volcanic rocks of the Corvo Fm. The PQ Fm. in this drill hole includes from base to top:

- Sediments assigned to the BM Biozone mid-Frasnian age (Upper Devonian), sampled from 877.6 m to 1127.2 m, based on key-species *Verrucosiporites bulliferus* and *Lophozonotriletes media*, diagnosed by (Streel et al., 1987). Completes the assemblages *Acinosporites acanthomamillatus*, *Aneurospora greggsii*, *Aneurospora* sp., *Apiculiretusispora* cf. *brandtii*, *Chelinospora concinna*, *C. timanica*, *Cristatisporites triangulatus*, *Cymbosporites magnificus*, *Emphanisporites annulatus*, *E. rotatus*, *Emphanisporites* sp., *Geminospora lemurata*, *G. punctata*, *Grandispora protea*, *Grandispora* sp., *Leiotriletes* sp., *Punctatisporites* sp., *Rhabdosporites langii*, *Rhabdosporites* sp., *Retusotriletes triangulatus*, *Retusotriletes* sp., *Verruciretusispora loboziakii*, *Verrucosiporites premnus*, *V. scurrus*, and *Verrucosiporites* sp.. Acritarchs and prasinophytes are poorly represented in the assemblages and are illustrated by *Cymatiosphaera* sp., *Duvernaysphaera* sp., *Gorgonisphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Maranhites gallicus*, *Maranhites* spp. and *Veryhachium* sp.. Reworked miospores assigned to Middle and Lower Devonian were observed, i.e. *Archaeozonotriletes chulus*, *Ambitisporites* sp., *Camarozonotriletes? concavus*, *Diatomozonotriletes franklinii*.

Samples from the uppermost PQ shales, studied at 850.4m and 847.4m, allowed to recover a moderately preserved assemblage of IV Biozone (subzone A), with the first occurrence of *Rugospora bricei* and *Diducites poljessicus*, recognized by Streel et al. (1987) in Western Europe. Completes de association *Aneurospora greggsii*, *Aneurospora* sp., *Cristatisporites* sp., *Cymbosporites magnificus*, *Cymbosporites* sp., *Diducites* sp., *Emphanisporites annulatus*, *E. rotatus*, *Geminospora lemurata*, *Geminospora* sp., *Punctatisporites* sp., *Rhabdosporites* sp., *Retusotriletes planus*, *R. triangulatus*, *Verruciretusispora loboziakii*, *Verrucosiporites premnus* and *V. scurrus*. Rare acritarchs and prasinophytes were found. In these samples, common reworked taxa from Lower and Middle Devonian are identified. The miospore data for the upper part of PQ Fm. in this drill hole is particularly poor.

DISCUSSION

The basal stratigraphic succession of the IPB Neves-Corvo mine is represented by the PQ Group that forms the local detritic siliciclastic basement. For the first time, a mid-Givetian/Frasnian ages are recognized in the Neves-Corvo mine, confirming the equivalent ages known in the PQ Group in NW IPB sectors (São Francisco da Serra and Caveira and Lousal mines) and also in the PQ sediments studied in the Gerena-El Garrobo road (Huelva) (González et al., 2004, Pereira et al., 2008, 2010, 2018; Matos et al., 2014).

In Fig.2 is presented the stratigraphic relevant taxa of mid-Givetian/Frasnian PQ Group age at Neves-Corvo mine and correlated with similar mid Givetian-Frasnian age assemblages previously studied at the IPB NW (S. Francisco da Serra, Caveira and Lousal) and SE (Gerena-El Garrobo) regions and as well, with the Pulo do Lobo domain (see references).

The miospores assemblages obtained from units of IPB have the same signature, providing mid-Givetian/Frasnian age. Common taxa present are *Aneurospora greggsii*, *Cymbosporites magnificus*, *Emphanisporites annulatus*, *E. rotatus*, *Geminospora lemurata*, *Retusotriletes rugulatus*, *Verrucosiporites scurrus*, *V. premnus*, *Cristatisporites triangulatus*.

In the Neves-Corvo mine is now recognized two new Frasnian age Miospore Biozones: BM Biozone based on common occurrence of *Verrucosiporites bulliferus*, *Lophozonotriletes media* and IV Biozone (subzone A) based on first occurrence of *Rugospora bricei* and *Diducites poljessicus*. These ages and the palynomorph content were recognized in the South Portuguese Zone Pulo do Lobo Domain by Pereira et al. (2006, 2018).

Reworked miospores of Lower-Middle Devonian age are a common presence (with the exception of PQ in Spain). However, the source of reworked palynomorphs remains unclear, and may suggest that the age of the substrate is not yet fully known. Similar microflora, between IPB and Pulo do Lobo domain could suggest the same temporal sedimentation and the same source provenience of sediments.

Another important fact, is the occurrence of Frasnian/Givetian age reworked miospores in Famennian age sediments (e.g. Pereira *et al.*, 2008). The presence of reworked palynomorphs of these ages within the Famennian sedimentary assemblages may be related to local erosion of older stratigraphic units.

A stratigraphic hiatus embracing the upper Frasnian until upper Famennian (up to VCo Miospore Biozone) is so far recognized along the IPB and the Pulo do Lobo Domain, but due to the complex tectonic setting observed more data need to be acquired. However, in the acid volcanic rocks of the VSC (immediately above the PQ Fm.) there is evidence of ages covering that interval, from the distribution of inherited zircon (Pereira *et al.*, 2014; Solá *et al.*, 2015). Extensional faults that generated elevated blocks in the basin and increasing erosion (Matos *et al.*, 2014) or sea level changes in the Devonian siliciclastic platform may possibly explain the existence of the hiatus within the PQ Fm.

This new data recovered in the Neves-Corvo mine, based in applied research supported by deep exploration drill holes (>1100 m depth), should now be used to review the stratigraphic sequence in the central IPB region.

Therefore, the mid Givetian age sedimentary event followed by an extensive sedimentary hiatus, culminates with an upper Famennian sedimentation period in the Neves-Corvo area. This is detailed correlated with the Lousal and Caveira sectors, i.e. with lower Givetian sedimentary event (e.g. Lower Corona Unit), followed by an erosive upper Frasnian/Famennian hiatus and ending with upper Famennian sedimentary event (e.g. Upper Corona Unit).

CONCLUSIONS

The study of the Phyllite-Quartzite Formation sampled on deep Neves-Corvo exploration drill holes SJ32 and NK30B-1 leads to the following conclusions:

1. The Givetian TA Miospore Biozone, mid-Givetian, identified in NK30B-1 drill hole it is the oldest age ever found in the Rosário-Neves-Corvo region for the PQ Group sediments. It is the first time that age was achieved in Neves-Corvo region;

2. The sediments of PQ sampled in the SJ32 drill hole yielded a well preserved assemblage of miospores assigned to de BM and IV (subzone A) Miospore Biozones (mid-Frasnian); Also, they represent the first time ever discovered Frasnian ages based on miospores in Neves-Corvo mine region;

3. The occurrence of Givetian ages in sediments located near the Lombador ore lense suggests a deepening of the PQ basin and, consecutively, of the Rosário structure, from SE (mid-Frasnian) to NW (mid-Givetian);

4. This results observed at Neves-Corvo correlate very well with the older PQ sediments along IPB, emphasizing an intense depositional episode during mid-Givetian/Frasnian times and corroborating different changes in the basin of the PQ siliciclastic basement of IPB;

5. The presence of common Mid-Lower Devonian reworked miospores may suggest that the lower-most age of PQ is not yet known;

6. In both studied drill holes, the upper sequences of PQ sediments present stockwork mineralization. The occurrence of this veins is common in the Neves-Corvo mine, and corresponds to hydrothermal

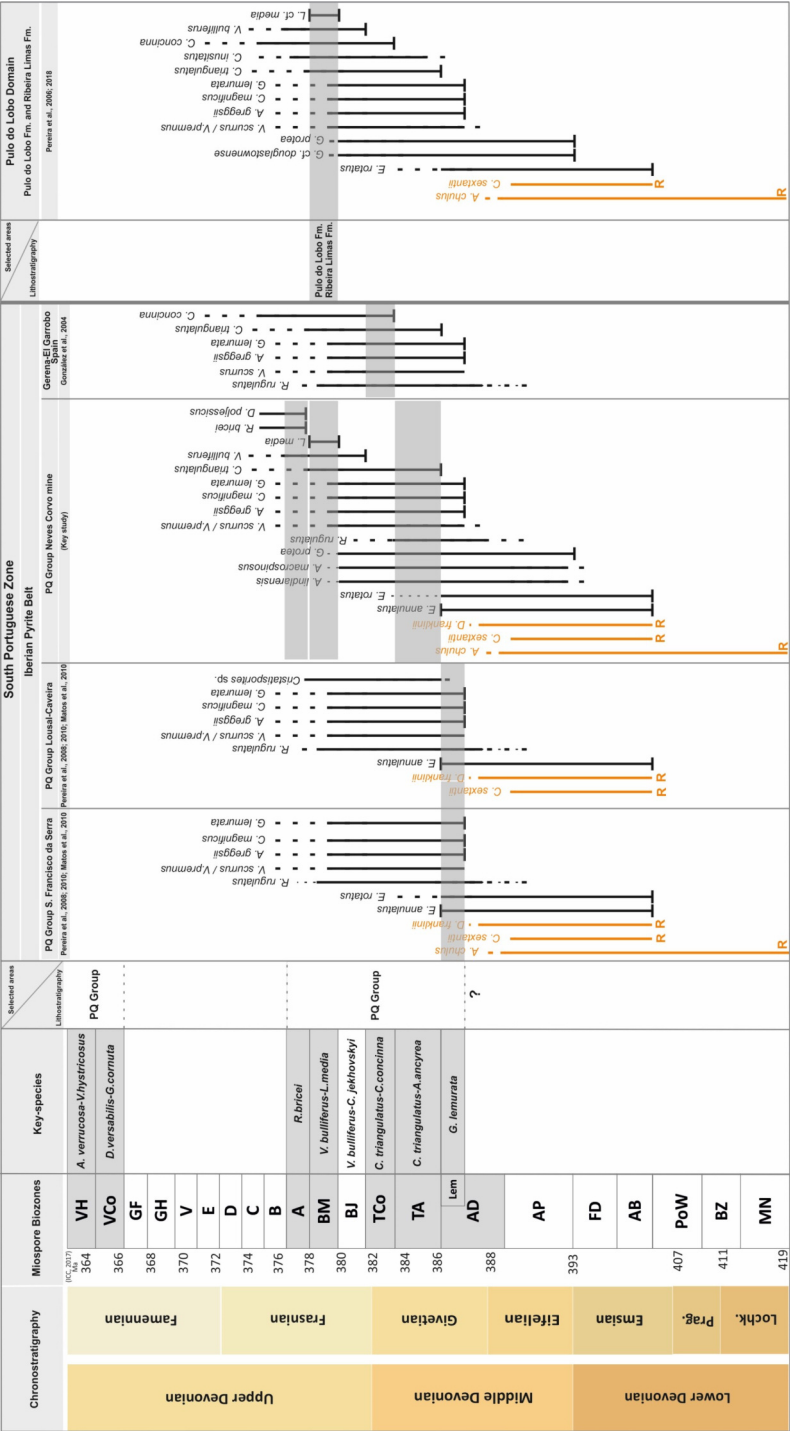


Figure 2. Stratigraphic distribution of selected Devonian taxa presents in the IPB sediments of S. Francisco da Serra, Lousal-Caveira, Neves-Corvo, Gerena-El Garrobo (Spain) sectors in lowermost part of PQ Group and Pulo do Lobo Domain (Pereira et al. 2006, 2010, 2018; Matos et al., 2014; González et al., 2004). (R - Reworked species).

fluid circulation in the basement rocks. The SJ32 drill hole present a proximal stockwork, related with the occurrence of massive sulphide mineralization, observed in the VSC Neves Formation with a probable Strunian age (upper Famennian). Therefore, it is still evident that there is a sedimentary erosive hiatus during the upper Frasnian age until upper Famennian age (up to VCo Miospore Biozone) within the PQ Fm.

7. The palynological record obtained in different areas of IPB suggest close temporal affinity, throughout the entire PQ basin, reflecting similar palynofloras (also including the same reworked taxa), similar ages, in close affinity with the Pulo do Lobo basin;

8. This temporal and palynoflora affinity could have suggest the same provenience of sediments.

Acknowledgements

EXPLORA Project Op ALT20-03-0145-FEDER-000025, funded by Alentejo 2020, Portugal 2020 and European Union through European Regional Development Fund (ERDF). The authors thanks to Irene Sousa (LNEG) laboratory sample preparation and to the Somincor/Lundin Mining staff during drill hole log studies and sampling and map interpretation.

References

- Boogard, M. 1967. *Geology of Pomarão region (Southern Portugal)*. Thesis. Graffisch Centrum Deltro. Rotterdam.
- Carvalho, D., Correia, M., Inverno, C., 1976. Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e o Grupo do Pulo do Lobo. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Fac. Cienc. Coimbra*, 82, 145-169.
- González, F., Moreno, C., López, M.J., Dino, R., Antonioli, L., 2004. Palinoestratigrafía del Grupo Pizarroso-Cuarcítico del sector más oriental de la FPI, SO de España. *Rev. Esp. Micropaleont.*, 36, 279-304
- Lake, P. A., Oswin, W. M., Marshall, J.E.A., 1988. A palynological approach to terrane analysis in the Portuguese Zone. *Trab. Geol., Oviedo*, 17, 125-131.
- Matos, J. X., Pereira, Z., Rosa, C.J.P., Rosa, D.R.N., Oliveira, J.T., Relvas, J.M.R.S., 2011. Late Strunian age: a key time frame for VMS deposit exploration in the Iberian Pyrite Belt. 11th Biennial SGA Meeting, Antofagasta, Chile, 790-792.
- Matos, J.X., Pereira, Z., Rosa, C., Oliveira, J.T., 2014. High resolution stratigraphy of the Phyllite-Quartzite Group in the northwest region of the Iberian Pyrite Belt, Portugal. IX CNG/2° CoGePLiP, Porto Comunicações Geológicas, 101, Esp. I, 489-493.
- Oliveira, J.T., 1990. Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the South Portuguese Zone. In: Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, 334-347.
- Oliveira, J.T., Carvalho, P., Pereira, Z., Pacheco, N., Fernandes, J.P., Korn, D., 1997. Stratigraphy of the Neves-Corvo mine region. Abstr. Neves-Corvo Field Conf., Lisbon, Soc. Econ., Geol., 86-87.
- Oliveira J.T., Pereira Z, Carvalho P, Pacheco N, Korn P., 2004. Stratigraphy of the tectonically imbricated lithological succession of the Neves-Corvo mine area, IPB, Portugal. *Mineralium Deposita*, 39, 422-436.

- Oliveira, J.T., Relvas, J., Pereira, Z., Matos, J.X., Rosa, C., Rosa, D., Munhá, J.M., Fernandes, P., Jorge, R., Pinto, A., 2013. Cap. II.2.7. - Geologia da Zona Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia e na vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da Faixa Piritosa. *Geologia de Portugal Vol. I-Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Eds. Dias, Araújo, Terrinha e Kullberg, Escolar Editora, 673-767.
- Oliveira, J.T., Quesada, C., Pereira, Z., Matos, J.X. (*in press*). South Portuguese Terrene. *In*: Quesada, C., Oliveira, J.T. (Eds.) *Geology of Iberia*. Springer Verlag.
- Oliveira, J.T., Silva, J., 1990. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, Folha 46-D, Mértola. Serviços Geológicos de Portugal.
- Oliveira, J.T., Silva, J.B. Eds, 2007. Notícia Explicativa da Folha 46-D Mértola. Dep. Geol., INETI, Lisboa, 46 p.
- Oliveira, J. T., coord., 1992. Not. Explicativa Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000 Notícia Explicativa da Folha 8. Serv. Geológicos de Portugal.
- Pereira, Z., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2006. Palinoestratigrafia do Domínio Pulo do Lobo, Zona Sul Portuguesa. *Comunicações Geológicas*, 93, 23-38.
- Pereira, Z., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2007. Devonian and carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal-an overview. *Comunicações Geológicas*, 94, 53-79.
- Pereira, Z.; Matos, J.X.; Batista, M.J.; Sóla, R.; Salgueiro, R.; Oliveira, D.; Oliveira, J.T.; Inverno, C.; Rosa, C. 2014. Caracterização geológica, estratigráfica e litogeoquímica das unidades geológicas da zona do Algaré, Antiforma do Rosário e da mineralização de sulfuretos maciços da Semblana. Rel. Proj. IPB Vectors, LNEG/Lundin Mining, 1-150.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Oliveira J.T., 2008. Palynostratigraphy and Systematic Palynology of the Devonian and Carboniferous Successions of the South Portuguese Zone, Portugal. *Mem. INETI* (34): 1-176.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2010. Palynostratigraphic study of the Caveira mine (NW Sector of The Iberian Pyrite Belt, Portugal). Abstracts. CIMP POLAND 2010, General Meeting, 57.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Rosa, C., Oliveira, J.T., 2012. Palynostratigraphic importance of the Strunian in the Iberian Pyrite Belt. Joint Meeting of the 45th Annual Meeting of American Association Stratigraphic Palynology (AASP) - The Palynological Society and Meeting of Int. Commission of Paleozoic Microflora (Cimp), Lexington, KY, USA, Abstrac Book, 42-43.
- Pereira, Z., Fernandes, P., Matos, J.X., Oliveira, J.T., Jorge, R., 2018. Stratigraphy of the Northern Pulo do Lobo Domain, SW Iberia Variscides: a palynological contribution. *Geobios*.
- Pereira, Z., Pacheco, N., Oliveira, J.T., 2004. A case of applied palynology: dating the litological succession of the Neves-Corvo mine, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *In*: Wong, TH.E (ed) *Proceedings of the XVth ICCP Stratigraphy*. R. D. Academy Arts and Sciences, 345-354.
- Richardson, J.B., McGregor, D.C., 1986. Silurian and Devonian spores of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 364, 1-79.
- Schermerhorn, L.J.G., 1971. An outline stratigraphy of the Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min.*, 82-84, 239-268.
- Solá, R., Salgueiro, R., Pereira, Z., Matos, J.X., Rosa, C., Araújo, V., Neto, R., Lains, J.A., 2015. Time span of the volcanic setting of the Neves-Corvo VMS deposit. Abs. X Cong. Iber. Geochim, pp. 122-125.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques-processing and microscopy. *In*: Jansonius J., McGregor D.C. (eds.) *Palynology: Principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologist, Found, Vol 1, 29-50.

NEW INSIGHTS ON THE PALYNOLOGY OF THE BONITO AND BARRO BRANCO COAL SEAMS FROM RIO BONITO FORMATION, CRICIÚMA COAL REGION, PARANÁ BASIN, SANTA CATARINA, BRASIL

Z. Pereira¹, M. Mendes², P.A. Souza³, C. Rodrigues⁴, P. Fernandes⁵, M. Ade⁶, C. Araújo⁶, R. Lemes^{4,7}, E. Santos⁷, V. Emanuel⁷, H. Vasconcelos⁷, B. Araújo⁷, L. Garavaglia⁸ and M.J. Lemos de Sousa⁴

¹LNEG, Rua da Amieira, 4465-965 S. Mamede de Infesta, Portugal.
zelia.pereira@lneg.pt

²LNEG, Bairro da Vale d Oca Apartado 14, 7601-909 Aljustrel, Portugal

³Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Instituto de Geociencias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 Porto Alegre, Brasil.
paulo.alves.souza@ufrgs.br

⁴FP-ENAS, Universidade Fernando Pessoa, Praça de 9 de Abril 349, 4249-004 Porto, Portugal.
cfrodrig@gmail.com

⁵CIMA - Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal.
pfernandes@ualg.pt

⁶Retired Professional

⁷Institute of Energy and Environment, University of São Paulo, Brazil

⁸Beneficent Association Santa Catarina Coal Industry, Brazil

Keywords: Palynology, Carboniferous, Permian, Coal, Criciúma region, Paraná Basin, Santa Catarina.

INTRODUCTION

The Paraná is an intracratonic basin in Brazil. The present contribution is a detailed study of the Bonito and Barro Branco Coal Seams at the Criciúma coal region, southern area of Santa Catarina State, in Paraná Basin (Fig. 1). In Criciúma region, the main coal seams are assigned to the Tubarão Supergroup that includes the Guatá Subgroup, the Rio Bonito Formation (Paraguaçu Member (Bonito coal seam) and Siderópolis Member (Barro Branco Coal Seam)) (Fig. 1).

The Tubarão Supergroup, in the Southern Paraná Basin, has been intensely studied by means of paleoflora (Iannuzzi, 2010; Bernandes-de-Oliveira *et al.*, 2016) and palynostratigraphy (Daemon and Quadros, 1970; Marques-Toigo, 1988, 1991; Souza and Marques-Toigo, 2003, 2005; Souza (2006), Boardman *et al.*, 2012, di Pasquo *et al.*, 2018) amongst others.

The main target of the present project is to study the coal seams from Criciúma coal region of the Rio Bonito Formation using a multidisciplinary approach that includes vitrinite reflectance, maceral composition, organic geochemistry (proximate and ultimate analyses, pyrolysis (Rock-Eval)), sorption isotherms and palynostratigraphy, in order to characterize the potential of coal seams from Rio Bonito Formation for CO₂ sequestration. The World Energy Strategy new scenario is facing several demanding challenges to ensure the three main targets, a secure, competitive and sustainable energy, although supported by a climate strategy. Nevertheless, in 2015 COP21 (2015 Paris Climate Conference), it was

stated that this climate strategy can only be overcome by applying the CCS (Carbon Capture and Storage) Technologies. In this context, Brazil, due to their internationally well-known coalfields, can play a major role in the CCS technologies scope, which is the ultimate goal of this project, but not the main objective of the present study.

A total of 7 coal bearing strata were sampled, from several mines and outcrops of the Criciúma coal region, Santa Catarina State for a detailed study. The present contribution is a comprehensive study of the Lower Permian palynology of the key samples collected in the Bonito and Barro Branco Coal Seams at Rio Bonito Formation, Criciúma region with emphasis on spores and pollen assemblages significant for establishment of the biostratigraphic setting, age correlations and environmental interpretations.

GEOLOGICAL SETTING

The Paraná Basin is a large elongated intracratonic Paleozoic basin (1,700,000km²), located in central-southeastern South America with portions of the basin found in Brazil, Uruguay, Argentina and Paraguay (Zalán *et al.*, 1990). Paraná Basin contains upwards to 8,000 meter thickness of sedimentary and igneous rocks. Stratigraphic studies of the Paraná Basin (PB) began, in Brazil, with the study of White (1908). Since then, several lithostratigraphic works were published, but only after 1974 compre-

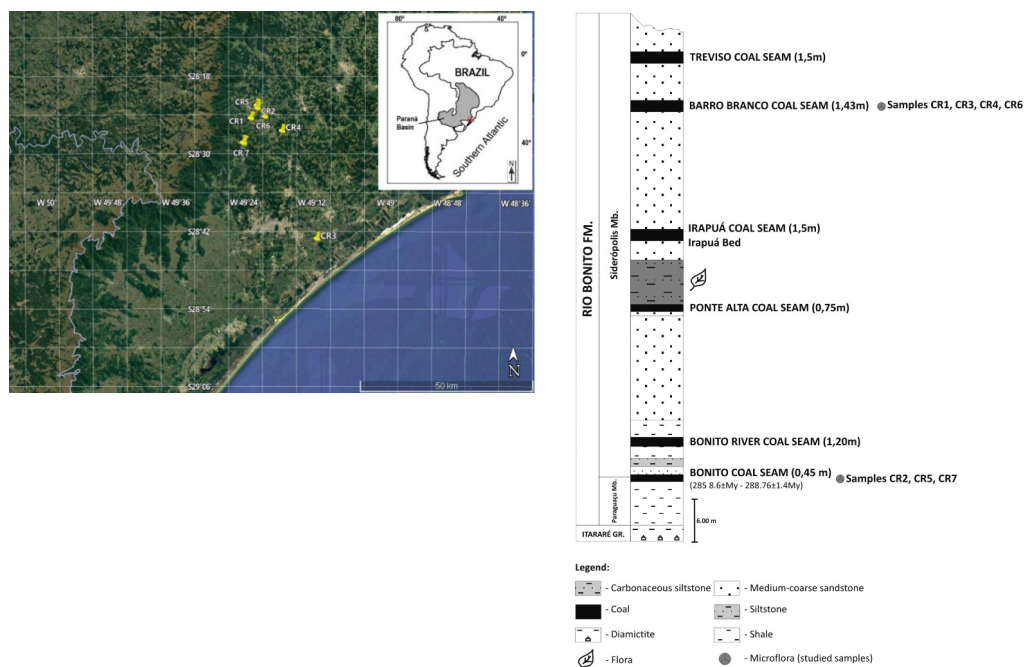


Figure 1. Map of the studied area with location of studied sections and samples. Siderópolis Member coal beds in Santa Catarina. Modified from Iannuzzi (2010) and Bernardes-de-Oliveira *et al.* (2016).

hensive compilations of the stratigraphic column of PB were published by Schneider *et al.* (1974), Zalán *et al.* (1990) and the last stratigraphic review was done by Milani *et al.* (2007).

According to Zalán *et al.* (1990) and Milani *et al.* (2007), the Paraná Basin was established over a cooling continental crust after the Brasiliano Orogenic Cycle (700-450 million years). The resulting thermal subsidence, which began between the Cambrian and Ordovician Periods, caused sedimentation to begin in the Silurian and finishing in the Cretaceous with several breaks or unconformities in the sedimentary record.

Milani *et al.* (2007), applying Sequence Stratigraphic concepts to Paraná Basin has identified six second order sequences and has named them from the bottom to the top as: Rio Ivaí (Ordovician-Silurian), Paraná (Devonian), Gondwana I (late Carboniferous - early Triassic), Gondwana II (Triassic), Gondwana III (late Triassic - early Cretaceous) and Baurú (late Cretaceous).

The south brazilian coals measures occur in the Gondwana I sequence that lithostratigraphically includes the Tubarão Group, Guatá Subgroup, Rio Bonito Formation (from base to top, the members Triúnfo, Paraguassú and Siderópolis) and the Palermo Formation. The main coal seams, in Santa Catarina State and Criciúma region, from base to top, includes Bonito, Bonito Rider, Ponte Alta, Irapuá, Barro Branco and Treviso coal seams and are assigned to Rio Bonito Formation, Siderópolis member and subordinately in the Triunfo member, being associated to fluvio-deltaic (Triunfo member) and lagoon-barrier to estuarine (Paraguacú member) systems according to White (1908), Medeiros and Thomas Filho (1973), Krebs *et al.* (1984), Aboarrage and Lopes (1986), Della Fávera *et al.* (1992, 1994) and Holz *et al.* (2010) and Iannuzzi (2010). These coal seams are interbedded with shale and siltstone layers and they are defined by different authors (Marques Toigo and Corrêa da Silva, 1984; Miltzarek and Corrêa da Silva, 1992) as impure coals, due to their high mineral matter contents which are related to their estuarine-barrier shoreface depositional environment conditions.

MATERIALS AND METHODS

The biostratigraphic research undertaken was based on palynomorphs and standard palynological laboratory procedures were employed in the extraction (treatments with hydrofluoridric and hydrocloridric acids) and concentration of the organic matter (Wood *et al.*, 1996). The residues were oxidised for a small period of time. Seven palynological samples studied were productive, yielding moderate to well preserved palynomorphs. All residues were screened using a 20 µm mesh sieve and the final palynomorph concentrates were stained. If possible, at least 150 palynomorphs were counted. The slides were examined with transmitted light, per BX40 Olympus microscope equipped with an Olympus C5050 digital camera facility. All samples, residues and slides are currently curated in the Collection of the Geological Survey of Portugal, LNEG, S. Mamede Infesta, Portugal.

A total of 7 coal bearing strata were sampled from the Criciúma coal region, including several mines and outcrops for a detailed study (see Fig. 1). The sample CR1 was collected in an outcrop of Barro Branco Coal Seam, near from Rio Bonito River, which is characterized by coal beds thickness of 40 to 50 cm interbedded with thin beds of siltstone and shale. In the Lauro Muller Mine, it was collected the sample CR2 from the Bonito Coal Seam, which is mainly characterized by thin coal beds 5 to 15 cm thick interbedded with shale and siltstone. The sample CR3 was collected in the 101 Mine from Barro Branco Coal Seam represented by coal beds of 20 to 30 cm of thickness interbedded by silty and shaly deposits. The sample CR4 was collected in an outcrop from the Barro Branco Coal Seam in the Carbonífera Siderópolis Mine, and the coal bed sampled has a thickness of 200 cm. In Bonito I Mine, it

was collected the sample CR5 from Bonito Coal Seam, which is characterized by thin interbedding layers of coal, siltstone, shale and occasionally sandstone. The sample CR6 collected in an outcrop near from Salame River showed high levels of alteration. However, this outcrop is represented by a thick coal bed of, approximately, 100 cm and thin layers of siltstone and shale. The sample CR7 was collected in the Bonito Coal Seam at Fontanela Mine, which is represented by thin interbedded coal, siltstone and shale layers. Coal seams from the south of Brazil are mainly characterized by sequences of thin coal layers interbedded by siltstone and shale, which was defined as banded coals by Marques Toigo and Corrêa da Silva (1984) and Miltzarek and Corrêa da Silva (1992).

PALYNOSTRATIGRAPHY

In this section, the palynomorph assemblages from the two studied coal seams Bonito and Barro Branco assigned to the Rio Bonito Formation, Cricúma region, Southern Paraná Basin, sampled for this study are described. Relative frequencies of selected groups are presented in figure 2. Stratigraphic relevant taxa are presented in figure 3.

Biostratigraphic zonation

The Bonito and Barro Branco Coal Seams assemblages identified in the present research are assigned to the lower Permian age. The biostratigraphic zonation scheme used in the present study are of Souza and Marques-Toigo (2003, 2005) and Souza (2006), established for the late Paleozoic succession in the Paraná Basin. The zonation comprehends four interval zones, from base to top: *Ahrensiaporites cristatus* (AcZ) and *Crucisaccites monoletus* (CmZ) (assigned to the late Carboniferous) and *Vittatina costabilis* (VcZ) and *Lueckisporites virkkiae* (LvZ) (of lower Permian age).

The *Vittatina costabilis* zone is defined by the first appearance of the genus *Vittatina* (namely *V. saccata*, *V. subsaccata*, *V. costabilis* and *V. vittifera*) and *Protohaploxypinus goraiensis*, *P. limpidus* and *Illinites unicus*. The upper limit of this zone is characterized by the first appearance of the key species of the overlying *Lueckisporites virkkiae*. The *Vittatina costabilis* interval zone is divided into two sub-zones, the *Protohaploxypinus goraiensis* Subzone (based on the first occurrence of *Protohaploxypinus*

Class/ sample number	Bonito Coal Seam			Barro Branco Coal Seam			
	CR2	CR5	CR7	CR1	CR3	CR4	CR6
Laevigate spores	18,0	14,7	19,3	29,3	36,0	30,0	15,3
Apiculate spores	13,3	10,0	12,0	13,3	26,0	14,7	6,7
Cingulizone spores	65,3	65,3	58,0	46,7	31,3	36,0	68,7
Monossacate pollen	0,7	1,3	0,7	2,7	0,0	0,7	0,0
Bissacate pollen	1,3	5,3	7,3	2,7	4,0	9,3	8,0
Striate pollen	1,3	2,0	2,0	2,7	2,0	4,0	1,3
Chlorophyceae algae	0,0	1,3	0,7	2,7	0,7	5,3	0,0

Figure 2. Relative frequencies (%) of selected palynomorph groups in the studied samples.

goraiensis, *P. limpidus* and *Illinites unicus*) and the *Hamiapollenites karrooensis* Subzone (defined by the first occurrence of *Hamiapollenites karrooensis*, *Striatopodocarpites fusus* and *Staurosaccites cordubensis*).

The ***Lueckisporites virkkiae* zone** is defined by the first occurrence of the genus *Lueckisporites* (*L. virkkiae*, *L. stenotaeniatus* and *L. agoulaensis*), *Marsupipollenites striatus*, *Protohaploxypinus hartii* and *P. microcorpus*, *Lunatisporites variesectus*, *Alisporites nuthallensis*, *Striatopodocarpites pantii*, *Weylandites lucifer* and *Staurosaccites cordubensis* and by the last occurrence of *Hamiapollenites karrooensis*, *Lundbladispore riobonitensis* and *Potoniesporites novicus*. The top of the zone is marked by the disappearance of the *Lueckisporites*.

Biostratigraphic interpretation

The studied samples yielded abundant, well to moderately preserved palynological assemblages assigned to the *Vittatina costabilis* Zone and *Protohaploxypinus goraiensis* Subzone of Cisuralian age (lower Permian) (See Fig. 3). The recovered assemblages are sub divided in two assemblages assigned to each coal seam studied. In general, the spore-pollen assemblages are very similar however a few differences are described below, from base to top:

- Assemblage **Bonito Coal Seam (samples CR2, CR5 and CR7)** is dominated by a trilete spore palynoflora (89,3-96,7%). Arborescent and herbaceous lycophytes such as *Cristatisporites inconstans* and *C. lestai*, *Kraeuselisporites* sp., *Lundbladispore braziliensis*, *Lundbladispore riobonitensis* and *Lundbladispore* sp. are dominant in the studied assemblage. *Lundbladispore* spp. is the dominant taxa and frequent tetrads occur. Spores assigned to Filicophyta vegetation group as *Apiculatisporites* sp., *Brevitriteles cornutus*, *Cyclogranisporites* sp., *Diatomozonotriteles subbaculiferous*, *Leiotriteles virkii*, *Leiotriteles* sp., *Lophotriteles* sp., *Granulatisporites austroamericanus*, *Horriditriteles gondwanensis*, *H. ramosus*, *H. spinobaculosus*, *H. uruguiensis*, *Horriditriteles* sp., and *Punctatisporites gretensis* are common to abundant and spores allocated to the Sphenophyta vegetation group like *Calamospora sinuosa*, *Calamospora* sp., *Retusotriteles nigrifellus*, *Retusotriteles* sp. are also present.

Gymnospermic pollen grains are subsidiary (3,3-10%) and are assigned to the Glossopteridophyta and include the monosaccate pollen *Cannanoropollis janaki*, *Cannanoropollis* sp., *Plicatipollenites malabarensis*, *Potoniesporites novicus*, *Scheuringipollenites maximus*, *Scheuringipollenites* sp., *Vesicaspora* sp. and the bisaccate pollen *Alisporites* sp., *Limitisporites rectus*, *Limitisporites* sp. Striate and polyplcate pollen grains including Conifers are represented by striate and polyplcate *Protohaploxypinus amplus*, *P. goraiensis*, *Protohaploxypinus* sp., *Vittatina costabilis*, *V. subsaccata* and *Vittatina* sp.

In addition, chlorophyceae algae like or microplanktonic elements are very rare (0,7-1,3%). Present are the species, *Leiospheridia* sp., *Portalites gondwanensis*, *Quadrissporites lobatus*, *Tasmanites* sp., *Tetraporina punctata*, *Tetraporina* sp., and algae clusters.

- Assemblage **Barro Branco Coal Seam (samples CR1, CR3, CR4 and CR6)** is dominated by trilete spores (up to 80-90%) of the species *Cristatisporites inconstans*, *C. lestai*, *Kraeuselisporites* sp., *Lundbladispore braziliensis*, *Lundbladispore riobonitensis* and *Lundbladispore* sp., *Vallatisporites splendens* and *Vallatisporites* sp. *Lundbladispore* is the dominant genus. This evidence indicates a dominance of lycophytes in the peat-forming plant community.

Other trilete spores, such as *Apiculatisporites* sp., *Brevitriteles cornutus*, *Cyclogranisporites parvigranulosus*, *Cyclogranisporites* sp., *Diatomozonotriteles subbaculiferous*, *Leiotriteles virkii*, *Leiotriteles* sp., *Lophotriteles* sp., *Granulatisporites austroamericanus*, *Horriditriteles gondwanensis*, *Horriditriteles*

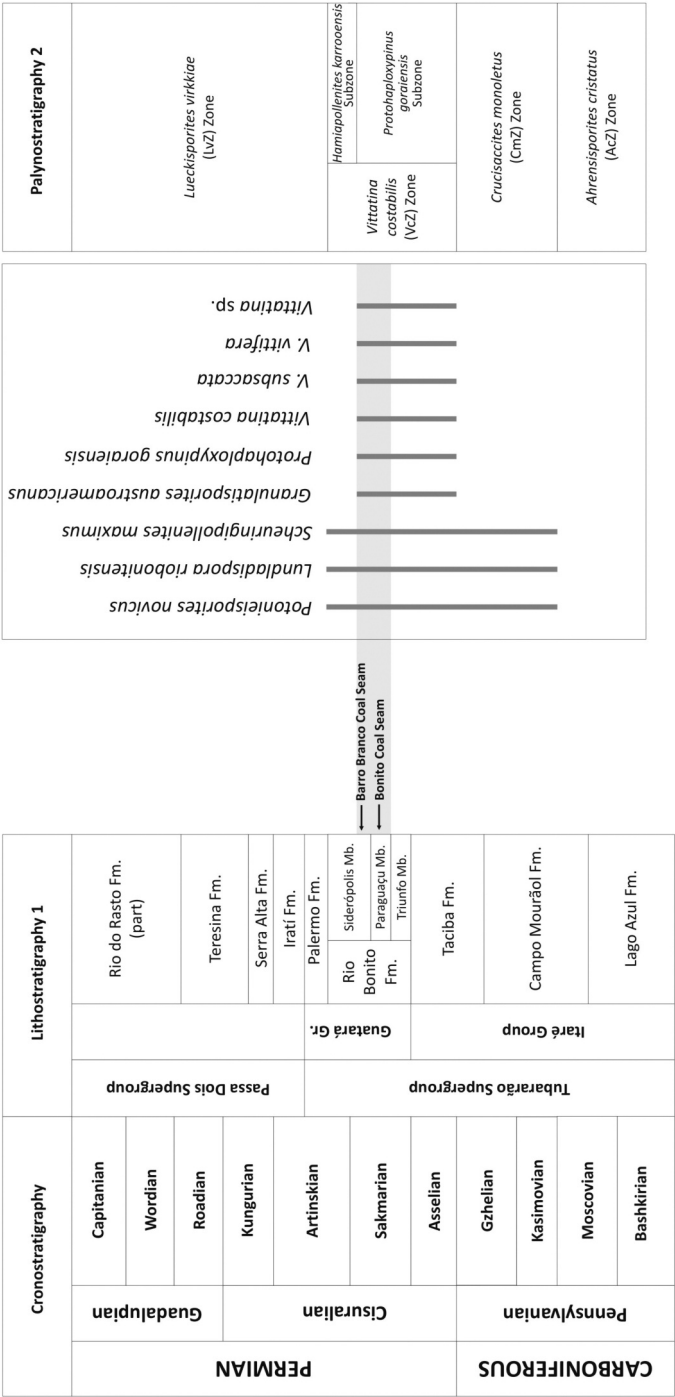


Figure 3. Stratigraphic distribution of the selected species obtained in the studied Bonito and Barro Branco Coal Seams. 1. Lithostratigraphy follows Iannuzzi (2010), Guerra-Sommer et al. (2008), Bernandes-de-Oliveira et al. (2016). 2. Palynostratigraphy according Souza and Marques-Toigo (2003, 2005), Souza (2006), Souza et al. (2015).

sp., and *Punctatisporites gretensis* are significant and represent the Filicophyta group. Sphenophyta are common to abundant and include *Calamospora plicata*, *C. liquida*, *C. sinuosa*, *Calamospora* sp., *Retusotriletes nigrifellus* and *Retusotriletes* sp.

Gymnosperms pollen are represented in very low frequencies in the assemblage (6-9%) and include monosaccate pollen, such as *Cannanoropollis janaki*, *C. cf. triangulatus*, *Cannanoropollis* sp. and *Potoniaisporites novicus* and by bisaccate pollen such as *Alisporites* sp., *Florinites* sp., *Limitisporites rectus* and *Limitisporites* sp., *Scheuringipollenites maximus* and *Scheuringipollenites* sp. Striate and polylicate pollen grains including *Protohaploxypinus amplus*, *P. goraiensis*, *P. limpidus*, *Protohaploxypinus* sp., and *Vittatina subsaccata*, *V. vittifera* and *Vittatina* sp. are present.

Microplanktonic and chlorophyceae algae like elements are rare to relatively common (0,7-5%) and include *Leiosphaeridia* sp., *Tetraporina* sp. and *Portalites gondwanensis*. Their frequency is higher than in the Bonito Coal seam.

The studied assemblages obtained from the Bonito and Barro Branco Coal Seam confirms previous palynostratigraphic age determinations established for the coals of Southern Paraná Basin (Souza and Marques-Toigo, 2003, 2005; Souza, 2006, Mori and Souza, 2010; Boardman *et al.*, 2012), assigned to the *Vittatina costabilis* Interval Zone, *Protohaploxypinus goraiensis* Subzone of the Paraná Basin, dated as Cisarulian age (Lower Permian). No species of the upper *Hamiapollenites karrooensis* Subzone were identified in the upper samples studied in the Barro Branco coal Seam.

CONCLUSIONS

The main results from this study are summarized below:

- All studied samples from the Criciúma coal region, southern area of Santa Catarina State, Southern Paraná Basin, are positive. 27 species of spores, 14 species of pollen and 4 species of microplanktonic or chlorophyceae algae like were identified.

- The spore-pollen assemblages recovered from both coal seams are assigned to the *Vittatina costabilis* Interval Zone, *Protohaploxypinus goraiensis* Subzone of the Paraná Basin, dated as Sakmarian (lower Permian).

- The palynological assemblages identified in the Bonito and Barro Branco Coal Seams present a very similar microflora composition, showing a clear dominance of arborescent and herbaceous lycophytes in the peat-forming plant community.

- The Barro Branco Coal seam shows a relatively higher frequency of algae like composition than in the Bonito Coal seam, suggesting a possible fluvial or lagoonal facies influence.

- The paleoenvironments of the Bonito and Barro Branco Coal Seams that generated the palynological assemblages studied, can be correlated with those described by Cazzulo-Klepzig *et al.* (2005, 2007) for the most important coal seams in the southernmost Paraná basin.

Acknowledgement

Irene Sousa (LNEG) is acknowledged for laboratory sample preparation. We acknowledge the staff of Lauro Muller, 101, Carbonífera Siderópolis, Bonito I, Fontanela Mines for the support in the field work. We acknowledge the reviewers for their constructive comments on this manuscript.

References

- Aboarrage, A. M. and Lopes, R. C. 1986. *Projeto borda leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica*. Relatório final. Porto Alegre. CPRM (1), 40 pp.
- Bernandes-de-Oliveira, M.E., Mune, S., Garcia, M.J., Iannuzzi, R., Guerra-Sommer, M., Jasper, A., Kavali, P.S., Shivanna, M., Pereira, K., G. 2016. The Artinskian Siderópolis Member macroflora, Rio Bonito Formation and its stratigraphical correlation with other early Permian macrofloras of Paraná Basin, Brazil. *Geologia USP, Sér. cient.*, São Paulo, 16 (4), 65-85.
- Boardman, D., Iannuzzi, R., Souza, P.A, Lopes, R. 2012 Paleobotanical and palynological analysis of Faxinal Coalfield (Lower Permian, Rio Bonito Formation, Paraná Basin), Rio Grande Do Sul, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 102, 12-25.
- Cazzulo-Klepzig, M., Guerra-Sommer, M., Menegat, R. 2005. Palynology and palaeobotany in the reconstruction of landscape units from the Candiota Coalfield, Permian of Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8 (1), 83-98.
- Cazzulo-Klepzig, M., Guerra-Sommer, M., Menegat, R., Simas, M.W., Mendonça Filho, J.G. 2007. Peat-forming environment of Permian coal seams from the Faxinal Coalfield (Paraná Basin) in Southern Brazil, based on palynology and palaeobotany. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10 (2), 117-127.
- Daemon, R.F., Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia no Neopaleozóico da Bacia do Paraná. 24º Congresso Brasileiro de Geologia (Brasília). *Anais*, 359-412.
- Della Fávera, J. C., Chaves, H. A. F., Pereira, E., Medeiros, M.A.M. and Filho Câmara, L. M. 1992. *Geologia da área de Candiota. Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul*. 1º Curso de Projetos de Análise de Bacias.
- Della Fávera, J.C., Chaves, H.A.F., Pereira, E., Medeiros, M.A.M. and Filho Câmara, L.M. 1994. Evolução geológica da sequência permiana da região de Candiota – RS – Brasil. *Publicações Acta Geologia Leopoldensia*, (39), 1, 235-246.
- di Pasquo, M., Souza, P.A., Kavali, P.S., Felix, C. 2018. Seasonally warmer and humid climates in a lower paleolatitude position of southern Brazil (Paraná Basin): new findings of the *Lueckisporites virkkiae* zone (late Cisuralian-Guadalupian) in the Serra do Rio do Rastro and neighboring localities. *Journal of South American Earth Sciences*, 82, 143-164.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R. and Rohn, R.A. 2010. Stratigraphic chart of the late carboniferous/permian succession of the eastern border of the Paraná basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, (29), 381-399.
- Iannuzzi, R. 2010. The flora of Early Permian coal measures from the Paraná Basin in Brazil: A review. *International Journal Coal Geology*, 83, 229-247.
- Krebs, A.S.J., Menezes Filho, N.R., 1984. *Projeto Mapeamento Geológico para Carvão área de Taió-Rio do Sul, SC*. Relatório final, vol. 1. DNPM/CPRM, Porto Alegre (unpublished).
- Marques-Toigo, M. 1988. *Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil*. Porto Alegre. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil, 259 p. Inédito.]
- Marques-Toigo, M. 1991. Palynobiostratigraphy of the southern Brazilian Neopaleozoic Gondwana sequence. 7º International Gondwana Symposium (São Paulo), Proceedings, 503–515.
- Marques-Toigo, M. and Corrêa da Silva, Z.C. 1984. On the origin of Gondwana South Brazilian coal measures. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70, 2, 151-160.
- Medeiros and Thomas Filho 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. 27º Congresso Brasileiro de Geologia (Aracaju). *Anais*, 3, 3-12.

- Milani, E.J., França, A.B. and Medeiros, R.A. 2007. Roteiros Geológicos Rochas Geradoras e Rochas-Reservatório da Bacia do Paraná, Faixa Oriental de Afloramentos, Estado do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15, 1, 135-162.
- Miltzarek, G.L. and Corrêa da Silva, Z.C. 1992. Variações composicionais dos carvões submetidos aos ensaios de meio denso, Jazida do Faxinal, RS. Egatea. *Revista da Escola de Engenharia da UFRGS*, 20, 43-54.
- Mori, A. and Souza, P.A. 2010. Análise Palinoestratigráfica dos Depósitos Permianos (Poços HN-05-RS e HN-25-RS) do Sul da Bacia do Paraná. *Ameghiniana*, 49 (3), 319-342.
- Schneider R.L., Muhlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon, R.F. and Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Congresso Brasileiro De Geologia, 28, Porto Alegre. Porto Alegre: SBG, v.1, 41-65.
- Souza, P.A. 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 138, 9-29.
- Souza, P.A. and Marques-Toigo, M. 2003. An overview in the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic strata of the Brazilian Paraná Basin. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 5, 205-214.
- Souza, P.A. and Marques-Toigo, M. 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Paraná strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77, 353-365.
- Souza, P.A., Perinotto, J.A.J., Félix, C.M., Araújo, B.C. 2015. Biostratigraphy and paleoecology of an unusual palynological record from the Aquidauana Formation, Late Pennsylvanian of Paraná Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 87(2), 611-622.
- White, W.R. 1908. *Associações Faciológicas da Fm. Rio Bonito, Bacia do Paraná*. Curitiba: Petrobras. E&P. NEXPAR, 1908, v.1. Relatório técnico.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. & Lawson, J.E. 1996. Palynological techniques processing and microscopy. In J. Jansonius and D.C. McGregor (eds.), *Palynology: Principles and applications*. American Association Stratigraphic Palynology Foundation, Vol. 1, 29-50.
- Zálan, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C., Marques, A., Astolfi, M.A., Vieira, M.I.S., Appi, C.J. and Zanotto, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani, E. J. (coord), *Origem e evolução de bacias sedimentares*, Rio de Janeiro, Petrobrás, 2ª Ed., 135-168.

REGISTRO PALEOBOTÁNICO EM UMA ILHA JURÁSSICA VULCÂNICA (E PENÍNSULA IBÉRICA)

A.A. Santos¹, D. Pons², J.I. Valenzuela-Ríos³, B. Cascales-Miñana⁴, L.M. Sender⁵ y J.B. Diez¹

¹Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Universidade de Vigo. 36200, Vigo, Espanha.

artaisl29@gmail.com; jbdiezf@gmail.com

²Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, CNRS, MNHN, UMR 7207 (CR2P), 57 rue Cuvier 75231 Paris cedex 05, França.

denise.pons@upmc.fr

³Departamento de Botánica y Geología, Universidad de Valencia, 46100 Burjassot, Espanha.

jose.i.valenzuela@uv.es

⁴Evo-Eco-Paleo, UMR 8198-CNRS, University of Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq, França.

borja.cascales@gmail.com

⁵Department of Biological Sciences, Faculty of Science and Engineering, Chuo University, 1-13-27 Kasuga, Bunkyo, Tokyo, Japão.

luismisender@gmail.com

Palavras-chave: Formação El Pedregal; Jurássico Médio; Palinoflora; Macroflora; Interação planta-insecto; E Península Ibérica.

Na passagem do trânsito Jurássico Inferior e Médio houve uma intensa atividade vulcânica no Este da Península Ibérica (Gautier, 1968; Martínez-González *et al.*, 1996; 1998). Manifestação deste fenómeno extrusivo são alguns dos afloramentos fósseis presentes na Sierra de Javalambre que evidenciam uma terrestrialização, nomeadamente os níveis fósseis aqui estudados e que correspondem à Formação El Pedregal (parte intermédia do Grupo Chelva), cuja biostratigrafia foi recentemente datada com amonóides situando a formação entre a Cronozona *Concavum* correspondente ao Aaleniano superior e a Cronozona *Discites* correspondente ao Bajociano inferior (Cortés e Gómez, 2016).

Nesses níveis da Formação El Pedregal foram encontrados numerosos restos fósseis de plantas, e uma associação palinológica bem preservada presente em 6 níveis estudados. Também estão a ser estudados numerosos macrorestos de plantas fósseis. Com base na análise palinológica foram identificadas dezenas de taxa de esporos e de pólenes (e.g. *Klukisporites* spp., *Manumia* sp., *Perinopollenites* sp., *Cycadopites* spp., *Cerebropollenites* spp., e várias espécies de *Cyathidites*. Além disso foram reconhecidas várias espécies de esporos de fungos, algas prasinófitas e outros organismos como acritarcas, foraminíferos e restos de mandíbulas de escolecodontes.

No que diz respeito à macroflora, foram encontrados numerosos restos, especialmente grandes folhas de bennettitales (*Otozamites* spp., *Pterophyllum* spp., *Ptilophyllum* sp.), folhas de samambaias (*Todites* spp.), sementes (*Carpolithes* spp.) bem como estruturas férteis (estróbilos pertencentes a diferentes géneros). Adicionalmente, foi observada a presença de algumas interações planta-animal, nomeadamente diferentes *Damage Type* (de acordo com a classificação de Labandeira *et al.*, 2007) incluindo restos de herbivoria, provavelmente por insetos, e também marcas bioerosivas em troncos (*Teredolites* sp.).

A associação palinológica (em concreto os FADs e LADs de *Ischyosporites variegatus*, *Manumia delcourtii*, *Staplinisporites caminus*, *Leptolepidites macroverrucosus*, *Michrystidium lymensis* e *Cyma-*

tiosphaera sp. cf. *C. pachythea*) em conjunto com a macroflora e com o contexto geológico sugere uma idade Aaleniano superior - Bajociano inferior, para os níveis estudados, mais provavelmente Aaleniano superior. Esta flora fornece uma nova contribuição à paleobotânica do Jurássico Médio na Península Ibérica e proporciona um cenário muito interessante para analisar, com o intuito de explorar a dispersão e colonização em ambientes isolados.

Referencias

- Cortés, J.E., and Gómez, J.J. 2016. Middle Jurassic volcanism in a magmatic-rich passive margin linked to the Caudiel Fault Zone (Iberian Range, East of Spain): biostratigraphical dating. *Journal of Iberian Geology*, 42(3), 335-354.
- Gautier, F. 1968. Sur l'existence et l'âge d'un paléovolcanisme dans le Jurassique sudaragonais (Espagne). *C. R. somm. Soc. Géol. France* 3, 74-75.
- Labandeira, C.C., Wilf, P., Johnson, K.R. and Marsh, F. 2007. Guide to Insect (and Other) Damage Types on Compressed Plant Fossils, vers. 3.0. Smithsonian Institution, Washington, DC.
- Martínez González, R., Lago, M., Vaquer, R., Valenzuela Ríos, J.I. and Arranz Yagüe, E. 1996. Composición mineral del volcanismo Jurásico (pre-Bajociense Medio) en la Sierra de Javalambre (Cordillera Ibérica, Teruel): datos preliminares, *Geogaceta*, 19, 41-44.
- Martínez González, R., Vaquer, R., and Lago, M. 1998. El volcanismo jurásico de la Sierra de Javalambre (Cadena Ibérica, Teruel). *Teruel* 86(1), 43-61.

PALINOSTRATIGRAFIA DA TRANSIÇÃO TRIÁSICO – JURÁSSICO NA REGIÃO DE COIMBRA (BACIA LUSITÂNICA, PORTUGAL)

M. Vilas Boas¹, Z. Pereira², L.V. Duarte¹ e P. Fernandes³

¹MARE e Departamento de Ciências de Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal.

ana.margarida.95@hotmail.com; lduarte@dct.uc.pt

²LNEG, Rua da Amieira, 4465-965 S. Mamede de Infesta, Portugal.

zelia.pereira@lneg.pt

³CIMA - Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal.

pfernandes@ualg.pt

Palavras-chave: Esporos, pólenes, palinostratigrafia, transição Triásico-Jurássico, Bacia Lusitânica, Portugal.

INTRODUÇÃO

Este estudo tem como objetivo a análise palinológica do Triásico Superior e Jurássico Inferior (Hetangiano) da Bacia Lusitânica, materializado no Grupo de Silves, (ver, por exemplo, Soares *et al.*, 2012) aflorante no setor Coimbra – Penela (fig. 1), Centro - Oeste de Portugal. Neste setor da Bacia Lusitânica, as unidades desta idade foram formalmente descritas por Choffat (1894, 1903), Palain (1976) e Soares *et al.* (2012), próximo da margem Sul do Rio Mondego (Coimbra), onde se encontra uma série de bons afloramentos.

O Grupo de Silves é predominantemente formado por rochas siliciclásticas, maioritariamente arenitos, e a arquitetura das suas fácies indica ambientes continentais (concretamente, as formações de Conraria, Penela e Castelo Viegas; Soares *et al.*, 2012). A unidade superior, Formação de Pereiros, caracteriza-se, na sua base por sedimentos carbonatados com fósseis de invertebrados (termo B2 em Palain, 1976), tradutores de um episódio marinho o que demonstra uma mudança significativa no ambiente sedimentar. Os primeiros estudos palinostratigráficos na transição Triásico-Jurássico efetuados na Bacia Lusitânica, reportam a Doubinger *et al.* (1970) e Adloff *et al.* (1974) desde a região do Luso (a Norte de Coimbra) até Tomar. Estas primeiras investigações permitiram identificar três associações palinológicas, uma de idade triásica e duas associações do Jurássico Inferior, Hetangiano e Sinemuriano, respetivamente. Este estudo provou pela primeira vez a existência de pólenes e esporos de idade Carniano – Noriano (Triásico Superior), mas, apesar do carácter inovador, não conseguiu detalhar a estratigrafia do limite Triásico-Jurássico na Bacia Lusitânica.

Mais recentemente Diez (2000), nas mesmas sequências conseguiu detalhar a idade das formações de Conraria e Penela (megasequências A e B de Palain, 1976, respetivamente) com base em pólenes e esporos, atribuindo uma idade Noriano-Retiano para estas idades.

O foco principal deste trabalho foi investigar a biostratigrafia destas palinofloras, baseado no estudo

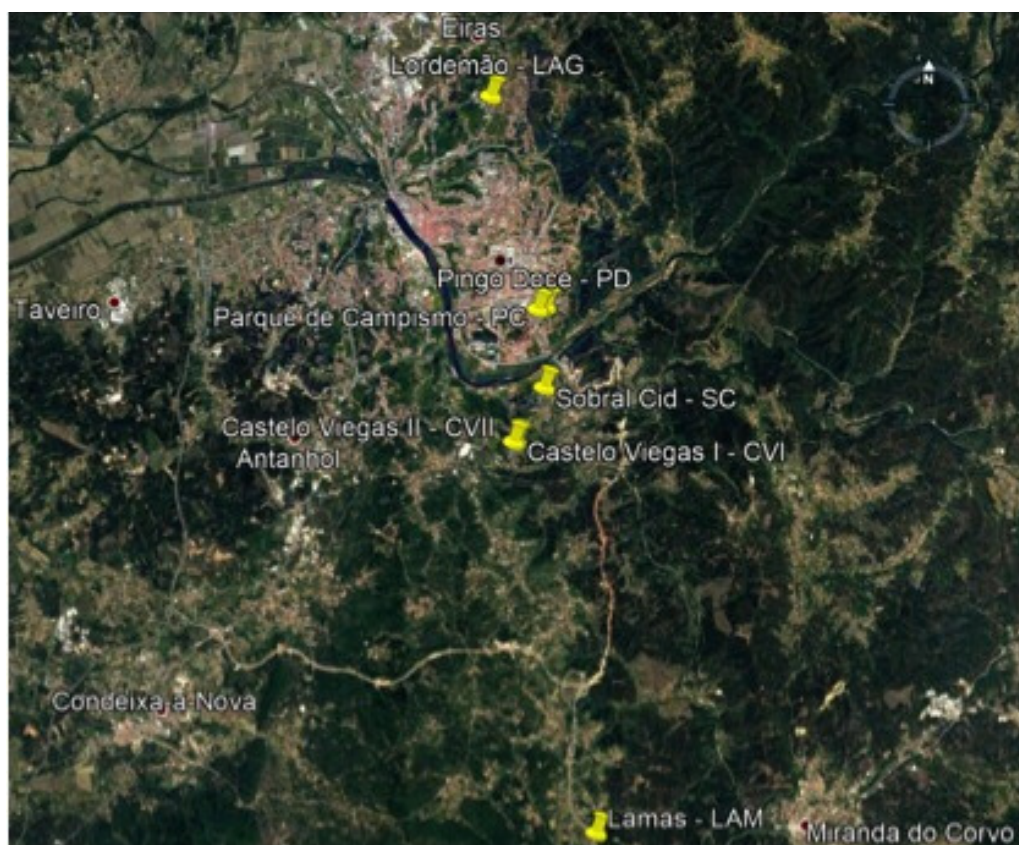


Figura 1. Localização da área de estudo e das secções analisadas nesta investigação, assinalados com o marcador a amarelo (base cartográfica retirada do Google Earth).

sistemático de pólenes e esporos que permitam datar a sequência estratigráfica do Grupo de Silves e assim tentar precisar, também, o limite Triásico-Jurássico na Bacia Lusitânica.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A área desta investigação está incluída no grande sector entre Coimbra, Penela e Alvaiázere, desenhando uma área com cerca de 3 a 4 quilómetros de largura e 35 quilómetros de comprimento. Tal como foi referido anteriormente, têm sido várias as contribuições sobre o Grupo de Silves. Recentemente, Soares *et al.* (2010, 2012) durante a publicação da Carta Geológica de Portugal, Coimbra-Lousã-19-D na escala de 1/50 000, propôs uma nova definição para o Grupo de Silves, incluindo da base para o topo as formações de Conraria, Penela, Castelo Viegas e Pereiros. A Formação de Conraria inclui os termos A1 e A2 de Palain (1976) compostos, fundamentalmente e respetivamente, por conglomerados e arenitos de cor avermelhada e por uma sucessão arenosa e lutítica, de cor vermelha e/ou cinzenta.

Na sucessão litostratigráfica segue-se o termo B1 de Palain (1976), que foi recentemente subdividido por Soares *et al.* (2012) nas formações de Penela e de Castelo Viegas. A Formação de Penela tem uma espessura variável e é predominantemente areno-conglomerática avermelhada (Kullberg *et al.*, 2013), enquanto que na Formação de Castelo Viegas as fácies dominantes são arcossarenitos grosseiros, mais esbranquiçados para o topo.

Em descontinuidade sobre a Formação de Castelo Viegas segue-se a Formação de Pereiros (Soares *et al.*, 2012), que corresponde na base ao termo B2 de Palain (1976), composto por dolomias finas, cristalinas e siliciclásticas, intercaladas com lutitos contando também com a ocorrência peculiar de fósseis de bivalves (*Isocyprina*) e gastrópodes (*Promathildia*). A formação mostra uma espessura muito regular ao longo da bacia (cerca de 6 metros). Sucede-se o termo C1 de Palain (1976), que corresponde a camadas de arenitos grosseiros a muito grosseiros, esbranquiçados ou acastanhados, com raros fósseis de *Clathropteris meniscoides* (Kullberg *et al.*, 2013). A Formação de Pereiros termina através da sua subunidade mais espessa e mais complexa do ponto de vista litológico, o termo C2 de Palain (1976), materializada por corpos lutíticos e finamente arenosos de cor vermelha e cinzenta, dolomias finas, margas dolomíticas e, muito localmente, níveis gipsíferos (ver, também, Sêco *et al.*, 2015). No topo, a unidade adquire um carácter dolomítico, característica que domina a unidade suprajacente, a Formação de Coimbra.

TRANSIÇÃO TRIÁSICO – JURÁSSICO (TJ)

A transição TJ é caracterizada por uma grande crise biótica tanto no ambiente marinho como terrestre (ver, por exemplo, Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009; 2010; Kürschner & Herngreen, 2010), deste modo a microflora apresenta uma grande mudança no limite Triásico – Jurássico, nomeadamente assiste-se a uma marcada extinção do final do Triássico e a uma radiação dos ecossistemas terrestres durante o Hetangiano.

Várias são as sucessões utilizadas como referências, como por exemplo a sucessão de Kuhjoch (Áustria) que tem sido usada para correlação na Europa. Esta zonação tem por base as primeiras e últimas ocorrências de espécies de esporos e pólenes, complementada por mudanças distintas das quantidades de determinadas espécies nas associações estudadas (Kürschner *et al.*, 2007, Bonis *et al.*, 2009; 2010; Cirilli, 2010, Kürschner & Herngreen, 2010) e inclui da base para o topo:

- Zona RL (*Rhaetipollis-Limbosporites*) marcada por uma associação com pouca diversidade. Dominada por *Classopollis meyeriana* e em menor quantidade, *Classopollis torosus*, *Cingulizonates rhaeticus*, *Limbosporites lundbladii*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Rhaetipollis germanicus* e *Ricciisporites tuberculatus*. Acompanhados também por dinoflagelados e acritarcas.

- Zona RPo (*Rhaetipollis-Porcellispora*) a base desta zona é marcada por um aumento na diversidade e abundância de esporos, *Calamospora tener*, *Porcellispora longdonensis* e *Polypodiisporites polymicroforatus*, acompanhados por os comuns *Classopollis torosus*, *Classopollis meyeriana*, *Convolutispora microrugulata* e *Deltoidospora* spp.. A meio da Zona existe uma queda de *Classopollis* spp., e desaparecem os *Rhaetipollis germanicus* na zona superior.

- Zona TPo (*Trachysporites-Porcellispora*) marcada pela elevada quantidade de *Ovalipollis pseudoalatus*. Continua o decréscimo de *Classopollis* spp. e os *Classopollis torosus* desaparecem temporariamente. A associação de esporos inclui *Kraeuselisporites reissingeri*, *Porcellispora longdonensis* e *Trachysporites fuscus*.

- Zona TH (*Trachysporites-Heliosporites*) reaparece *Classopollis torosus* e *Classopollis meyeriana*

mantem a sua estabilidade. Primeira ocorrência de *Cerebropollenites thiergartii* e *Ischyosporites variegatus*, enquanto que os esporos *Kraeuselisporites reissingeri* e *Porcellispora longdonensis* são dominantes na parte média inferior da zona e diminuem na parte superior. A espécie *C. thiergartii* é usada como marcador da base do Jurássico na Europa, permitindo correlações inter-regionais entre as secções marinhas e terrestres (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009; Kürschner & Herngreen, 2010).

- Zona TPi (*Trachysporites-Pinuspollenites*) identificada pela ocorrência de *Pinuspollenites minus* associado à abundância de *Classopollis* spp., *Kraeuselisporites reissingeri* e *Trachysporites fuscus*. Esta zona pertence ao Jurássico, Hetangiano.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo foram seleccionadas 6 secções do Grupo Grés de Silves na região de Coimbra (ver fig.1), tendo sido recolhidas 37 amostras para estudos palinostratigráficos. As amostras para investigação palinológica foram tratadas por métodos normalizados que têm como finalidade a destruição da fase mineral, limpeza e concentração dos palinomorfos, para observação e estudo microscópico (ver, por exemplo, Wood *et al.*, 1996; Riding & Warny, 2008). Após a recolha, com as amostras devidamente referenciadas do ponto de vista estratigráfico, a preparação envolveu tratamentos consecutivos com os ácidos clorídrico e fluorídrico. Na análise de cada amostra, processo realizado através de microscópio de luz transmitida Olympus BX40, equipado com uma câmara fotográfica digital (Olympus C5050), foram estudadas entre duas a três lâminas, tendo sido contabilizados pelo menos 250 palinomorfos por cada amostra. No entanto, quando as amostras são relativamente pobres contou-se o máximo de espécimes possíveis. Todas as amostras, lâminas e resíduos orgânicos encontram-se arquivados no Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) em S. Mamede Infesta.

RESULTADOS

Neste estudo foram identificadas três associações palinológicas (AP), que foram identificadas tendo por base a distribuição de taxas com importância estratigráfica. A figura 2 mostra a distribuição estratigráfica de espécies seleccionadas nas unidades estudadas e a figura 3 ilustra os principais taxa. Por ordem do mais antigo para o mais recente temos (fig.2):

- AP 1: Associação caracterizada por um domínio claro de *Classopollis meyeriana*, *Duplicisporites granulatus*, *Paracirculina* sp., *Praecirculina granifer*, *Enzonalasporites vigens*, *Patinasporites densus*, *Pseudoenzonalasporites* sp., *Vallasporites ignacii* e *Samaropollenites speciosus*. Outras espécies características desta associação englobam *Alisporites* sp., *Ellipsovelatisporites* sp., *Guthoerlisporites* sp., *Microcachrydites fastidioides*, *M. doubingeri*, *Monosulcites minimus*, *Ovalipollis ovalis*, *Triadispora staplini*, *Triadispora* sp. e de comum a abundante *Granuloperculatiipollis rudis*.

- AP 2: As espécies de pólenes e esporos desta associação estão moderadamente a bem preservados. Espécies comuns a abundantes temos os pólenes *Araucariacites germanicus*, *Araucariacites* sp., *Classopollis meyeriana*, *C. torosus*, *Cerebropollenites* cf. *thiergartii*, *Cerebropollenites* sp., *Cyathidites* sp., *Cycadopites* sp., *Eucommidites* sp., *Inaperturopollenites* sp., *Ovalipollis ovalis* e *Samaropollenites speciosus*, como esporos temos *Deltoidospora* sp., *Dictyophyllidites mortonii*, *Ischyosporites variegatus*, *Kraeuselisporites reissingeri*, *Trachysporites* sp., *Todisporites major*, *Todisporites* sp. e *Uvasporites* sp.. A espécie *Rhaetipollis germanicus* é rara e foi identificada em duas amostras.

- AP 3: Esta associação é semelhante à AP 2, porém temos as primeiras ocorrências de novas espécies, tais como *Apiculatisporis* sp., *Calamospora tener*, *Chasmastosporites* sp., *Cingulatisporites* sp., *Leptolepidites* sp., *Perinopollenites elatoides*, *Polypodiisporites* sp., *Porcellispora longdonensis* e *Pinuspollenites minimus*.

DISCUSSÃO

As associações identificadas nas diferentes unidades estudadas do Grupo de Silves estão associadas ao Triásico Superior e ao Jurássico Inferior. O esquema informal de zonação palinológica, proposto para a Bacia Lusitânica, é aqui apresentado, e correlacionado com a zonação Europeia (fig.2).

A Formação de Conraria, concretamente a sua parte superior (termo A2 de Palain, 1976) apresenta uma associação típica do Carniano superior (Tuvaliano) a Noriano. O pólen *Granuloperculatipollis rudis* é a espécie tipo desta associação e a sua ocorrência é de comum a abundante. Contêm em abundância *Paracirculina quadruplicis*, comum *Patinasporites densus*, *Enzonalasporites vigens* e *Vallasporites ignacii* em combinação com altas percentagens de *Classopollis meyeriana*. Esta associação de pólenes e es-

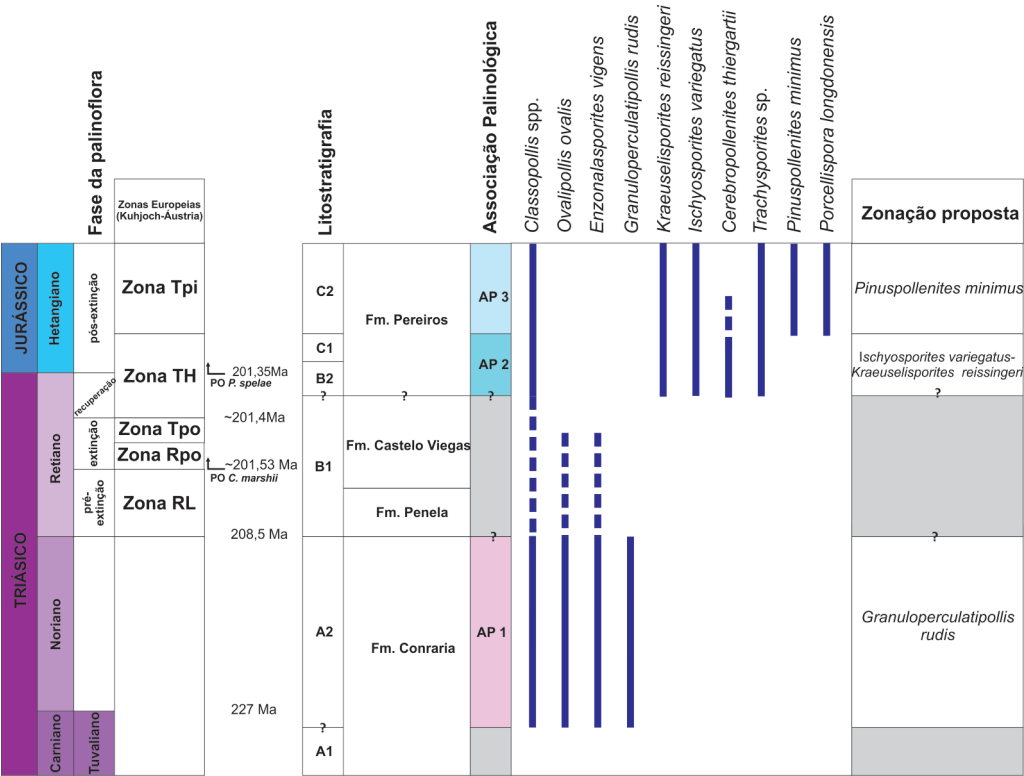


Figura 2. Esquema biostratigráfico proposto para a transição Triásico- Jurássico nas unidades estudadas no Grupo Grés de Silves (Bacia Lusitânica).

poros permitiu datar esta unidade. É de notar a ausência de *Ricciisporites tuberculatus*, que poderá estar associada a preferências ecológicas e/ou climáticas.

As formações de Penela e de Castelo Viegas foram bem amostradas, mas não foi possível obter nenhum resultado positivo (fig.2). As limitações litológicas destas duas unidades, essencialmente compostas por sedimentos siliciclásticos muito grosseiros terão sido as causas fundamentais para a falta de resultados palinológicos.

Para a Formação de Pereiros são propostas duas zonas (fig. 2), a zona *Ischyosporites variegatus* – *Kraeuselisporites reissingeri* (VR) e a zona *Pinuspollenites minimus* (Pm). A zona VR correlaciona-se muito bem com a Zona europeia TH e está associada à transição Triásico – Jurássico, atravessando o Retiano superior e o Hetangiano inferior (Kürschner *et al.*, 2007, Bonis *et al.*, 2009; 2010; Cirilli, 2010, Kürschner & Hengreen, 2010). A zona Pm está correlacionada com a Zona europeia TPI e data do Hetangiano. A zona VR é proposta com base nas altas percentagens de *Ischyosporites variegatus* em conjunto com *Kraeuselisporites reissingeri*, a primeira ocorrência de raros *Cerebropollenites* sp. e *Cerebropollenites thiergartii*. *Ischyosporites variegatus* também tem a sua primeira ocorrência na base do Hetangiano nas associações da Europa (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009; Kürschner & Hengreen 2010). A associação é dominada por *Araucariacites* spp., *Classopollis* spp., e raros espécimens de *Ovalipollis ovalis*. Complementada com esporos comuns a abundantes de *Deltoidospora* sp., e raros espécimens de *Dictyophyllidites mortonii*, *Trachysporites* sp. e *Uvasporites* sp.. *Rhaetipollis germanicus* é a espécie guia do Retiano e, nas associações da Europa desaparece no Retiano superior, mas, em Portugal, esta espécie aparece no topo da zona VR com a presença comum de *K. reissingeri* (por vezes em tétradas).

A ausência de certas espécies típicas no resto da Europa, pode estar associada a mudanças climáticas ou até ecológicas, que não seriam favoráveis para seu desenvolvimento.

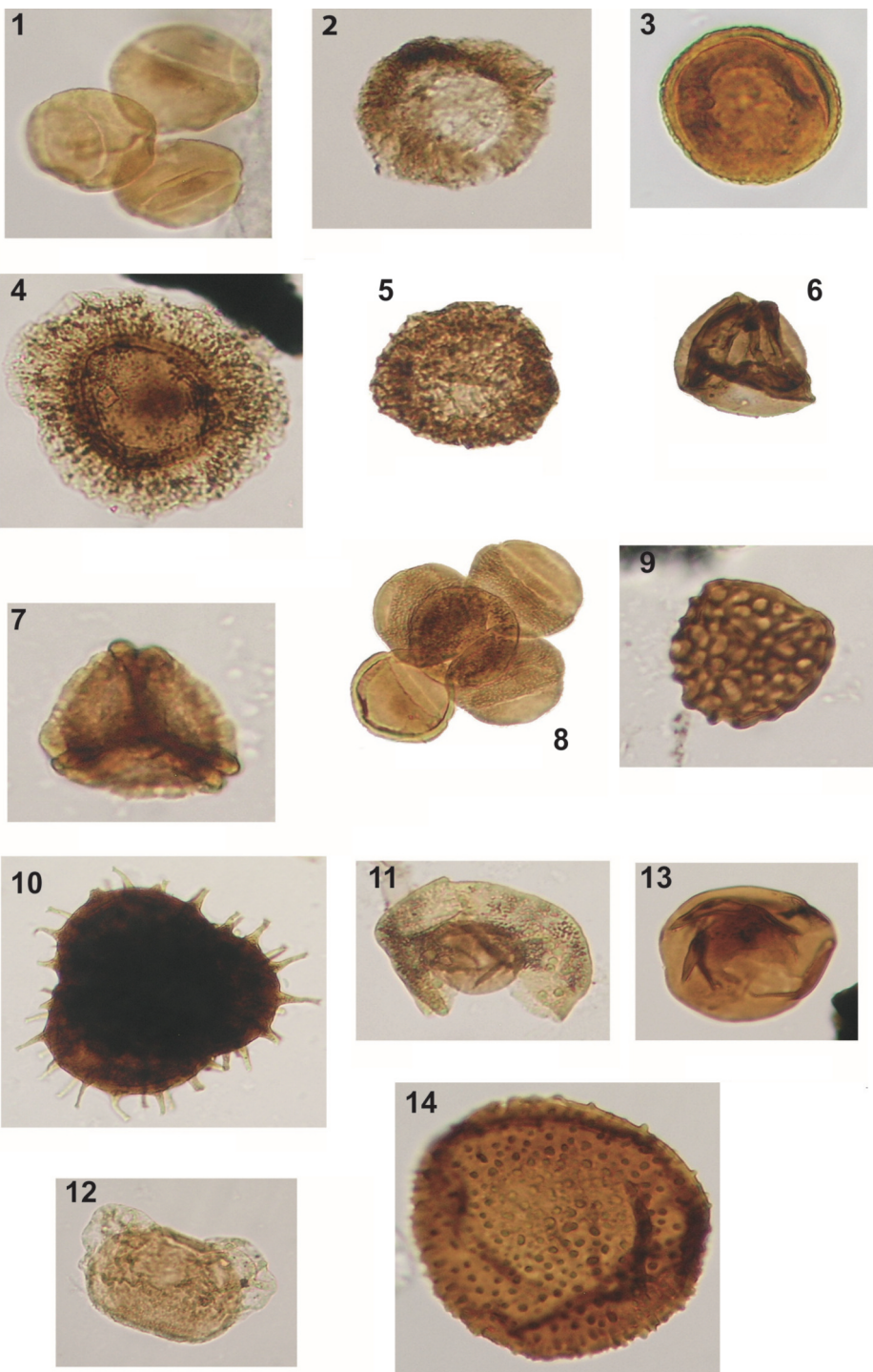
CONCLUSÕES

A partir da realização deste trabalho concluímos que a Formação de Conraria possui uma idade Carniano superior a Noriano, através da definição da zona de *Granuloperculatipollis rudis*.

Tal como foi dito anteriormente, devido às litologias não favoráveis, as formações de Penela e Castelo Viegas não permitiram obter dados palinológicos, desse modo, mais estudos serão necessários.

Na Formação de Pereiros foram descritas duas zonas informais, a zona *Ischyosporites variegatus* – *Kraeuselisporites reissingeri* (VR) e a zona *Pinuspollenites minimus* (Pm), do Hetangiano (Jurássico In-

Figura 3. Palinomorfos presentes nas amostras estudadas ao longo deste trabalho. Ampliação 400x 1–*Classopollis meyeriana*, (Klaus) Venkatachala & Gczn, 1964; LAM1_slide2, ø1305-35; 2–*Enzonalasporites vigens*, Leschik, 1956; PC1_slide7, ø1438-156; 3–*Granuloperculatipollis rudis*, Venkatachala & Gczn, 1964; SC3_slide4, ø1341-90; 4–*Patinasporites densus*, Leschik, 1956 emend. Scheuring, 1970; PC1_slide7, ø1149-50; 5–*Vallasporites ignacii*, Leschik, 1956; PC1_slide7, ø1415-115; 6–*Duplicisporites granulatus*, Leschik, 1956 emend. Scheuring, 1970; PC2_slide9, ø1261-250; 7–*Kyrtomispors* sp., Mdler, 1964; LAM12_slide1, ø1395-71; 8–*Classopollis torosus*, (Reissinger, 1950) Klaus 1960 emend. Cornet & Traverse, 1975; LAM1_slide2, ø1070-155; 9–*Ischyosporites variegatus*, (Couper) Schulz, 1967; LAM12_slide3, ø1305-205; 10–*Kraeuselisporites reissingeri*, (Harris, 1957) Morbey, 1975; LAM12_slide1, ø1190-210; 11–*Perinopollenites elatoides*, Couper, 1958; LAM12_slide1, ø1245-175; 12–*Pinuspollenites minimus*, (Couper) Kemp, 1970; LAM8_slide4, ø1175-162; 13–*Calamospora tener*, (Leschik) Mdler, 1964; LAM1_slide2, ø1130-115; 14–*Porcellispora longdonensis*, (Clarcke, 1965) Scheuring, 1970 emend. Morbey, 1975; LAM1_slide2, ø1305-78.



ferior). A base da zona VR não foi descrita pela ausência de informação, este facto impede qualquer discussão sobre a posição aproximada da transição Triásico-Jurássico. Mais investigação sobre o tema será necessária para confirmar e completar esta interpretação.

Desta forma, a revisão biostratigráfica efetuada permite detalhar a sequência litostratigráfica e fornecer novos dados paleogeográficos e paleoclimáticos da transição Triásico-Jurássico na Bacia Lusitânica.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Rosa Irene Sousa (LNEG) pela preparação laboratorial das amostras.

Referências

- Adloff, M. C., Doubinger, J. e Palain, C., 1974. Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal* 58, 91-144, Lisboa.
- Bonis, N. R., Kürschner, W. M. e Krystyn, L. 2009. A detailed palynological study of the Triassic– Jurassic transition in key sections of the Eiberg Basin (Northern Calcareous Alps, Austria). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 156, 376–400.
- Bonis, N. R., Ruhl, M. e Kürschner, W. M. 2010. Climate change driven black shale deposition during the end-Triassic in the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Choffat, P. 1894. *Notice stratigraphique sur les gisements de vegetaux fossiles dan le Mesozoique du Portugal*. l'Academie royale des sciences.
- Choffat, P. 1903. *L'Infralias et le Sinémurien du Portugal*. Imp. de l'Académie Royale des Sciences.
- Cirilli, S. 2010. Upper Triassic–lowermost Jurassic palynology and palynostratigraphy: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 334(1), 285-314.
- Diez, J. B. 2000. *Geologia y Paleobotanica de la Facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Iberica, Implicaciones bioestratigraficas en el Peritethys Occidental*. PhD, Thesis Univ. Zaragoza and Univ. Paris-6.
- Doubinger, J., Adloff, M., & Palain, C. 1970. Nouvelles précisions stratigraphiques sur la série de base du Mésozoïque portugais. *Extr. "Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences de Paris*, 270.
- Kullberg J. C., Rocha R. B., Soares A. F., Rey J., Terrinha P., Azerêdo A. C., Callapez P., Duarte L. V., Kullberg M. C., Martins L., Miranda R., Alves C., Mata J., Madeira J., Mateus O., Moreira M., Nogueira C. R. 2013. A Bacia Lusitaniana: estratigrafia paleogeografia e tectonica. In: R. Dias, A. Araujo, P. Terrinha, J.C. Kullberg, (Eds). *Geologia de Portugal*, Vol. II. Livraria Escolar Editora, 195-347.
- Kürschner, W. M., Bonis, N. R. e Krystyn, L. 2007. Carbon-isotope stratigraphy and palynostratigraphy of the Triassic–Jurassic transition in the Tiefengraben-section Northern Calcareous Alps (Austria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 257–280.
- Kürschner, W. M., e Herngreen, G. W. 2010. Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynofloral diversity patterns and biostratigraphic subdivisions. *Geological Society, London, Special Publications*, 334(1), 263-283.
- Palain, C. 1976. *Une série détritique terrigène les " Grès de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal* (No. 25). Serviços Geológicos de Portugal.

- Riding, J.B. e Warny, S. (Eds.), 2008. Palynological Techniques. Second Edition, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, Texas 137 p.
- Sêco, S.L.R., Duarte, L.V., Pereira, A.C., 2015. Utilização da espectrometria gama na caracterização das unidades da base do Jurássico Inferior do setor norte da Bacia Lusitânica (Portugal): dados preliminares. *Comunicações Geológicas*, 102, Fascículo Especial I, 41-44.
- Soares, A. F., Kullberg, J. C., Marques, J. F., da Rocha, R. B., e Callapez, P. M. 2012. Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). *Bulletin de la Société géologique de France*, 183(3), 203-216.
- Soares A. F., Marques J. F. e Callapez P. 2010. – O Grupo de Silves – Coimbra-Penela. In: J. C. Neiva, A. Ribeiro, L. M. Victor, F. Noronha e M. M. Ramalho, Eds., *Ciências geológicas – Ensino, investigação e sua história*. – APG & SGP, 397-404.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. & Lawson, J.E., 1996. Palynological techniques processing and microscopy. In: Jansonius, J.; McGregor, D.C. (eds.). *Palynology: Principles and applications*. American Association Stratigraphic Palynology Foundation, 1, 29-50.

ICNOFÓSILES

MOLDEO Y VACIADO DE UNA GRAN SUPERFICIE DE ICNITAS DEL EOCENO DEL FLYSCH DE ZUMAIA EN EL GEOPARQUE DE LA COSTA VASCA (GIPUZKOA)

E. Baeza¹, S. Menéndez¹, A. Hilario², G. Torre², I. Manterola³, Z. Garcia³, A. Basurko³, M. Azurmendi³
y G. Zabaleta⁴

¹Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
e.baeza@igme.es, s.menendez@igme.es

²Geoparque Mundial de la UNESCO de Costa Vasca. Ifar Kalea 4 2080 Deba.
flysch@gipuzkoa.eus; ingurumena@geoparkea.com

³Facultad de Bellas Artes, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea.
Ismael.manterola@ehu.eus, xibuka@gmail.com, antxubasurko@gmail.com, maider133@hotmail.com

⁴Baleike kultur elkarte. Foronda Kultur Etxea. 20750 Zumaia.
gorka@baleike.eus

Palabras clave: Epoxi, icnofósiles, flysch, grandes réplicas, patrimonio paleontológico.

INTRODUCCIÓN

El afloramiento de infinidad de estratos y capas con variado contenido icnológico a lo largo de toda la extensión del Geoparque de la costa vasca es excepcional y reconocido a nivel nacional e internacional. Debido a su propia naturaleza, ya que se expone mayoritariamente en los acantilados de esta parte de la costa, este patrimonio excepcional se ve sometido de forma intensa a la erosión, deterioro e incluso pérdida y desaparición por la acción, tanto de fenómenos gravitatorios y de ladera, como del oleaje y las mareas. Este hecho hace que, en el caso que se expone, se haya planteado la necesidad de la realización del molde y la réplica de una gran placa con contenido icnológico con conservación excepcional y de alto valor científico, debido al peligro inminente de menoscabo de la misma.

Esta placa aflora en el extremo este de la playa de Itzurun (Zumaia), incluida en el Biotopo protegido del tramo litoral Deba Zumaia. Se trata de una pequeña turbidita de unos 10-15 cm de grosor incluida en las facies de areniscas y margas del Eoceno del flysch de Zumaia. Como ya se ha indicado, se trata de una gran placa muy verticalizada y expuesta a la erosión natural cuya superficie replicable es de unos 6 m de longitud y unos 0,6 m de anchura media. En ella se concentra el registro de un elevado número de pistas de tipo *Scolicia plana* excavadas por varios individuos espatangoides y conservadas como epirelieves convexos. A diferencia de los rastros de icnitas de vertebrados, conservados generalmente como hiporelieves en estratos de nula a media inclinación, esta superficie icnológica también de epirelieves convexos aparece en una capa inclinada, buzando unos 80° S y a extraplomo, lo cual contribuye a crear dificultades técnicas para su replicado utilizando los métodos tradicionales de obtención de moldes, especialmente en las primeras fases.

Mediante el método de moldeo y vaciado y utilizando elastómeros de silicona y resinas, se consigue una gran calidad en el replicado de detalles y una estabilidad a muy largo plazo, tanto del molde como del vaciado, siempre que se utilicen los productos y las cargas adecuadas. Esta es una de las medidas

más eficaces para preservar elementos del patrimonio natural en riesgo de deterioro o desaparición a través de la realización de copias exactas de alta resolución. Es una técnica bastante conocida para la realización de réplicas en superficies extensas de rocas con profusión de icnitas, en grandes trazas icnológicas, al igual que en grabados y petroglifos y otros elementos arqueológicos.

En otros casos, la realización de estas grandes replicas puede tener objetivos divulgativos. Una de las exposiciones más conocidas e impactantes sobre este proceder es la exposición itinerante "Fossil Art" (Seilacher, 2008) que tuvo gran repercusión a nivel mundial. Estaba compuesta por réplicas de notables ejemplos de icnofósiles y huellas sedimentarias procedentes de todo el mundo. Eran réplicas de gran calidad hechas en resina y ordenadas en paneles de gran formato, donde primaban los criterios artísticos, orientados hacia el público en general con figuras y relieves impactantes, más que el significado científico de los elementos geológicos. Actualmente algunas de las icnitas originales que fueron replicadas para esta exposición se hallan deteriorada o perdidas irremisiblemente, tanto por la acción meteórica y erosiva de líquenes y otras plantas, al estar expuestas a la intemperie, como por las acciones humanas de expolio y vandalismo (Díez-Herrero *et al.*, 2017). Afortunadamente quedaron registradas en detalle en las improntas de resina ampliando y completando el objetivo divulgativo inicial de su realización.

Pese al importante tamaño de la pieza que nos ocupa, no se encuentra entre las mayores de las réplicas realizadas, ya que la acción erosiva de forma permanente, va minando su superficie provocando caídas parciales de la placa. Entre las de mayor tamaño podemos citar la réplica de una superficie de 24 m², de edad Neoproterozoico, donde pueden observarse organismos de la "fauna de Ediacara" (Edwards y Williams, 2011) o el rastro de un euriptérico gigante conservado en la cara inferior de un estrato de arenisca carbonífera (Whyte, 2005) con una extensión de 15 m².

En la Península Ibérica, en el Parque Nacional de Cabañeros, se han realizado varios moldes y numerosas réplicas de gran tamaño correspondientes a registros paleoicnológicos excepcionales, tanto de icnofósiles de tipo *Cruziana* del Ordovícico Inferior (Baeza Chico *et al.*, 2008, 2013) como de rastros de gusanos gigantes, ambos casos localizados en las llamadas "Capas Intermedias" infrayacentes a la Formación Cuarcita Armoricana (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2010, 2011). Entre otras réplicas de icnofósiles de gran tamaño realizadas en la Península Ibérica, cabe citar la mostrada en el Museo del Jurásico de Asturias (MUJA, Colunga). Se trata de una pieza de más de dos metros de largo de *Rhizocorallium* procedente de la costa asturiana de Villaviciosa e incorporada a las colecciones del MUJA por el propio Adolf Seilacher.

MOLDEO Y REPLICADO DE GRAN PLACA CON ICNOFÓSILES *SCOLICIA*

A continuación se exponen los detalles técnicos y las labores de infraestructura que hubo que implementar para poder llevar a cabo la labor de moldeo de esta gran placa de icnitas, así como las labores de vaciado para conseguir una réplica fidedigna y de peso reducido.

Moldeo

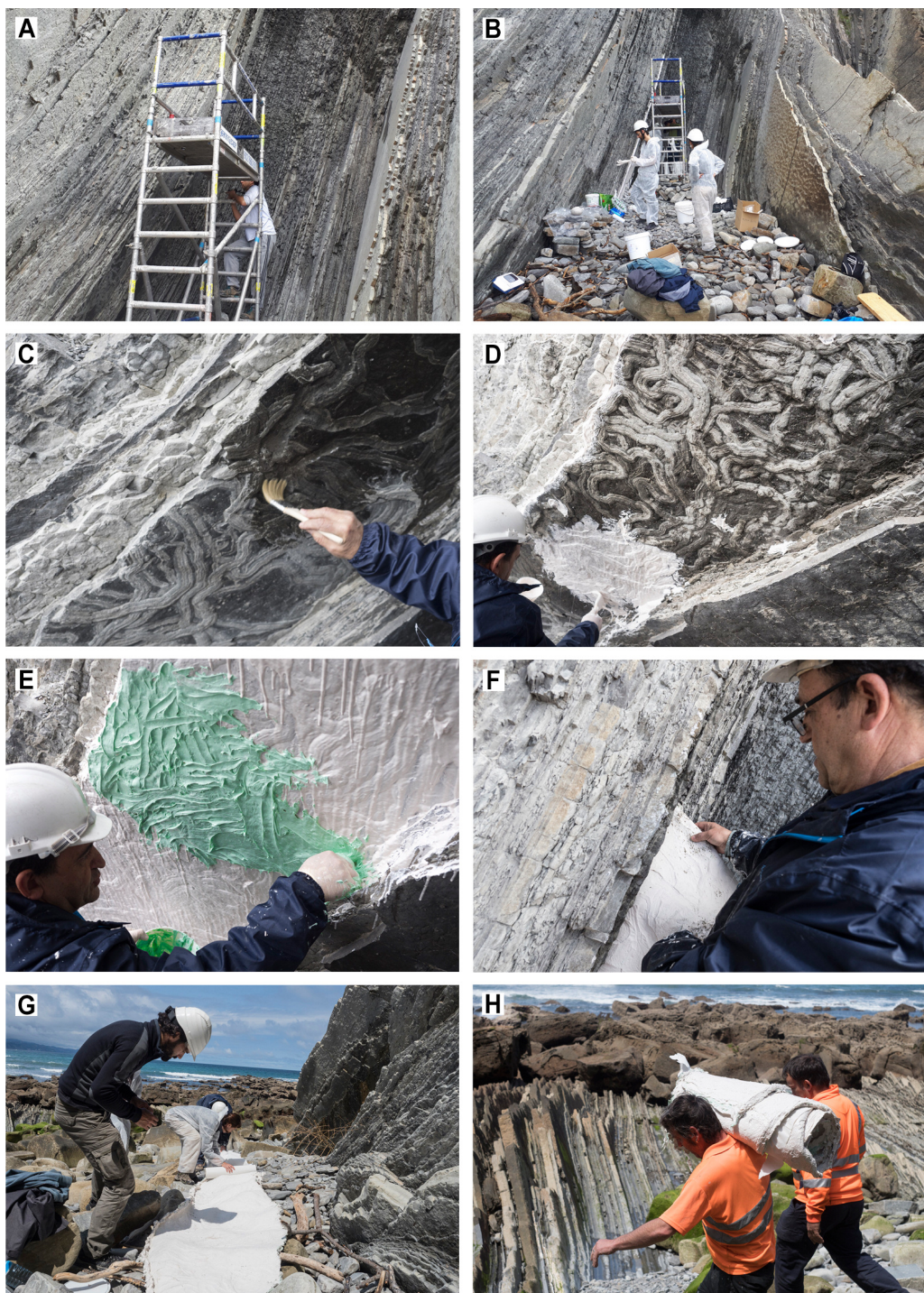
La superficie plana que presentaba la placa ha facilitado enormemente la realización del molde ya que esto ha evitado la necesidad de fabricar una carcasa rígida que, dada las dimensiones de la capa, hubiera obligado a fabricar varios paneles y el uso de varillaje. Aun así, la inclinación de la capa y su

extraplomo hizo necesario forzar el curado de la silicona y utilizar silicona tixotrópica. El molde se realizó en un borde del escarpe (fig. 1A, B) que se encuentra en el ámbito de acción de la pleamar, si bien el agua no suele incidir directamente en la pared, sí cerraba el paso hacia la zona de abastecimiento para poder llevar a cabo el trabajo, por lo que esta circunstancia condicionó los horarios y el tiempo dedicado a la aplicación y secado de las diferentes capas de silicona. La zona de trabajo se encuentra a unos 200 metros del área más cercana de aproximación de los vehículos, por lo que hubo que portear hasta la base de la pared, una gran cantidad de materiales para realizar el molde (silicona RTV-2 Silastic 3481, red de nylon, catalizadores y material tixotrópico, pigmentos, carboximetil celulosa), además de numerosos utensilios auxiliares (cubierta aislante, básculas, mezcladores, máscaras de polvo, cascos - por la caída continua de pequeños fragmentos de roca- recipientes, brochas, etc.) e incluso un generador eléctrico (Tabla 1).

Denominación	Composición	Fabricante/Almac.
Silicona RTV-2 Silastic 3481	Silicona (SI)	Feroca. Down Corning
Catalizador de silicona (81- E-01)	Silicato de propilo	Feroca. Down Corning
Agente tixotrópico RTV 3011 tixo additive	No facilitada	Feroca. Down Corning
CMC en disensión acuosa	Carbometil celulosa sódica	CTS
Pigmentos pasta	No facilitada	Feroca
Red blanca de 2 cm luz	Nylon	No facilitada
Paletinas doble plana disolcolor nº18	Madera/fibra vegetal	Feroca
Paletinas doble plana disolcolor nº30	Madera/fibra vegetal	Feroca
Etanol	Acohol etílico	Riesgo

Tabla 1. Relación de materiales utilizados en la confección del molde.

Para llevar a cabo la realización del molde, en primer lugar se protegió la superficie de icnitas mediante la aplicación de carboximetil celulosa previamente diluida al 5 % en agua, esperando posteriormente el tiempo necesario su secado de manera que no forme superficies brillantes pero sí conserve alguna humedad en el fondo de las grietas (fig 1C). A continuación se catalizó la silicona con catalizador normal (81E01) al 12 % y a medida que aumenta la temperatura se reduce hasta el 10%. Una vez catalizada la silicona se procede a aplicar con brochas sobre la superficie, debiéndose frotar enérgicamente sobre las huellas hasta cubrirlas por completo con un espesor aproximado mínimo de unos 3 mm para que el registro sea fidedigno (fig 1D). Una vez está coagulada esta primera superficie, se aplica una nueva capa de silicona catalizada y con un agente tixotrópico (RTV 3011 tixo additive) para conseguir que no fluya sobre la pared, de un grosor mucho mayor, en torno a los 10 mm. Esta capa se coloreó, de verde en este caso, para poder distinguir de la capa anterior y garantizar que ningún punto del molde quede sin cubrir (fig 1E). Se acelera el curado aumentando la temperatura de la superficie mediante una pistola decapante (Bosch PHG 600-2-CE) y el uso de un generador de corriente que previamente ha sido trasladado hasta las proximidades del área de trabajo. Por impedimento de la marea, en una siguiente jornada, se aplican las dos últimas capas, que consisten en red de nylon embebida en silicona y sobre la misma una nueva capa de silicona catalizada y con un agente tixotrópico pero sin tñir, de unos 5 mm de espesor. Debido a la premura de tiempo y a la baja temperatura, se cataliza al 12 %, usando de nuevo la pistola decapante para su curado, para comenzar la extracción del molde



pasadas unas tres horas (fig. 1F). Una vez llevado a cabo el desmoldeado de la silicona sin problemas y comprobando que la superficie de icnitas y la pared permanecen limpias, se confirma la calidad óptima del registro (fig. 1G), se enrolla el molde para transportarlo hasta un vehículo (fig. 1H) y desde allí a una nave cedida por el ayuntamiento de Zumaia para llevar a cabo la realización del vaciado del molde.

Replicado

En la elección de los materiales para la réplica se tuvo en cuenta la resistencia, el peso, la ausencia de olores posteriores en su ubicación final, buscando una larga durabilidad (un epoxi probado previamente en lugar de poliéster) y sin mermas ni deformaciones una vez curado por completo. Se eligieron pigmentos inertes que se integraran en las primeras capas de resina, aprovechando la fluidez y la propiedad exotérmica de la misma durante el proceso de polimerización, de modo que la limpieza y el mantenimiento futuro de la réplica no acabaran con el contraste o los colores. La réplica se fabricó con resina epoxi de dos componentes, coloreada con pigmentos minerales estables, y reforzada con celulosa. Se procedió a darle estabilidad estructural con unos listones de madera de chopo, debido a que por sus dimensiones (6 x 0,5-1 m en su zona más ancha, y unos 5 m² de superficie) puede considerarse de gran formato. Se aplicó pigmento directamente en el molde de silicona, de manera que la capacidad exotérmica de la resina durante el curado fuera capaz de incorporar los pigmentos a la réplica de una forma estable y definitiva. Posteriormente al curado se utilizó una mezcla de pigmentos para conseguir reforzar el contraste al ser iluminada (tabla 2).

La obtención de la réplica se llevó a cabo en el exterior de las dependencias municipales antes mencionadas para hacer más cómodo el trabajo y evitar la toxicidad de la resina. El molde quedó desenrollado y extendido sobre un número suficiente de mesas alineadas. Sobre la superficie cóncava de las pistas de icnitas se aplicaron pigmentos de tonos claros y proporciones previamente ensayadas (blanco de cinz, tierra siena natural 23 y plumbagina en las proporciones de 3, 1 y 0.1 respectivamente) con una esponja ligeramente embebida en agua/etanol cubriendo solo parte de la superficie y completándose con la aplicación en seco de pigmentos en polvo utilizando brochas de distinto tamaño. Otra segunda mezcla de pigmentos igualmente ensayados con anterioridad, pero más oscuros (blanco de cinz, negro marfil, verde 10, tierra siena natural 23 y azul claro en las proporciones de 1, 1,1, 2 y 0.2 respectivamente) se extendieron de la misma manera sobre las superficies más deprimidas y exentas de las huellas principales (fig. 2A). Por último se realizaron lavados selectivos sobre zonas correspondientes a relieves prominentes a fin de contrastar un poco más los volúmenes, utilizando únicamente el pigmento tierra siena natural 23. Finalmente, y sobre todo el conjunto se extendió una mezcla de pigmentos oscuros en polvo, con una brocha, hasta cubrir toda la superficie y cuidando de no arrastrar las capas anteriores.

Una vez preparado el molde, se vertió una primera capa fluida de epoxi coloreado (blanco de cinz, negro marfil, verde 10, y tierra siena natural 23 en las proporciones de 1, 0.5, 0.25 y 1 respectivamente) y una pequeña cantidad de carbonato cálcico en una proporción aproximada al 5 %, desplazándolo

Figura 1. Proceso de Moldeo de la icnita *Scolicia*. A, B montaje del andamio; C, protección del original; D, aplicación de la primera capa de silicona; E, aplicación de la segunda capa de silicona pigmentada; F, extracción del molde; G, análisis del molde y enrollamiento; H, transporte del molde.

Denominación	Composición	Fabricante/Almac.
Epoxi Fetadit 55/63	No facilitada	Fetasa
Etanol	Alcohol etílico	Riesgo
Arbocel BC 200	Celulosa	CTS
Disolvente AC-1 E-25	Acetona	Feroca
Primal SF 016 ER	Polímero acrílico (emul. acuosa)	Rhoom & Haas
Pincel plano nº12	Madera/fibra vegetal	Feroca
Paletinas doble plana disolcolor nº12	Madera/fibra vegetal	Feroca
Paletinas doble plana nº12	Madera/fibra vegetal	Riesgo
Paletinas doble plana nº18	Madera/fibra vegetal	Riesgo
Pincel plano OKAPY-ART Nº 12	Madera/fibra vegetal	Coronado
pincel plano squirrel Nº 6	Madera/fibra vegetal	Coronado
Espátulas metálicas	Acero	DVD
Listones planos	madera de chopo	desconocido
Pigmento polvo negro marfil PBK9	hueso calcinado	Riesgo
Pigmento blanco de cinz PW4	Óxido de cinz	Riesgo
Pigmento tierra sombra natural 23	Oxihidróxido de hierro	Riesgo
Pigmento inorgánico azul claro Teais	desconocido	droguería
Pigmento polvo verde mineral 10	desconocido	Riesgo
Pigmento plumbagina	Grafito	Riesgo

Tabla 2. Relación de materiales utilizados en la confección de la réplica.

con brochas suavemente. Una vez coagulada se continuó aplicando epoxi con celulosa (Arbocel 200) hasta conseguir una masa ligera que se fue adaptando con espátula (fig. 2B). Se colocaron los listones de madera y se fijaron con ésta misma masa. Una vez curado el conjunto se procedió a dar la vuelta, desmoldear y eliminar imperfecciones formadas por epoxi de un espesor mínimo en uno de los bordes, mientras que en el otro fue necesario el uso de una radial (figs. 2C, D).

Finalmente se aplicaron pigmentos en polvo aglutinados con primal SF 016 ER en la zona superior de las pistas y los extremos de los relieves de las trazas tipo *Skolithos* para acentuar el efecto de la luz una vez se ilumine con luz cenital (fig. 2E).

CONCLUSIONES

La necesidad de preservar este Patrimonio Paleontológico tan excepcional, como amenazado por los agentes geológicos externos, justifica la necesidad de preservar su morfología a largo plazo, que de otra forma no se podría garantizar. En este sentido la situación de la placa en una ubicación afectada por la acción de las mareas, junto al gran tamaño, la verticalidad y un ligero extraplomo, obligan a generar una infraestructura de cierta envergadura para la realización del molde. Sin embargo, y debido a la superficie plana de la placa la dificultad de la fabricación de la réplica se reduce enormemente ya que no es necesario el uso de una carcasa. La utilización para la realización de esta réplica de otros materiales (de uso reciente) más ligeros, como la celulosa, el nylon y la madera en sustitución de otros



Figura 2. Proceso de replicado. A, pigmentación sobre el molde; B, vertido de resina; C, desmoldeo; D, réplica terminada; E, detalles superficiales de la réplica.

clásicos como el tejido y las varillas de fibra de vidrio y el gel de sílice micronizado proporciona una resistencia similar y una importante reducción de peso, además de evitar el contacto con productos nocivos por su toxicidad.

La ubicación en un centro de visitantes de la pieza hace que pueda ser observada por cualquier persona y en unas condiciones adecuadas, mientras que su observación *in situ* está limitada para personas con movilidad reducida, además de lo complicado de su observación debido a las mareas y a la luz, adecuada o no, según la hora del día.

Agradecimientos

Al Museo Geominero (IGME) (diseño y ejecución), a la Diputación Foral de Gipuzkoa (permisos y financiación), al Geoparque Mundial de la UNESCO de Costa Vasca (coordinación y financiación), al ayuntamiento de Zumaia (logística), a la Facultad de Bellas artes de la UPV/EHU (ayuda de campo) y a Baleike (rodaje del video: https://www.youtube.com/watch?v=s3_SIYVvyqg).

Referencias

- Baeza Chico, E., de Frutos Sanz, C., Gutiérrez-Marco, J. C. y 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. En: J.I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela y J.C. García-Ramos (eds.), Libro de Resúmenes XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Colunga (Asturias), 19-20.
- Baeza Chico, E., Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I. 2013. Obtención de grandes réplicas de elementos singulares del Patrimonio Geológico del Parque Nacional de Cabañeros (Castilla-La Mancha). En: J. Vegas, A. Salazar, E. Díaz-Martínez y C. Marchán (eds.), *Patrimonio geológico, un recurso para el desarrollo*. Cuadernos del Museo Geominero, 15, 573-582. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Díez-Herrero, A., Luengo, J., Vegas, J., Hernández, M., Carcavilla, L., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Moratalla, J., Baeza, E. y García-Cortés, A. 2017. Propuesta de monitorización instrumental para la geoconservación del LIG "Icnitas de reptiles triásicos" en el Geoparque de la Comarca de Molina-Alto Tajo (Guadalajara). En: L. Carcavilla, J. Duque-Macías, J. Giménez, A. Hilario, M. Monge-Ganuzas, J. Vegas y A. Rodríguez (eds.), *Patrimonio geológico, gestionando la parte abiótica del patrimonio natural*. Cuadernos del Museo Geominero, 21, 155-161. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Edwards, D. y Williams, D. 2011. Rescue palaeontology. *Geology Today*, 27(2), 65-69.
- Gutiérrez-Marco, J.C., de San José Lancha, M.A., Pieren Pidal, A.P., Rábano, I., Baeza Chico, E., Sá, A.A., Perejón Rincón, A. y Sarmiento, G.N. 2010. Geología y Paleontología del Parque Nacional de Cabañeros. En: Ramírez, L. y Asensio, B. (eds.), *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2006-2009*. Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid, 29-54.
- Gutiérrez-Marco, J.C., García-Bellido, D.C., Rábano, I., Baeza Chico, E. & Sarmiento, G.N. 2011. Geotouristic trails in the Cabañeros National Park (central Spain). In D. Rocha, y A.A. Sá, (eds.), *Geotourism in Action. Proceedings of the International Congress of Geotourism-Arouca*. Arouca Geopark Association/Arouca Municipality. 125-128.
- Seilacher, A. 2008. *Fossil Art. An exhibition of the Geologisches Institut Tuebingen University, Germany*. CBM publishing, Laasby, Denmark, 101 pp.
- Whyte, M.A. 2005. A gigantic fossil arthropod trackway. *Nature*, 438, 576.

TRATAMIENTO DE IMÁGENES Y ANÁLISIS ICNOLÓGICO EN SONDEOS DEL MAR DE ALBORÁN: APLICACIÓN AL ESTUDIO DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAL

S. Casanova-Arenillas¹, F. J. Rodríguez-Tovar¹ y F. Martínez-Ruiz²

¹Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Avenida Fuente Nueva, s/n, 18071, Granada, España.
scasanova@ugr.es, fjrtovar@ugr.es

²Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, IACT (CSIC-Universidad de Granada), Avda. Las Palmeras 4,
18100, Armilla, Granada, Spain.
fmruiz@ugr.es

Palabras clave: Icnología, tratamiento de imágenes, icnofábricas, sondeos, Mar Mediterráneo, Último Ciclo Glacial.

INTRODUCCIÓN

El Último Ciclo Glacial (últimos 130.000 años; e.g., Siddall *et al.*, 2003), es un periodo al que se asocian importantes variaciones en la dinámica atmósfera/océano, relacionadas con cambios en el clima. Sin embargo, aun siendo un intervalo extensamente estudiado, existen importantes incógnitas por resolver sobre los cambios climáticos acaecidos. El Mar Mediterráneo se comporta como un laboratorio natural para estudios paleoclimáticos y paleoambientales, debido a sus características de mar cerrado y a que en él acontecen a pequeña escala casi todos los procesos que ocurren en un gran océano (e.g., Krijgsman, 2002; Durrieu de Madron *et al.*, 2011). Concretamente, el Mar de Alborán, en el Mediterráneo más occidental, es especialmente interesante debido a las altas tasas de sedimentación de la cuenca, mucho mayores que en el resto del Mediterráneo, y a su cercanía a la entrada de agua atlántica del estrecho, lo que permite registrar tanto las características del Mar Mediterráneo como los cambios en la circulación atlántica (e.g., Martrat *et al.*, 2007; Martínez-Ruiz *et al.*, 2015). Sobre esta base, el Mediterráneo emerge como clave para estudiar los cambios paleoclimáticos y paleoambientales acaecidos durante el Último Ciclo Glacial. La mejor estrategia de estudio es un análisis multidisciplinar, en el que se integren disciplinas como la icnología, la geoquímica o la mineralogía.

El análisis icnológico ofrece grandes posibilidades en interpretaciones paleoambientales. La relación entre el comportamiento de los organismos bioturbadores y los parámetros ecológicos y deposicionales, permite alcanzar información sobre aspectos como las condiciones de las aguas de fondo, o las de los primeros centímetros del sedimento, con especial atención a factores como oxigenación, disponibilidad de nutrientes, o sedimentación (Buatois and Mángano, 2011; Knaust *et al.*, 2012). Sin embargo, cuando se trata del estudio icnológico de sondeos, y especialmente en aquellos de sedimentos modernos o poco consolidados, el análisis icnológico es complejo; a las limitaciones propias del estudio de sondeos (trabajo en 2D, escasa extensión lateral), se le suma las características del sedimento, en el que la diferenciación entre las estructuras biogénicas y el sedimento encajante no es fácil. En este contexto, en los últimos años se ha puesto de manifiesto la utilidad del tratamiento de imágenes de alta resolución (Dorador *et al.*, 2014; Dorador and Rodríguez-Tovar, 2018). En este trabajo se aplica, por primera vez,

el tratamiento, en imágenes de poca resolución procedentes de sondeos seleccionados del Mediterráneo, para evaluar sus posibilidades en el análisis icnológico de los mismos y su interés en el estudio del Último Ciclo Glacial.

METODOLOGÍA

El estudio se ha realizado sobre imágenes de sondeos del Site-979, procedentes de la campaña oceanográfica del *Ocean Drilling Program* (ODP) Leg-161 que tuvo lugar en 1995, situado en el centro del Mar de Alborán (Fig. 1).

Los sedimentos correspondientes al Último Ciclo Glacial corresponden a los 25m superiores del sondeo 979A (De Kaenel *et al.*, 1999). La metodología para el tratamiento de imágenes ha seguido la desarrollada por Dorador *et al.* (2014) (ver Dorador and Rodríguez-Tovar, 2018 para una reciente revisión). El tratamiento utiliza diferentes posibilidades del software Adobe Photoshop CS6 para mejorar

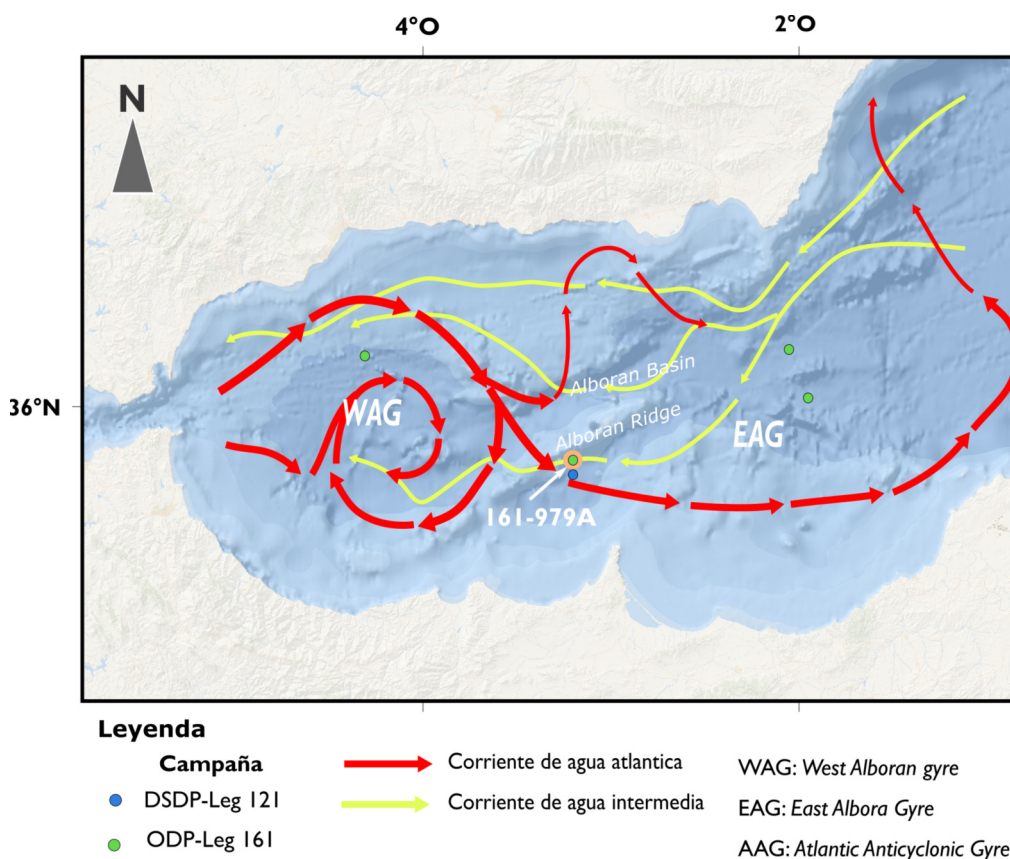


Figura 1. Mapa de localización de sondeos del ODP y del DSDP en el Mar de Alborán, con indicación de las principales corrientes simplificadas del Mediterráneo. En este trabajo se han utilizado imágenes del sondeo 979A.

la visibilidad de las estructuras biogénicas mediante la reducción del histograma con el comando *levels*, aumento de contraste mediante el comando *brightness*, y por último corrección del color con el comando *vibrance*.

RESULTADOS

El tratamiento aplicado a los primeros metros del sondeo 979A, correspondientes al Último Ciclo Glaciar, aumenta significativamente la visibilidad de las estructuras biogénicas, permitiendo: a) diferenciar entre distintos icnotaxones, b) observar relaciones de corte entre las estructuras, y c) reconocer diferencias en la abundancia de bioturbación, lo que supone un avance importante en la caracterización de las icnofábricas.

Como se observa en algunos de los sondeos seleccionados, se han podido diferenciar numerosas estructuras biogénicas asignables a *Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides*, y *Zoophycos* (Fig. 2). Asimismo, es evidente la variabilidad en la distribución y abundancia relativa y absoluta de las estructuras a lo largo de los sondeos.

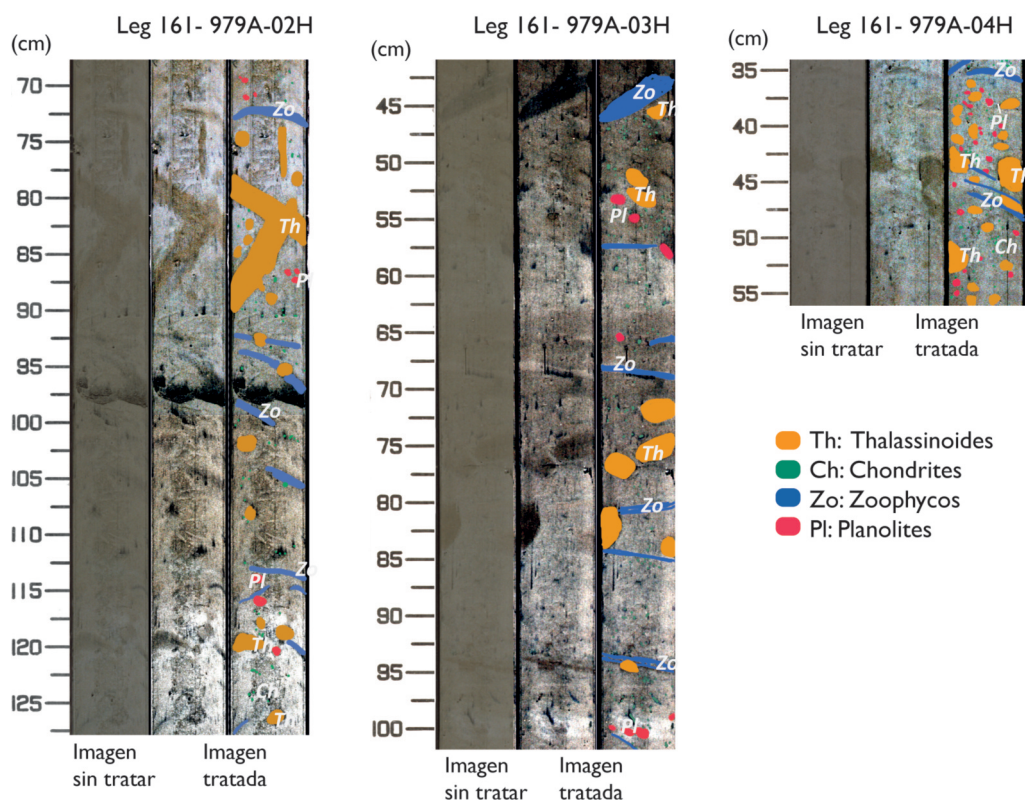


Figura 2. Secciones del sondeo 979A antes y después del tratamiento de imágenes, con diferenciación de los distintos icnotaxones.

CONCLUSIONES

Los resultados preliminares obtenidos ponen de manifiesto la validez del tratamiento para el estudio icnológico aplicado a imágenes de poca resolución. El aumento de la visibilidad de las estructuras ha permitido diferenciar distintos icnotaxones, observar relaciones de corte y reconocer variaciones estratigráficas en las características icnológicas.

La aplicación en sondeos del Site-979 procedentes de la campaña oceanográfica del *Ocean Drilling Program* (ODP) Leg-161, situado en el centro del Mar de Alborán, correspondientes al Último Ciclo Glacial, abre nuevas posibilidades para el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoceanográficos acaecidos durante este período.

Agradecimientos

Esta contribución ha sido financiada por los proyectos CGL-66830-R y CGL2015-66835-P (Secretaría de Estado de I+D+I, España), el Grupo de Investigación RNM-178 (Junta de Andalucía) y la Unidad Científica de Excelencia UCE-PP2016-05 (Universidad de Granada). Santiago Casanova realiza su investigación con un contrato financiado por la Junta de Andalucía, la Universidad de Granada y la Comisión Europea a través del Programa Nacional de Garantía Juvenil.

Referencias

- Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, 358 p.
- De Kaenel, E., Siesser, W.G., Murat, A., 1999. Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, sites 974 to 977 and 979, in: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 159–183.
- Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J., 2018. High-resolution image treatment in ichnological core analysis: Initial steps, advances and prospects. *Earth Science Reviews*, 177, 226–237.
- Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J., IODP Expedition 339 Scientists, 2014. Digital image treatment applied to ichnological analysis of marine core sediments. *Facies*, 60(1), 39–44.
- Durrieu de Madron, *et al.*, 2011. Marine ecosystems responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean. *Progress in Oceanography*, 91(2), 97–166.
- Knaust, D., Bromley, R.G.B., (Eds.) 2012. Trace fossils as indicators of sedimentary environments. *Developments in Sedimentology*, 64, 960 p.
- Krijgsman, W., 2002. The Mediterranean: Mare Nostrum of Earth sciences. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(1–2), 1–12.
- Martínez-Ruiz, F., Kastner, M., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gámiz, M., Nieto-Moreno, V., Ortega-Huertas, M., 2015. Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies. *Quaternary Science Reviews*, 107, 25–46.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., De Abreu, L., Hutterli, M.A., Stocker, T.F., 2007. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin. *Science*, 317(5837), 502–507.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423(6942), 853–858.

MÉTODOS DE TRATAMIENTO DE IMAGEN APLICADOS A ICNOLOGÍA DE SONDEOS: CARACTERIZACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LA BIOTURBACIÓN

J. Dorador¹, O. Miguez-Salas² y F.J. Rodríguez-Tovar²

¹ Department of Earth Sciences, Royal Holloway University of London, Egham Hill, TW20 0EX, Egham, Surrey, Reino Unido.

Javier.Dorador@rhul.ac.uk

² Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Avenida Fuente Nueva s/n,

CP 18071, Granada, España.

olmoms@ugr.es; fjrtovar@ugr.es

Palabras clave: bioturbación, sondeos marinos, tratamiento de imágenes de alta resolución, CLAHE, icnotaxonomía, grado de bioturbación.

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, el estudio de sondeos de sedimentos marinos modernos se ha revelado de gran importancia en diferentes ámbitos de Ciencias de la Tierra, con especial interés en aspectos paleoambientales, paleoclimáticos, dinámica atmósfera/océano, o análisis sedimentario de cuencas, sobre la base del registro continuo de sucesiones, que raramente están expuestas en afloramiento. En este contexto, el análisis icnológico se considera como una herramienta de gran relevancia ya que aporta información sobre los parámetros ambientales que afectan a la comunidad de organismos bioturbadores (Knaust y Bromley, 2012). Sin embargo, el análisis icnológico en sondeos cuenta con una serie de limitaciones en comparación con el estudio de afloramiento, como son la observación de las pistas fósiles exclusivamente en dos dimensiones, y no en 3D, y la escasa extensión lateral al trabajar con secciones verticales. Estas limitaciones son aún mayores cuando se trabaja con sondeos de sedimentos modernos o poco consolidados, donde el contraste entre las pistas fósiles y el sedimento que las rodea es muy bajo, lo que dificulta la correcta identificación de las características icnológicas. Durante los últimos años, el tratamiento de imágenes de alta resolución ha experimentado un gran desarrollo como técnica de gran utilidad en el estudio icnológico de sondeos marinos modernos (revisión reciente en Dorador y Rodríguez-Tovar, 2018). Sin embargo, a pesar de su gran interés, cuenta con el inconveniente del extenso tiempo requerido para el tratamiento. Por ello, se sigue investigando para encontrar un método más rápido y eficiente que facilite el análisis icnológico cuando se trate de estudiar una gran cantidad de material.

En la presente contribución se examina la herramienta *Contrast Limited Adaptive Histogram Equalization* (CLAHE) que ofrece el programa Fiji; un rápido método de tratamiento de imágenes usado comúnmente en disciplinas científicas como la biomedicina (Cardona *et al.*, 2012; Schindelin *et al.*, 2015). Esta metodología ha sido aplicada a dos secciones de sondeos de sedimentos poco consolidados con el objetivo de mejorar la visibilidad de las pistas fósiles y determinar el porcentaje de superficie bioturbada. Los resultados obtenidos se compararon con los logrados tras la aplicación de la técnica de tratamiento de imágenes de alta resolución, con el fin de evaluar la validez de cada uno de los métodos para el estudio icnológico de sedimentos de sondeos marinos modernos.

METODOLOGÍA

En este trabajo se han comparado dos metodologías de tratamiento de imágenes para el análisis icnológico de sedimentos de sondeos marinos modernos: el tratamiento de imágenes de alta resolución y el método CLAHE. Se han aplicado sobre dos intervalos de 20 cm de longitud seleccionados del sondeo U1385E, perteneciente a la Expedición 339 del *Integrated Ocean Drilling Program* (IODP) que tuvo lugar en el Golfo de Cádiz y margen Oeste de la Península Ibérica. La selección tenía como objetivo evaluar situaciones con diferente contraste, alto (U1385E-15H-5) y bajo (U1385E-15H-2), entre las pistas fósiles y el sedimento que las rodea.

El tratamiento de imágenes de alta resolución se basa en la modificación de ajustes de imágenes (niveles, brillo e intensidad), siguiendo la secuencia propuesta por Dorador *et al.* (2014a) para mejorar la visibilidad de las pistas fósiles. En cuanto a la cuantificación de la bioturbación, se aplicó el método propuesto por Dorador *et al.* (2014b) usando la herramienta de selección *Magic Wand*, al ser la que mejor se adapta a las características de los ejemplos seleccionados. En el caso del tratamiento de imágenes de alta resolución, se determinó el porcentaje de superficie bioturbada asociado a cada icnotaxón y se realizó un estudio detallado de la evolución de estos porcentajes a lo largo de las secciones estudiadas. La superficie bioturbada se relacionó con el Índice de Bioturbación (BI) propuesto por Reineck (1963) y posteriormente modificado por Taylor y Goldring (1993).

La aplicación de la herramienta CLAHE del programa Fiji (Schindelin *et al.*, 2012) mejora la visibilidad de la imagen mediante la modificación de las clases del histograma de valores de píxeles. En lo que respecta a la cuantificación, permite definir un umbral determinado, mediante una previsualización, delimitando así el valor de pixel a partir del cual los valores se consideran correspondientes a trazas fósiles. De esta manera se genera una imagen binaria que diferencia las pistas fósiles del sedimento, y aporta de forma rápida un dato del porcentaje de superficie bioturbada. Para una delimitación más detallada y precisa es necesario recurrir a herramientas y filtros que dispone Fiji para imágenes binarias (p.e., erosión, relleno de agujeros, filtros de mínimos y máximos). Al igual que en la metodología anterior, los datos obtenidos se relacionaron con el Índice de Bioturbación.

VISIBILIDAD DE LAS ESTRUCTURAS BIOGÉNICAS

En lo que respecta a la visibilidad de las estructuras biogénicas, ambos métodos ofrecen una mejora notable con respecto a la imagen original (Fig. 1). Sobre las imágenes, con independencia del método aplicado, se ha caracterizado una asociación de pistas fósiles compuesta por *Planolites* (Pl), estructuras similares a *Thalassinoides* (Th-I) y *Zoophycos* (Zo) en el ejemplo de bajo contraste (Fig. 1A) y por *Chondrites* (Ch), *Phycosiphon* (Ph), *Thalassinoides* (Th), *Zoophycos* (Zo) y estructuras verticales sin identificar (V) en el ejemplo de alto contraste (Fig. 1B). No obstante, los resultados obtenidos tras la aplicación del tratamiento de imágenes permiten una mejor caracterización tanto de los icnotaxones, como de las relaciones de corte entre ellos, especialmente en el ejemplo de bajo contraste. En concreto, algunas estructuras similares a *Thalassinoides* reconocidas en la parte superior izquierda del intervalo de bajo contraste (Fig. 1A), no se observan fácilmente en las imágenes obtenidas tras aplicar CLAHE. Al igual ocurre con la relación de corte observada entre *Zoophycos* y estructuras similares a *Thalassinoides* en el intervalo entre los centímetros 29 y 33 del mismo ejemplo.

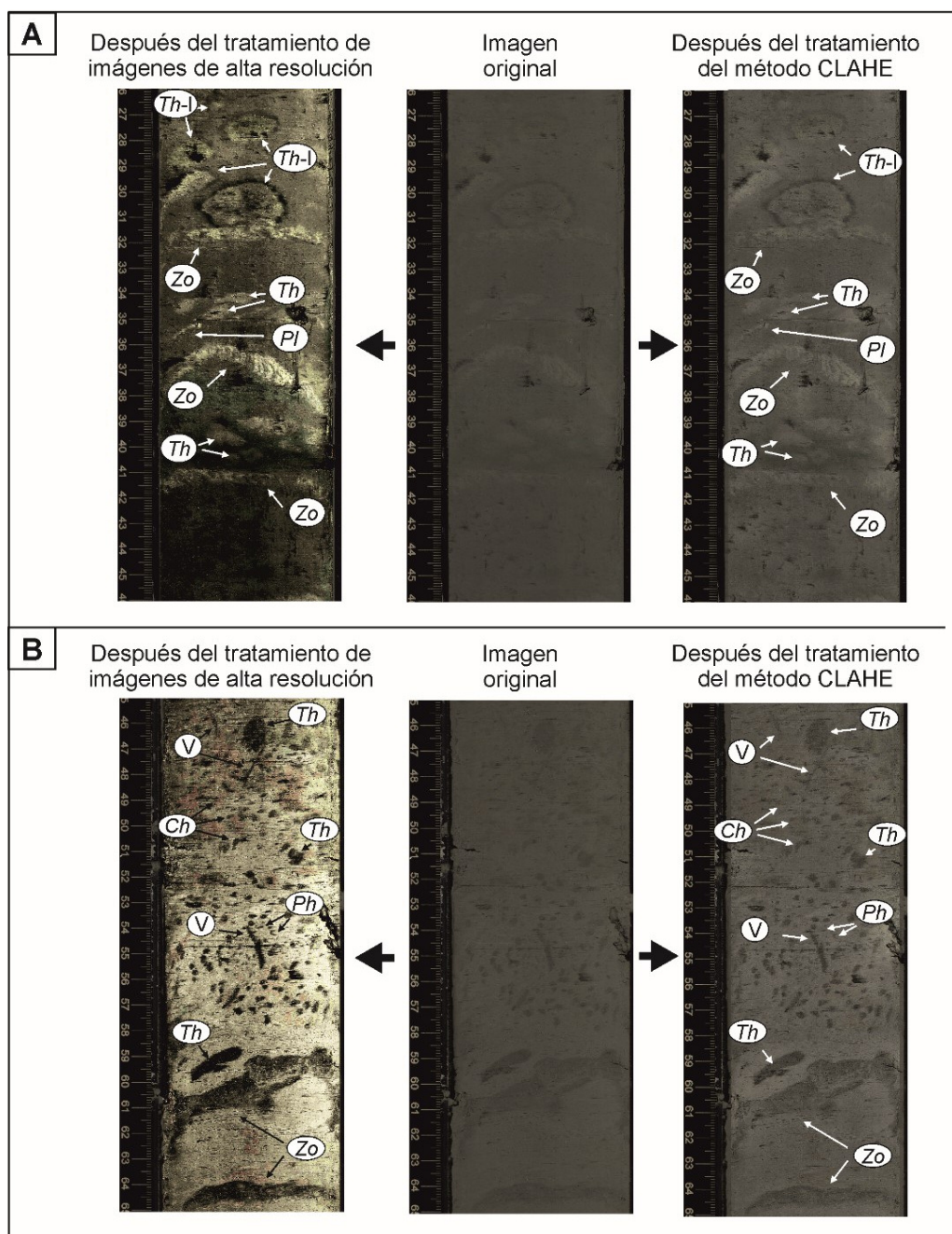


Figura 1. Imágenes originales y después de la aplicación del tratamiento de imágenes de alta resolución y de CLAHE en ejemplos de bajo (A) y alto contraste (B). Ch, Chondrites; Ph, Phycosiphon; Pl, Planolites; Th, Thalassinoides; Th-l, estructuras similares a Thalassinoides; V, pistas verticales; Zo, Zoophycos.

ESTIMACIÓN DE LA SUPERFICIE BIOTURBADA

En lo que respecta a la estimación de la superficie bioturbada, existen diferencias entre ambos métodos.

El programa Fiji permite obtener de forma prácticamente automática un valor único de superficie bioturbada en cada uno de los ejemplos, siendo de 20% y 21% ($BI = 2$) para las imágenes de alto y bajo contraste respectivamente (Fig. 2).

El tratamiento de imágenes de alta resolución nos permite caracterizar el porcentaje de superficie bioturbada con mayor detalle, aunque requiere más tiempo ya que no se obtiene de forma automática (Fig. 3). A nivel general los resultados son similares en el caso de alto contraste (17.5%), pero son más dispares para el ejemplo de bajo contraste (12.7%). Esta técnica permite, además, cuantificar el porcentaje de superficie bioturbada para los diferentes icnotaxones. e incluso, en base a ello, analizar la evolución de este porcentaje a lo largo de la sección. En concreto, en el caso del ejemplo de bajo contraste (Fig. 3A), se puede distinguir un intervalo superior con una media de 34% de superficie bioturbada ($BI = 3$), mayoritariamente representado por pistas similares a *Thalassinoides*, respecto de otro correspondiente a la zona inferior con una media de 16% ($BI = 2$) de superficie bioturbada, principalmente asociada a *Thalassinoides* y *Zoophycos*. En el ejemplo de alto contraste la distribución es más homogénea (Fig. 3B), con una media de 13% ($BI = 2$) en la mayor parte del intervalo, exceptuando la zona inferior bioturbada por *Zoophycos* donde se alcanzan valores superiores al 40% ($BI = 3$).

El mayor detalle obtenido en la cuantificación del porcentaje de superficie bioturbada por el método de tratamiento de imágenes de alta resolución, tiene importantes implicaciones científicas y económicas. En primer lugar, sobre la base de la relación entre los organismos bioturbadores y las condiciones ambientales, la mayor precisión obtenida favorece interpretaciones más detalladas en los estudios pa-

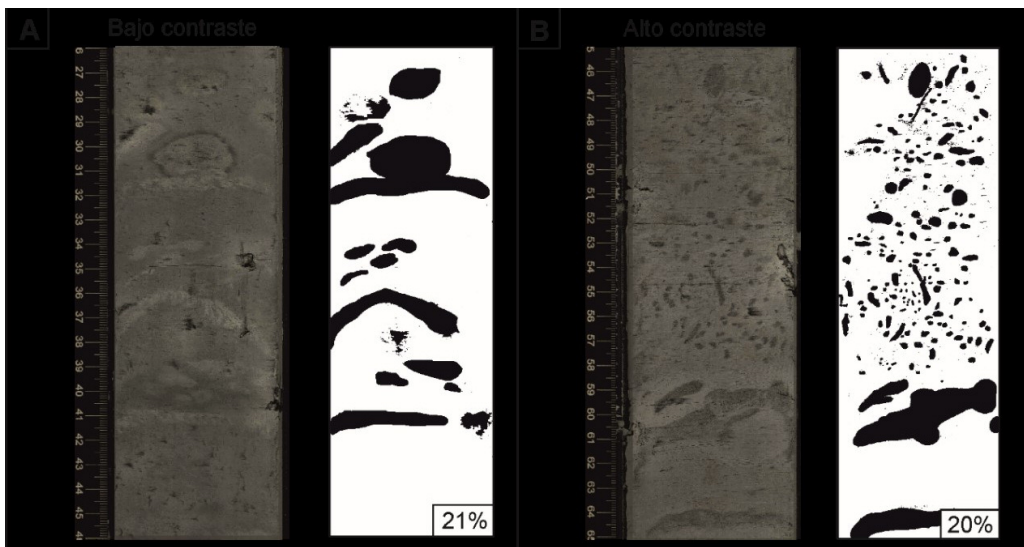


Figura 2. Estimación de superficie bioturbada a partir de imágenes binarias obtenidas mediante Fiji para bajo (A) y alto contraste (B).

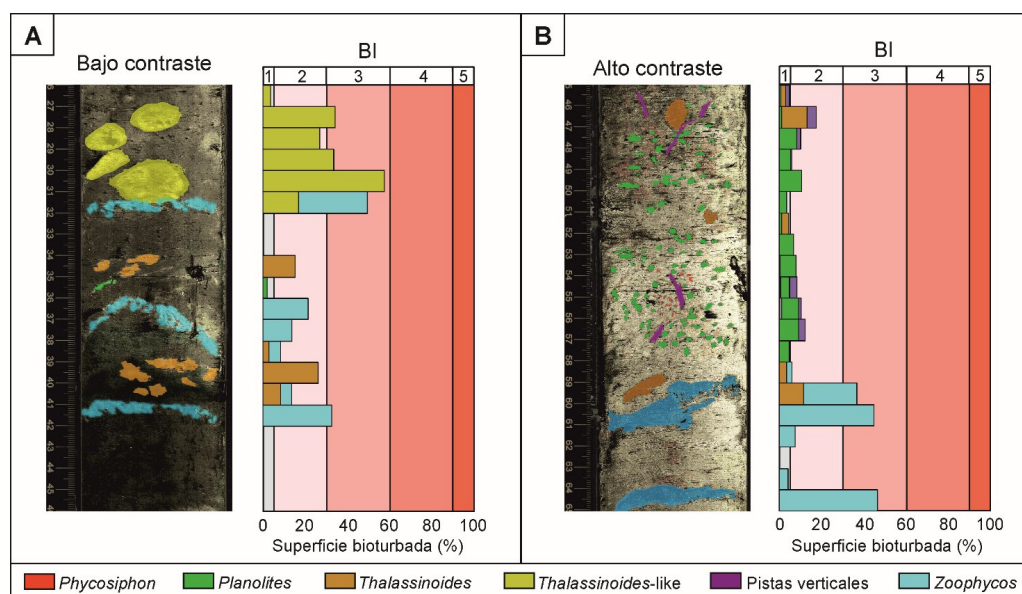


Figura 3. Cuantificación del porcentaje de superficie bioturbada y su correspondiente Índice de Bioturbación (BI), por el método de tratamiento de imágenes de alta resolución para ejemplos con bajo (A) y alto contraste (B).

leoambientales y, por ende, en el análisis sedimentario de cuencas. Por otro lado, sobre la base de la modificación de las propiedades del sedimento como consecuencia de la bioturbación (p.e. porosidad, permeabilidad y conectividad) y sus implicaciones en la industria de hidrocarburos, variaciones en el porcentaje de bioturbación pueden ser de gran interés en la exploración y explotación de reservorios.

CONCLUSIONES

La aplicación y comparación del tratamiento de imágenes de alta resolución y del método CLAHE en el análisis icnológico de sedimentos poco consolidados de sondeos marinos, ha permitido evaluar las posibilidades que ofrece cada uno de ambos métodos de tratamiento de imágenes.

Respecto de la visibilidad de las pistas fósiles, ambos métodos proporcionan una importante mejora, lo que facilita la identificación de los icnotaxones. Sin embargo, habría que destacar los resultados obtenidos con el tratamiento de imágenes de alta resolución en el ejemplo de bajo contraste, permitiendo una mejor caracterización de la asociación de pistas fósiles.

El porcentaje de superficie bioturbada fue determinado de forma automática, rápida, con el software Fiji, obteniendo un valor medio para cada uno de los ejemplos estudiados. El método de tratamiento de imágenes de alta resolución requiere un mayor tiempo para cuantificar este porcentaje, pero ofrece un análisis más detallado, incluyendo el porcentaje relativo de cada icnotaxón o la variación de este porcentaje a lo largo de la sección estudiada. Cabría destacar que los resultados obtenidos por ambos métodos en relación con la superficie total bioturbada son similares en el ejemplo de alto contraste, pero son significativamente distintos en el de bajo contraste.

Se recomienda el uso del método CLAHE en estudios de poco detalle o preliminares para obtener una mejor y rápida visualización de las trazas fósiles y una cuantificación de la superficie bioturbada, mientras que para estudios de más detalle o en sondeos con muy poco contraste se aconseja recurrir al método de tratamiento de imágenes de alta resolución, a pesar de requerir más tiempo.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos NF1701111 (The Royal Society), y CGL2015-66835-P (Secretaría de Estado de I+D+I, Gobierno de España), el grupo de investigación RNM-178 (Junta de Andalucía) y la Unidad Científica de Excelencia UCE-2016-05 (Universidad de Granada). La actividad de JD está financiada por el programa Newton International Fellowship (The Royal Society). La investigación de OM-S está financiada con un contrato predoctoral FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte del Gobierno de España.

Referencias

- Cardona, A., Saalfeld, S., Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Preibisch, S., Longair, M., Tomancak, P., Hartenstein, V. y Douglas, R.J. 2012. TrakEM2 software for neural circuit reconstruction. *PLoS one*, 7(6), e38011.
- Dorador, J. y Rodríguez-Tovar, F.J. 2018. High-resolution image treatment in ichnological core analysis: Initial steps, advances and prospects. *Earth-Science Reviews*, 177, 226–237.
- Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J. y IODP Expedition 339 Scientists. 2014a. Digital image treatment applied to ichnological analysis of marine core sediments. *Facies*, 60 (1), 39–44.
- Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J. y IODP Expedition 339 Scientists. 2014b. Quantitative estimation of bioturbation based on digital image analysis. *Marine Geology*, 349, 55–60.
- Knaust, D. y Bromley, R.G. 2012. *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Developments in Sedimentology 64. Elsevier, Amsterdam, 924 pp.
- Reineck, H.E. 1963. Sedimentgefüge im Bereich der südliche Nordsee. *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges.* 505, 1–138.
- Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Frise, E., Kaynig, V., Longair, M., Pietzsch, T., Preibisch, S., Rueden, C., Saalfeld, S., Schmid, B. y Tinevez, J.Y. 2012. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. *Nature methods*, 9(7), 676.
- Schindelin, J., Rueden, C.T., Hiner, M.C. y Eliceiri, K.W. 2015. The ImageJ ecosystem: An open platform for biomedical image analysis. *Molecular reproduction and development*, 82(7-8), 518–529.
- Taylor, A.M. y Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society, London*, 150, 141–148.

ICNOFÓSILES DEL CÁMBRICO INFERIOR (MARIANIENSE) DE CUMBRES DE SAN BARTOLOMÉ (SIERRA NORTE DE HUELVA)

E. Mayoral^{1,2}, J.A. Gámez Vintaned³, R. Gozalo⁴, L. Collantes⁵, I. Garzón⁶ y A. Santos²

¹Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de el Carmen, Universidad de Huelva, Avda. 3 de Marzo, s/n, 21071 Huelva.

mayoral@uhu.es

²CCTH - Centro de Investigación Científico Tecnológico, Universidad de Huelva, Avda. 3 de Marzo, s/n, 21071 Huelva

³Department of Geosciences, Faculty of Sciences & Information Technology, Universiti Teknologi PETRONAS (UTP), 32610 Bandar Seri Iskandar (Tronoh), Perak Darul Ridzuan, Malaysia.

jose.gamez@utp.edu.my

⁴Departamento de Geología, Universitat de València, Dr. Moliner 50, E-46100 Burjassot.

Rodolfo.gozalo@uv.es

⁵C/ Valdés Leal, 16, 21110 Bellavista, Aljaraque.

luis.collantes.geo@gmail.com

⁶C/ Virgen del Valle, 10 alto, 21230 Cortegana (Huelva).

gargonic@gmail.com

Palabras clave: Icnología sistemática, Organismos sedimentívoros, Medio sublitoral somero, Icnofacies de *Cruziana*.

INTRODUCCIÓN

En el sector occidental de la Zona de Ossa-Morena, los estudios icnológicos se han centrado clásicamente en el límite Precámbrico-Cámbrico (Gámez Vintaned *et al.*, 2005) o en los pisos más bajos del Cámbrico inferior, ya sea el Cordubense (Liñán y Palacios, 1983; Liñán, 1984; Fedonkin *et al.*, 1985; Liñán *et al.*, 2006) o el Ovetiense (Gámez Vintaned *et al.*, 2006; Liñán *et al.*, 2006).

Todos estos estudios han servido para establecer, en estos pisos, biozonaciones de icnofósiles que estarían representadas por *Phycodes pedum-Monomorphichnus lineatus* para el Cordubense inferior, *Rusophycus fasciculatus* (= *R. avalonensis*) para el Cordubense superior y *Astropolichnus hispanicus* para el Ovetiense inferior.

Las citas para los pisos más altos del Cámbrico inferior son muy escasas. Tan solo Liñán *et al.* (2002) mencionan en la Formación La Lapa (Marianiense superior-Bilbiliense inferior), en su miembro inferior (Mb. Las Vegas), la presencia de icnofósiles, aunque no se hace mención expresa a su contenido.

En la zona de estudio, Ruiz López *et al.* (1979) al realizar la memoria de la hoja geológica n.º 896 (Higuera la Real) del plan MAGNA, mencionan la existencia de icnofósiles sin valor cronoestratigráfico y los sitúan en los últimos niveles de la Alternancia de Cumbres, a la que otorgan una edad probable de Marianiense medio. También citan la presencia, en las pizarras laminadas suprayacentes, de niveles con bioturbación, aunque, al igual que en el caso anterior, no se detalla su asignación sistemática.

SITUACIÓN GEOGRÁFICO-GEOLÓGICA

La zona de estudio se encuentra dentro del término municipal de Cumbres de San Bartolomé, en el norte de la provincia de Huelva. El yacimiento estudiado se localiza al sudeste de dicho municipio, al norte de la Sierra del Álamo y Sierra Maijuanes, en el Parque Natural de Sierra de Aracena y Picos de Aroche.

El yacimiento estudiado se encuentra en el sector occidental de la Zona de Ossa-Morena, en la denominada "cubeta de Cumbres" (Liñán y Quesada, 1990) (Fig. 1A), que por su fauna de trilobites se ha asignado al Marianiense superior (Liñán y Perejón, 1981). Dentro de esta cubeta, los materiales se asocian al Miembro La Hoya, que se enmarcan en la Unidad Fregenal-Cumbres, de edad Precámbrico superior (Neoproterozoico)-Cámbrico superior. Asimismo, dentro de esta Unidad los materiales estudiados se corresponden con los de la llamada "Alternancia de Cumbres" (Ruiz López *et al.*, 1979).

ESTRATIGRAFÍA

La "Alternancia de Cumbres" está formada por una sucesión de pizarras y areniscas de potencia muy variable, que según Ruiz López *et al.* (1979) puede variar, según sectores, desde 350 m hasta 1.100 m, encontrándose la sucesión intensamente deformada y verticalizada. Una síntesis de dicha columna con la situación de los icnofósiles se recoge en la Fig. 1B.

PALEOICNOLOGÍA SISTEMÁTICA

Cochlichnus ichnosp. indet.

(Fig. 2.1)

Material. Dos ejemplares conservados como relieves completos en areniscas micáceas grises de grano muy fino (CSB-1-M-1'.1-2).

Descripción. Madrigueras simples, horizontales, de trayectoria sinuosa, con un trazado de primer orden rectilíneo a ligeramente arqueado, con una longitud entre 19 y 24 mm. La trayectoria de segundo orden está compuesta por la propia madriguera sinuosa, con mayor o menor realce según tramos o segmentos, cuya longitud es de 2,3-3,5 mm. La anchura de la madriguera varía entre 0,8 y 1,2 mm.

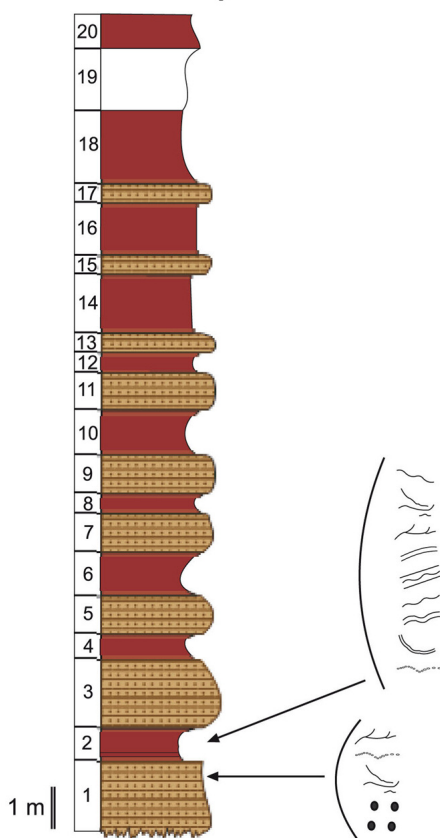
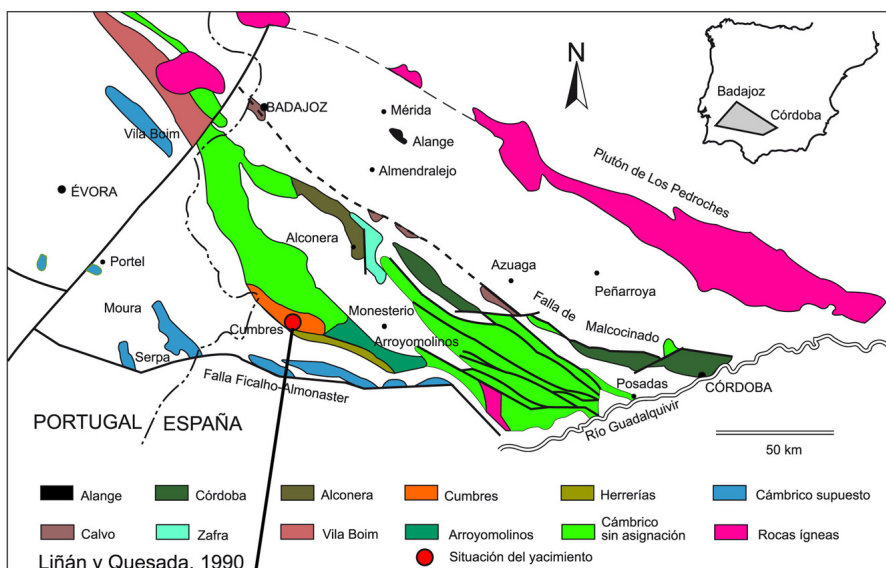
cf. *Diplichnites*

(Fig. 2.1)

Material. Un ejemplar conservado como subpista en areniscas grises, de grano muy fino (CSB-M-1-1').

Descripción. Rastro de huellas paralelo, incompleto, con una longitud de 52 mm y una anchura de 20-24 mm. Las huellas individuales no están muy bien definidas y tienen un tamaño de entre 0,8-1,2 mm. La distancia entre huellas individuales, según la dirección de avance, varía entre 14 y 16 mm.

Figura 1. Situación de la sección estudiada. 1A. Mapa geológico del área. 1B. Columna estratigráfica con situación de los niveles con icnofósiles.



Ícnofósiles

- Cochlichnus* ichnosp. indet.
- cf. *Diplichnites*
- Helminthopsis hieroglyphica*
- Phycodes* ichnosp. A
- Planolites terraenovae*
- Psammichnites gigas*
- Psammichnites* ichnosp. indet.
- Sericichnus mureoensis*
- Sericichnus* ichnosp. indet.
- Torrowangea rosei*

Litología

- Pizarras blancas alteradas
- Pizarras violáceas
- Tapices algales
- Areniscas

Helminthopsis hieroglyphica Wetzel and Bromley, 1996
(Figs. 2.6, 2.9, 2.10)

Material. Veintiocho ejemplares conservados como relieves completos que se expresan en forma de epirrelieves e hiporrelieves tanto cóncavos como convexos, en pizarras violáceas y areniscas grises, micáceas, de grano muy fino. (CSB-2-01.1-2; CSB-2-16.1-18; CSB-1-M1.1-1.5; CSB-17-01.1-3)

Descripción. Madrigueras cilíndricas, simples no ramificadas, alargadas, con trayectorias que presentan tramos prácticamente rectos que alternan con otros más sinuosos formando curvas o meandros abiertos irregulares. La trayectoria no sigue siempre el plano de estratificación, lo que implica la desaparición de algunos tramos a lo largo de su recorrido. La longitud varía entre 23 y 80 mm, con una media de 46 mm. La anchura está comprendida entre 0,6 y 3,1 mm, con un valor medio de 1,7 mm. El relleno es pasivo y a veces revela la presencia de pelets fecales cuyo tamaño es de 0,8-1 mm. En ocasiones, cuando se presentan como epirrelieves cóncavos o cuando se aprecian los relieves completos, se observa un revestimiento muy sutil, formado por material de grano muy fino, con una anchura de 0,6 mm.

Phycodes ichnosp. A
(Figs. 2.1, 2.6, 2.9, 2.10)

Material. Siete ejemplares que se presentan como relieves completos en pizarras violáceas y areniscas grises, micáceas, de grano muy fino (CSB-2-01.3-4, 01'.3'-4'; CSB-2.16.1-16.2; CSB-17-01.4, 01'.4'; CSB-1-M-1-1').

Descripción. Madriguera principal horizontal, de trazado rectilíneo a curvado, con una longitud de entre 18 y 84 mm, con un valor medio de 48 mm, de la que se ramifican en ángulos agudos (de 29° a 44°, con media de 37°) dos nuevas madrigueras, también horizontales y de corta longitud, una más larga (14,3 mm de media) y otra más corta (10,6 mm). En escasas ocasiones se observa una segunda ramificación en la parte más distal de las ramas resultantes de la primera bifurcación (Fig. 3.10). La sección de la madriguera es ligeramente elipsoidal, con relleno igual al de la roca circundante. En su superficie se observa, en ocasiones, una fina ornamentación longitudinal (CSB-2-16.1).

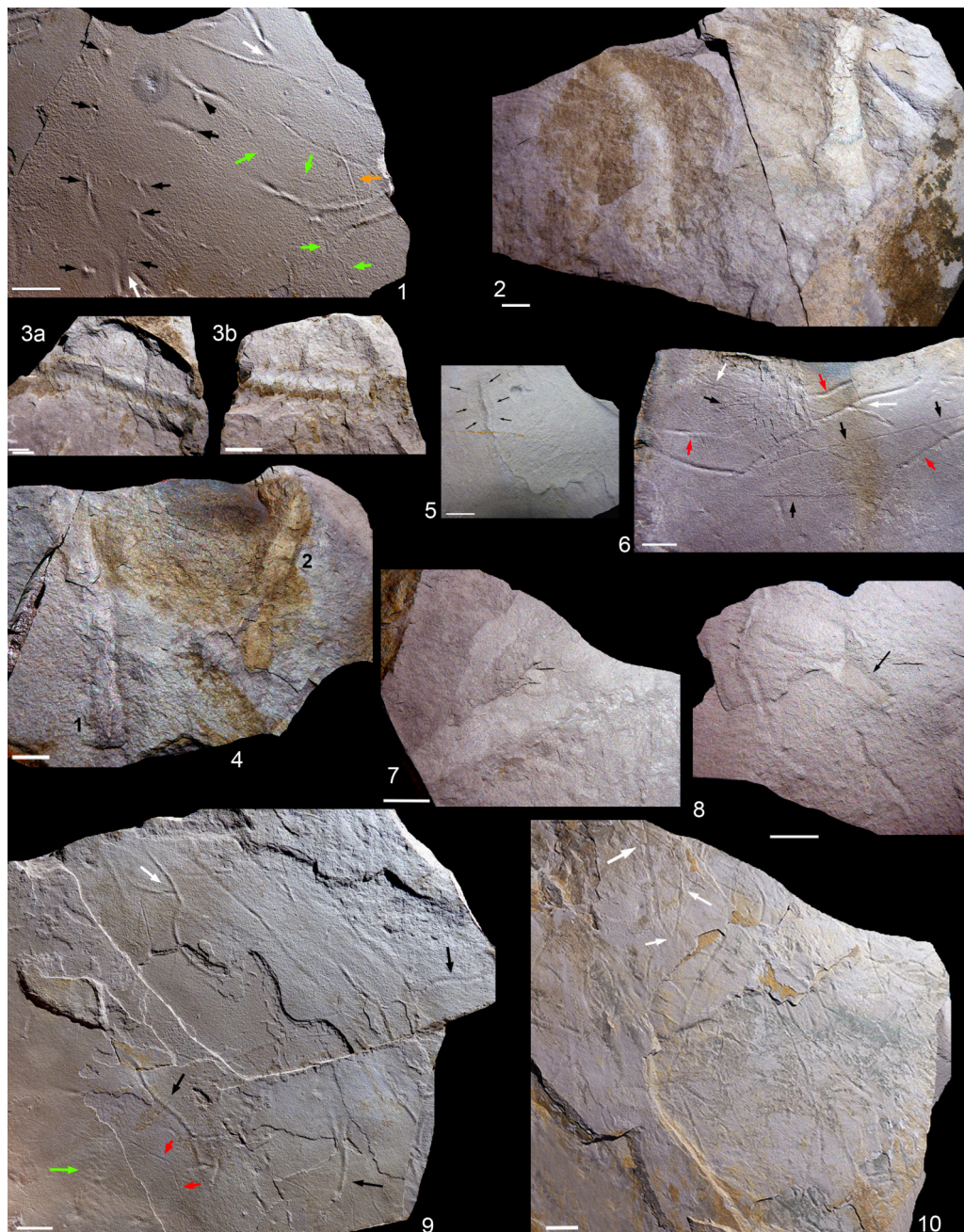
Planolites terraenovae Fillion y Pickerill, 1990
(Figs. 2.2, 2.4, 2.8)

Material. Siete ejemplares conservados como relieves completos en pizarras violáceas, de grano muy fino. (CSB-2-0.2.2; CSB-2-03; CSB-2-0.4.1-2; CSB-2-07.1; CSB-2-08.1-2; CSB-2-13.2).

Descripción. Madrigueras de trazado rectilíneo a ligeramente curvo, sin ramificaciones. Sección transversal lenticular. Pared ornamentada por finas estrías longitudinales. La longitud oscila entre 48 y 91 mm, con una media de 68 mm. La anchura varía entre 4,6 y 14,1 mm, con un valor medio de 8,6

Figura 2. Icnofósiles del tramo basal de la "Alternancia de Cumbres". 2.1. Flechas verdes: *Cochlichnus* ichnosp. indet.; flechas negras: cf. *Diplichnites*; flecha blanca: *Phycodes* ichnosp. A; flecha naranja: *Torrowangea rosei*; (CSB-M-1-1'). 2.2. *Planolites terraenovae* (CSB-2-08). 2.3. *Psammichnites gigas*. 2a. Vista superior. 2b. Vista inferior (CSB-2-15-15'). 2.4 *Psammichnites gigas* (1). *Planolites terraenovae* (2) (CSB-2-02). 2.5. *Psammichnites* ichnosp. indet. (flechas negras) (CSB-2-12). 2.6. Flechas rojas: *Helminthopsis hieroglyphica*; flecha blanca: *Phycodes* ichnosp. A; flechas negras: *Torrowangea rosei*. (CSB-1-01). 2.7. *Sericichnus mureroensis*. 2.8. *Sericichnus* nov. ichnosp. indet.; flecha negra: *Planolites terraenovae* CSB-2-13). 2.9. Flechas negras: *Helminthopsis hieroglyphica*; flecha blanca: *Phycodes* ichnosp. A; flechas rojas: *Torrowangea rosei*; flechas verdes: tapices microbianos (CSB-2-17). 2.10. Flecha blanca: *Phycodes* ichnosp. A; resto: *Helminthopsis hieroglyphica* (CSB-2.16). Barras de escala: 1 cm.

mm. La altura varía entre 0,9 y 2 mm y la relación anchura/altura es de 7:1. El relleno es activo, de grano más fino que el de la roca circundante y ocupa totalmente la madriguera.



Psammichnites gigas (Torell, 1868).

(Figs. 2.3a-b, 2.4.1)

Material. Dos ejemplares conservados como relieves completos en la parte del techo de niveles de pizarras violáceas, micáceas, de grano muy fino (CSB-2-15-15'; CSB-2-02.1).

Descripción. Madriguera horizontal, de sección elíptica, que en los niveles superiores de la estructura presenta un trazado axial sinuoso (CSB-2-02, 02.1), mientras que en los niveles medios muestra una depresión intermedia flanqueada por dos lóbulos laterales (CSB-X-15-15'). La longitud total de la pista varía entre 50-75 mm, con una anchura media de 10 mm. La anchura de los lóbulos es de 3-4 mm y la de la depresión central de 1,8-2 mm.

Psammichnites ichnosp. indet

(Fig. 2.5)

Material. Dos ejemplares conservados como relieves completos en la parte del techo de niveles de pizarras violáceas, micáceas, de grano muy fino (CSB-2-10, CSB-2-12).

Descripción. Madrigueras horizontales de trazado rectilíneo a curvado, donde se reconoce una fina estructura axial de baja sinuosidad, flanqueada por dos lóbulos estrechos, apenas perceptibles, que muestran una ligera distorsión o alteración del sedimento hacia arriba. La longitud total varía entre 27 y 80 mm; la anchura, entre 2,2 y 6,2 mm. La anchura de la estructura central es de 1,5 a 0,6 mm.

Sericichnus mureoensis Gámez Vintaned y Mayoral, 1995

(Fig. 2.7)

Material. Tres ejemplares conservados como relieves completos en pizarras violáceas, de grano muy fino (CSB-2-05; CSB-2-06.1-2)

Descripción. Pistas de reptar, de relieve casi plano, ligeramente convexas hacia arriba, de aspecto acintado y sedoso debido a que están formadas por una fina película micácea en su superficie. Trazado de rectilíneo a ligeramente sinuoso, paralelo a la estratificación. La anchura de los ejemplares no es constante a lo largo de un mismo individuo pudiendo variar entre 3.8 y 16 mm, con un valor medio de 11 mm. La longitud observada varía entre 67 y 100 mm.

Sericichnus nov. *ichnosp.*, indet.

(Fig. 2.8)

Material. Dos ejemplares conservados como relieves completos en la parte del techo de niveles de pizarras violáceas, de grano muy fino (CSB-2-14-14'; CSB-2.13.1).

Descripción. *Sericichnus* acintado, plano, de pequeña anchura, entre 0,9 y 2,8 mm, con una media de 1,7 mm. Su trazado presenta un patrón poligonal irregular (CSB-2-13.1), suavizado. Cuando está incompleto, solo se observan tramos curvos bastante acusados (CSB-2-14-14'). La longitud de estos tramos varía entre 15 y 59 mm, con un valor medio de 30 mm.

Torrowangea rosei Webby, 1970

(Figs. 2.1, 2.6, 2.9)

Material. Diez ejemplares conservados como relieves completos en pizarras violáceas y areniscas grises, micáceas, de grano muy fino (CSB-2-01.5-11, 01'-5'-11'; CSB-17-01.5-6; CSB-2-02.3).

Descripción. Madrigueras paralelas al plano de estratificación, de recorrido ligeramente sinuoso o rectilíneo, con constricciones y engrosamientos irregulares y alternos. Longitud entre 8 y 70 mm, con un diámetro entre 0,3-0,6 mm. Están constituidas por un rosario de cuerpos peletoidales, irregularmente espaciados, de forma elongada y tamaño entre 0,03 y 0,1 mm.

CONSIDERACIONES PALEOECOLÓGICAS

Las icnocenosis presentes en los niveles de los tramos 1 y 2 están representadas por organismos sedimentívoros que buscaban su alimento y/o se desplazaban sobre o muy cerca de la interfase sedimento-agua. Este es el caso de ciertos gusanos planos, que podrían ser los productores de *Planolites terraenovae* (con comportamiento mixto desplazamiento-alimentación) y *Sericichnus mureroensis* (solo desplazamiento). En este sentido se incluirían también los productores de *Helminthopsis hieroglyphica* y *Phycodes* icnosp. A, que engullirían sedimento produciendo pistas discontinuas, o el de *Torrowangea rosei*, que iría depositando el sedimento procesado en el interior de su madriguera en forma de pellets discontinuos.

Un caso similar, aunque algo más complejo, se da en *Psammichnites gigas*. El productor, probablemente otro gusano plano, recolectaría detritus orgánico de la superficie del sedimento con un *snorkel* ciliado, ocasionando un relleno activo de la madriguera (Seilacher y Gamez-Vintaned, 1995; Seilacher Drexler y Seilacher, 1999). El movimiento pendular de este órgano combinado con el movimiento del cuerpo produciría el surco sinuoso que se observa en los niveles superiores de la pista, donde el sedimento era cortado bruscamente.

Estas icnocenosis son muy parecidas a las descritas por Gámez Vintaned y Mayoral (1995) como integrantes de la icnoasociación de *Sericichnus* y *Diplichnites* en el Cámbrico inferior-medio de Murero, junto con una biofacies también similar de braquiópodos fosfáticos y trilobites miómeros. Se encuadran dentro de la icnofacies de *Cruziana* (cf. Seilacher, 1963), que correspondería a un medio marino sublitoral abierto, poco profundo, de energía moderada, con fondos detríticos, presencia de epi- e infauna bentónicas y predominio de pistas de organismos sedimentívoros.

CONCLUSIONES

El Cámbrico inferior (Marianiense) de la sucesión conocida como "Alternancia de Cumbres", en la Sierra Norte de Huelva, se caracteriza en su tramo basal por:

La presencia de dos icnocenosis; una inferior, compuesta por cf. *Diplichnites*, *Helminthopsis hieroglyphica*, *Phycodes* icnosp. A y *Torrowangea rosei*, además de tapices microbianos; y una superior, compuesta por *H. hieroglyphica*, *Ph.* icnosp. A, *Planolites terraenovae*, *Psammichnites gigas*, *Psammichnites* icnosp. indet., *Sericichnus mureroensis*, *Sericichnus* nov. icnosp. indet. y *T. rosei*.

Las icnocenosis están dominadas por organismos sedimentívoros vermiformes (probablemente anélidos) que se desplazarían y/o buscarían su alimento en la interfase sedimento-agua.

Las icnocenosis se incluyen dentro de la icnofacies de *Cruziana* y se corresponde con un medio marino sublitoral, abierto, poco profundo y de energía moderada.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo dentro del Proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación CGL2015-66835-P y con las ayudas de la Junta de Andalucía al Grupo de Investigación RNM 276 y del Centro Científico-Tecnológico de Huelva al Departamento de Geociencias Aplicadas. José Antonio Gámez Vintaned agradece la ayuda a la Universiti Teknologi PETRONAS (Malaysia).

Referencias

- Fedonkin, M., Liñán, E., Perejón, A., 1985. Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba, España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 81 (1983), 5-14.
- Fillion, D. and Pickerill, R.K. 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of Eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, 7, 1-119.
- Gámez Vintaned, J.A. y Mayoral, E. 1995. Paleoicnología del Grupo Mesones (Cámbrico Inferior-Medio) en Murero (Cadena Ibérica Occidental, NE de España). In J. A. Gámez Vintaned & E. Liñán (eds.), *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico". Libro homenaje al Prof. Klaus Sdzuy*. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 219-252.
- Gámez Vintaned, J.A., Liñán, E., Mayoral, E., Dies, M^a.E., Gozalo, R. and Muñoz, F. 2006. Trace and soft body fossils from the Pedroche Formation (Ovetian, Lower Cambrian of the Sierra de Córdoba, S. Spain) and their relation to the Pedroche event. *Geobios*, 39 (4), 443-468.
- Gámez Vintaned, J.A., Liñán, E., Mayoral, E., Gozalo, R., Dies, M^a.E. 2005. Trace fossils biostratigraphy of the late Neoproterozoic and early Cambrian of Iberia. *Acta Micropaleontologica Sinica (Supplement)*, 22, 48-49.
- Liñán, E., 1984. Introducción al problema de la Paleogeografía del Cámbrico de Ossa Morena. *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 8, 283-314.
- Liñán, E. y Palacios, T. 1983. Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la sierra de Córdoba, España. IV Reunión Grupo Ossa Morena, Villaviciosa, 1982. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 69 (2), 227-234.
- Liñán, E. y Perejón, A. 1981. El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SW de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia natural (Sección Geología)*, 79, 125-148.
- Liñán, E. y Quesada, C. 1990. 2.2. Rift Phase (Cambrian). In: R. R. Dallmeyer, and E. Martínez García (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 259-266.
- Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A., Ugidos, J.M. and Mayoral, E. 2002. 3. Cambrian. In: W. Gibbons, and T. Moreno (eds.). *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, Bath, 17-29.
- Liñán, E., Gámez Vintaned, J.A., Gozalo, R., Dies, M^a.E., and Mayoral, E. 2006. Events and biostratigraphy in the Lower Cambrian of Iberia. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 157/4, 597-609.
- Seilacher, A. 1963. Lebensspuren und Salinitätsfazies. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalens*, 10, 81-94.
- Seilacher, A. y Gámez Vintaned, J.A. 1995. *Psammichnites gigas*: Ichnological expression of the Cambrian explosion. In: A. Cherchi (ed.). *Proceedings. Sixth Paleobenthos International Symposium*. Alghero, 28-30 october 1995. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari, Cagliari, 151-152.
- Seilacher Drexler, E. and Seilacher, A. 1999. Undertraces of sea pens and moon snails and possible fossil counterparts. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 214, 195-210.
- Torell, O.M., 1868. Bidrag till Sparagmitetagens geognosi och paleontologi. *Acta Universitatis Lundensis, Lunds Universitets Årsskrift*, 4, 1-40.
- Webby, B.D., 1970. Late Precambrian trace fossils from New South Wales. *Lethaia*, 3, 79-109.
- Wetzel, A. and Bromley, R.G. 1996. Re-evaluation of the ichnogenus *Helminthopsis*- A new look at the type material. *Palaeontology*, 39 (1), 1-19.

LA APLICACIÓN DE FIJI PARA EL APOYO EN EL ANÁLISIS ICNOLÓGICO EN CRETAS

O. Miguez-Salas y F.J. Rodríguez-Tovar

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Avenida Fuente Nueva, s/n, 18071, Granada, España.
olmoms@ugr.es, fjrtovar@ugr.es

Palabras clave: Icnología, creta, Fiji, tratamiento de imagen, visibilidad trazas fósiles, índice de bioturbación.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años se han aplicado diferentes técnicas de tratamiento de imágenes en el campo de la icnología con el fin de mejorar la visibilidad de la bioturbación y facilitar la cuantificación de ciertas características icnológicas (revisión reciente en Dorador y Rodríguez-Tovar, 2018). Estas técnicas van desde complejas y costosas tomografías computarizadas, hasta tratamientos de imágenes de más fácil manejo y menor coste (p.e., Honeycut y Plotnick, 2008; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2018). Normalmente, estas metodologías han sido aplicadas sobre imágenes procedentes de sondeos marinos (Rodríguez-Tovar y Dorador, 2015), siendo su utilización sobre imágenes de afloramiento menos frecuente (Celis *et al.*, 2016). No obstante, la aplicación de estas técnicas está en fase de desarrollo, de manera que todavía existe un amplio margen de mejora y aplicaciones que han sido diseñados para otros ámbitos científicos pueden ser de gran utilidad en el campo de la icnología. Este es el caso de Fiji, una extensión del conocido ImageJ usado, fundamentalmente, en estudios biológicos y médicos (Schindelin *et al.*, 2012). Recientemente, Fiji ha sido aplicado en estudios neoicnológicos sobre sondeos para realizar reconstrucciones volumétricas de las madrigueras de invertebrados (Hale *et al.*, 2015), sin embargo, su ensayo sobre imágenes procedentes de afloramientos no ha sido aplicada. Especialmente interesante resulta su aplicación en creta, ya que desde los primeros estudios icnológicos, la visibilidad de las estructuras biogénicas ha sido un gran problema en este tipo de sedimentos homogéneos, de grano fino y escaso contraste (Ekdale *et al.*, 1984).

Inicialmente, dicho problema se abordó a partir de la aplicación, con ligeras modificaciones, de la técnica de aceite de Bushinsky, lo que permitía mejorar la visibilidad de las trazas, con especial atención a sus características internas (Bromley, 1980; Ekdale *et al.*, 1984; Rodríguez-Tovar y Uchman, 2004). Posteriormente, Bromley y Ritcher (1999) utilizaron el escaneado digital de superficies pulidas para obtener imágenes de alta resolución, mejorando la caracterización icnológica. En los últimos años, ligado al gran desarrollo informático, el tratamiento de imágenes mediante el uso de distintas aplicaciones ha supuesto un significativo avance en el análisis icnológico, permitiendo calcular la abundancia de bioturbación mediante métodos no intrusivos en secciones pulidas de creta (ImageJ; Lauridsen *et al.*, 2011). En el presente trabajo, como un paso más en esta aplicación, se pretende evaluar la validez de esta nueva metodología en el análisis icnológico de imágenes procedentes de afloramiento de creta,

en concreto del Eoceno de Chipre en la sección de Petra Tou Rominou (Stow *et al.*, 2002).

METODOLOGÍA

El tratamiento ha sido aplicado en un total de 25 imágenes de afloramientos de creta del Eoceno (Formación Lefkara) procedentes de la sección de Petra Tou Rominou (Fig. 1). La metodología desarrollada consistió en la aplicación del *Contrast Limited Adaptive Histogram Equalization* (CLAHE) disponible en la aplicación Fiji. Este método permite mejorar la visibilidad de forma instantánea a partir de variaciones puntuales del contraste de una imagen; para ello se modifica el tamaño de la región en el que se ecualiza el histograma y el número de intervalos del histograma utilizados para la ecualización del mismo. Además, Fiji ha sido utilizado para calcular el índice de bioturbación (s. Taylor y Goldring, 1993) mediante imágenes binarias blanco y negro (B/N). Dichas imágenes B/N se han adquirido tras convertir las mismas a 8bit y regular el valor umbral del histograma. Posteriormente, se ha procedido a la fase de refinamiento, consistente en un tratamiento realizado con las herramientas y filtros que ofrece Fiji para imágenes binarias (p.e., relleno agujeros, filtros de máximo / mínimo y erosión o dilatación de bordes). Asimismo, se ha hecho un retoque manual con las herramientas de dibujo de Fiji para borrar los posibles errores de píxeles negros procedentes del "ruido" de fondo.

RESULTADOS

El tratamiento aplicado (CLAHE) sobre las distintas imágenes de afloramiento pone de manifiesto el incremento de la visibilidad en las trazas fósiles (Fig. 2), con especial atención a determinados aspectos icnológicos, como la relación entre los límites de las estructuras biogénicas y el sedimento que las rodea. Esta mejora facilita en gran medida el reconocimiento icnotaxonómico (ej., *Planolites* y *Thalassinoides*), y permite establecer las bases para el análisis del porcentaje de área bioturbada. Hay que destacar que el incremento de contraste ha permitido reconocer icnogéneros que eran de difícil obser-



Figura 1. Localización geográfica de la sección Petra Tou Rominou (sur de Chipre).

vacación antes del tratamiento, como es el caso de *Chondrites* (Fig. 2 A). El cálculo del porcentaje de área bioturbada (tras la aplicación del CLAHE) con imagen binaria B/N muestra un resultado del 25%, correspondiente a un índice de bioturbación de 3 (Fig. 3).

Si bien las ventajas de la metodología son evidentes a la hora de la visualización de las trazas, destacando la rapidez y el fácil manejo, el principal inconveniente es que al llevar a cabo la cuantificación del grado de bioturbación sobre una imagen binaria B/N, se obtiene una evaluación cuantitativa general, sin embargo, no es posible una cuantificación más detallada, a nivel de determinados icnogéneros o asociaciones.

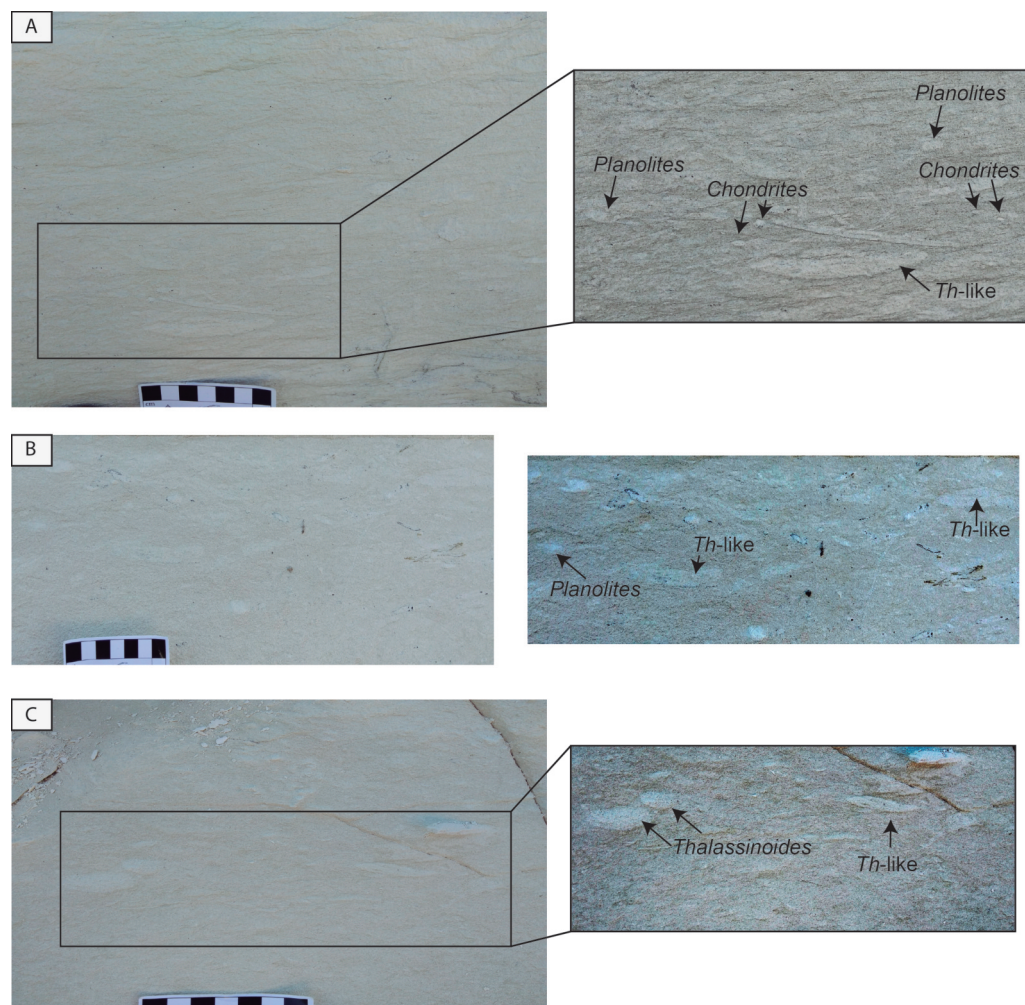


Figura 2. Ejemplos de imágenes de afloramientos de creta antes y después de la aplicación de CLAHE. A-B) Ejemplo donde el tratamiento ha permitido diferenciar trazas de menor tamaño como *Chondrites* o *Planolites*; C) Ejemplo en el que el tratamiento permite mejorar la visualización de la forma de los *Thalassinoides* y *Th-like*. *Th-like*: Trazas similares a *Thalassinoides*.

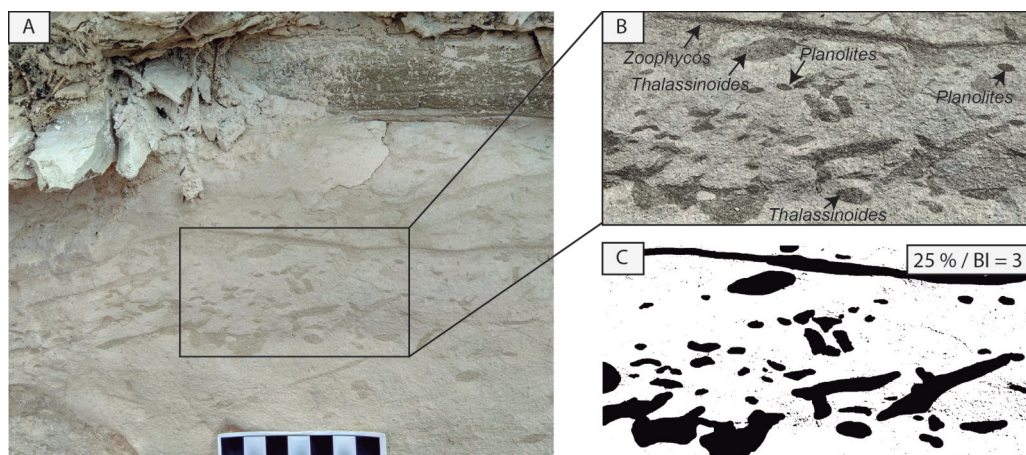


Figura 3. A) Afloramiento de creta en Petra Tou Rominou; B) Imagen después de aplicar CLAHE; C) imagen binaria B/N con el porcentaje de área bioturbada y el índice de bioturbación correspondiente.

CONCLUSIONES

El tratamiento de imágenes realizado con Fiji (CLAHE) se postula como una alternativa de gran utilidad y rapidez en estudios icnológicos sobre imágenes procedentes de afloramientos, con especial atención a facies homogéneas, de grano fino y poco contraste, como es el caso de las cretas. Su aplicación sobre imágenes de *cretas* procedentes del Eoceno de Chipre ha permitido mejorar la visibilidad de las trazas, así como destacar distintos rasgos icnológicos, reconociéndose, incluso, algunos icnogéneros escasamente diferenciados en las muestras de mano, como el caso de *Chondrites*. Además, la cuantificación del grado de bioturbación y, por tanto, el índice de bioturbación, mediante el uso de imágenes binarias B/N revela excelentes resultados de una manera rápida e intuitiva para cuantificaciones de carácter general.

Agradecimientos

Esta contribución ha sido financiada por el proyecto CGL2015-66835-P (Secretaría de Estado de I+D+I, España), el Grupo de Investigación RNM-178 (Junta de Andalucía) y la Unidad Científica de Excelencia UCE-PP2016-05 (Universidad de Granada). La investigación de O. Míguez-Salas está financiada con un contrato predoctoral FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte del Gobierno de España.

Referencias

Bromley, R.G., 1980. Enhancement of visibility of structures in marly chalk: modification of the Bushinsky oil technique. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 29, 111-118.

- Bromley, R.G. y Richter, B., 1999. Direkte scanning: ny teknik til illustrering af geologisk materiale. *Geologisk Tidsskrift*, 4, 1-10.
- Celis, S.A., Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J., Giraldo-Villegas, C. y Pardo-Trujillo, A., 2016. Tratamiento de imágenes y análisis icnológico: Aplicación al estudio de *Zoophycos* en el Mioceno del Pacífico Colombiano. In: G. Meléndez, A. Núñez y M. Tomás (eds.), *Actas de las XXXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Cuadernos del Museo Geominero*, 20, Madrid, 125-131.
- Dorador, J. y Rodríguez-Tovar, F.J., 2018. High-resolution image treatment in ichnological core analysis: Initial steps, advances and prospects. *Earth-Science Reviews*, 177, 226-237.
- Ekdale, A.A., Muller, L.N. y Novak, M.T., 1984. Quantitative ichnology of modern pelagic deposits in the abyssal Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 45(2), 189-223.
- Hale, R., Boardman, R., Mavrogordato, M.N., Sinclair, I., Tolhurst, T.J. y Solan, M., 2015. High-resolution computed tomography reconstructions of invertebrate burrow systems. *Scientific Data*, 2, 150052.
- Honeycutt, C.E. y Plotnick, R. 2008. Image analysis techniques and graylevel co-occurrence matrices (GLCM) for calculating bioturbation indices and characterizing biogenic sedimentary structures. *Computers & Geosciences*, 34, 1461-1472.
- Lauridsen, B.W., Surlyk, F. y Bromley, R.G., 2011. Trace fossils of a cyclic chalk-marl succession; the upper Maastrichtian Rørdal Member, Denmark. *Cretaceous Research*, 32(2), 194-202.
- Rodríguez-Tovar, F.J. y Uchman, A., 2004. Trace fossils after the K-T boundary event from the Agost section, SE Spain. *Geological Magazine*, 141(4), 429-440.
- Rodríguez-Tovar, F.J. y Dorador, J. 2015. Ichnofabric characterization in cores: a method of digital image treatment. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85, 465-471.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Mena, A. y Hernández-Molina, F.J., 2018. Lateral variability of ichnofabrics in marine cores: Improving sedimentary basin analysis using Computed Tomography images and high-resolution digital treatment. *Marine Geology*, 397, 72-78.
- Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Frise, E., Kaynig, V., Longair, M., Pietzsch, T., Preibisch, S., Rueden, C., Saalfeld, S., Schmid, B. y Tinevez, J.Y., 2012. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. *Nature methods*, 9(7), 676.
- Stow, D.A.V., Kahler, G. y Reeder, M., 2002. Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. *Geological Society, London, Memoirs* 22.1, 443-455.
- Taylor, A.M. y Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and 466 ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 141-148.

TUBULAR TURBIDITES: CLAVE EN LA INTERPRETACIÓN DE DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS

F.J. Rodríguez-Tovar

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada Avenida Fuente Nueva s/n,
CP 18071, Granada, España.
fjrtovar@ugr.es

Palabras clave: Bioturbación, turbiditas, *tubular turbidites*, relleno pasivo y activo, bypass, conservación, erosión post-depósito.

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas el análisis icnológico, en su versión más aplicada, se ha mostrado de gran utilidad en diferentes disciplinas científicas de las Ciencias de la Vida y de la Tierra (Mángano y Buatois, 2012). La relación entre el comportamiento de los organismos bioturbadores y las condiciones del medio (ecológico y de depósito), determina la utilidad de las estructuras biogénicas para la caracterización de parámetros paleoambientales, y, por ende, su interés en el análisis sedimentario de cuencas (Buatois y Mángano, 2011; Knaust y Bromley, 2012). Sin embargo, la utilidad de las estructuras biogénicas no se restringe, exclusivamente, al carácter etológico de las mismas. En 2015, en el marco de las XXXI Jornadas de Paleontología, celebradas en Baeza, se pone de manifiesto el interés del relleno de las bioturbaciones como una importante vía de información, aportando diferentes ejemplos del mismo (Rodríguez-Tovar, 2015).

El análisis del relleno de las bioturbaciones y su aplicación para caracterizar un registro sedimentario ausente, ha experimentado un gran interés en los últimos años (Wetzel, 2015). En este sentido, se han propuesto términos como "*tubular tempestites*", "*tubular tidalites*" y "*tubular turbidites*":

Wanless *et al.* (1988) ponen de manifiesto que entramados de bioturbaciones pueden ser rellenados de forma catastrófica por grandes tormentas y huracanes, proponiendo el término "*tubular tempestites*" (Wanless *et al.*, 1988; Tedesco y Wanless, 1991) como "*forced fillings of subsurface burrows during storms*".

Gingras *et al.* (2002) utilizan el término "*tubular tidalites*", aunque no se define formalmente en los primeros trabajos. Posteriormente se define en referencia a "*trace fossils that are infilled by tidal currents and display a rhythmic, laminated passive infill*" (Wetzel *et al.*, 2014; Gingras y Zonneveld, 2015; Wetzel, 2015). De acuerdo con Wetzel (2015), las *tubular tidalites* representan el único registro de un régimen mareal mixto diurno-semidiurno previo.

Recientemente, se ha empleado el término "*tubular turbidites*" (Hubbard *et al.*, 2012) en relación con "...sand-filled burrows (in some instance) record the passage of coarse-grained material through an erosional conduit such as a submarine canyon or chanel, without deposition of a coarse lag"; "...the only evidence of coarse-grained sediment in the system may be recorded within the burrow fills". En

este caso, se trata de bioturbaciones de relleno pasivo y fondo firme, asociadas a las icnofacies de *Glossifungites*, poniendo especial atención a su utilidad como indicadores de bypass (Hubbard *et al.*, 2012).

En el presente trabajo se analizan varias posibilidades de *tubular turbidites*, diferentes a las definidas originalmente, sin estar asociadas a un relleno pasivo, un fondo firme, o procesos de bypass, evidenciando la utilidad de estas *tubular turbidites* para caracterizar diferentes grados de conservación de turbiditas en relación con procesos erosivos post-deposicionales.

ANÁLISIS ICNOLÓGICO Y CAPAS DE TURBIDITAS

Se ha llevado a cabo un estudio icnológico detallado de bioturbaciones asociadas a capas calcareníticas registradas en la Formación Lefkara del perfil de Petra Tou Romiou (Eoceno; sur de Chipre, Stow *et al.*, 2002), interpretadas como depósitos de turbiditas (Hernández-Molina *et al.*, en preparación). Se prestó una especial atención a las bioturbaciones rellenas de material grosero registradas en el sedimento calcilutítico que se localiza bajo estas capas calcareníticas (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2018). El análisis icnológico ha consistido en observaciones sobre el afloramiento (relación de las bioturbaciones con las capas calcareníticas, orientación, tamaño, y morfología de las estructuras biogénicas), junto con la toma de muestras para su estudio en laboratorio, prestando especial atención al material de relleno de las bioturbaciones.

Se han diferenciado bioturbaciones verticales y fundamentalmente pistas horizontales atribuibles a *Planolites* cuyo relleno es similar al de la capa calcarenítica suprayacente. La relación entre las bioturbaciones y la capa calcarenítica es variable; desde una relación de contacto, hasta el registro de la bioturbación a una distancia de pocos centímetros de la base de la capa. En ocasiones, la bioturbación con relleno calcarenítico se encuentra aislada en el material calcilutítico, sin que exista alguna capa calcarenítica próxima.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Como se ha comentado anteriormente, el concepto de *tubular turbidites* se asocia a bioturbaciones de relleno pasivo, asociadas a sustratos firmes (*firmgrounds*), en el contexto de las icnofacies de *Glossifungites*. Durante el proceso el depósito de una turbidita, el sedimento arenoso, grosero, de la misma se introduce de manera pasiva en la bioturbación, mientras el proceso de bypass evita el depósito del lag de material grosero, de manera que el único registro de esa turbidita corresponde al material de relleno de la bioturbación.

En el caso estudiado, la interpretación es diferente a la originalmente propuesta, teniendo en cuenta dos aspectos fundamentales; a) el variable registro de las capas turbidíticas y, b) el relleno activo de las bioturbaciones (*Planolites*) asociadas. *Planolites* es una estructura relacionada con una gran variedad de productores, si bien es generalmente interpretada como una bioturbación producida por organismos depositívoros, reflejando un comportamiento de alimentación (fodinichnia), de manera que los organismos procesan de manera activa el sedimento (Knaust, 2017). Tradicionalmente se relaciona con fondos blandos (*softgrounds*).

De acuerdo con lo anterior, las bioturbaciones de *Planolites* con relleno calcarenítico se apartan del concepto original de *tubular turbidites*, al tratarse de bioturbaciones de relleno activo y fondo blando. La posible interpretación está relacionada con los procesos implicados en el registro/ausencia de la

capa calcarenítica. En el caso de estudio, se interpreta que el bypass no es un proceso esencial en la génesis de *tubular turbidites*, sino que la variable relación entre la capa turbidítica y las trazas de *Planolites* viene determinada por diferentes grados de conservación de la capa turbidítica como consecuencia de procesos de erosión posteriores al depósito de la misma. En este sentido, encontramos un rango que varía desde un registro de una capa turbidítica discreta, continua lateralmente, bioturbada por *Planolites* en las que el retrabajamiento y erosión posterior ha sido prácticamente inexistentes, hasta el registro aislado de bioturbaciones con relleno calcarenítico sin relación aparente con capa alguna, que permiten interpretar la total erosión de la misma. Entre ambos extremos, una variedad de casos puede observarse.

En conclusión, en este trabajo se presentan nuevos casos de *tubular turbidites* diferentes a los propuestos en la definición original, potenciando los fenómenos de erosión post-depósito frente al bypass en la conservación/ausencia de las capas turbidíticas y su registro en el material de relleno de las bioturbaciones.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CGL2015-66835-P (Secretaría de Estado de I+D+I, Gobierno de España), el grupo de investigación RNM-178 (Junta de Andalucía) y la Unidad Científica de Excelencia UCE-2016-05 (Universidad de Granada).

Referencias

- Buatois, L. y Mángano, M.G. 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, Cambridge, 358 pp.
- Gingras, M.K., Rasanen, M.E., Pemberton, S.G. y Romero, L.P. 2002. Ichnology and sedimentology reveal depositional characteristics of bay-margin parasequences in the Miocene Amazonian foreland basin. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 871–883.
- Gingras, M.K. y Zonneveld, J.-H. 2015. Tubular tidalites: A biogenic sedimentary structure indicative of tidally influenced sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 85, 845–854.
- Hubbard, S.M., MacEachern, J.A. y Bann, K.L. 2012. Slopes. In: D. Knaust y R. Bromley (eds.), *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Developments in Sedimentology 64, Elsevier, Amsterdam, 607–642.
- Knaust, D. 2017. Atlas of Trace Fossils in Well Core. Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer, Chann, 209 pp.
- Knaust, D. y Bromley, R.G. 2012. *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Developments in Sedimentology 64. Elsevier, Amsterdam, 924 pp.
- Mángano, M.G. y Buatois, L. 2012. A multifaceted approach to ichnology. *Ichnos*, 19, 121–126.
- Rodríguez-Tovar, F.J. 2015. El relleno de las bioturbaciones: una importante vía de información. In: M. Reolid (ed.), *Libro de Resúmenes, XXXI Jornadas de Paleontología*, Sociedad Española de Paleontología, 266–267.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Hernández-Molina, F.J., Huneke, H., Llave E. y Stow D.A.V. 2018. Trace fossil infill: a tool to interpret bottom-current deposits. In: *Abstract book, 5th International Paleontological Congress*.

- Stow, D.A.V., Kahler, G. y Reeder, M. 2002. Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. In: D.A.V. Stow, C.J. Pudsey, J.A. Howe, J.-C., Faugères y A.R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geological Society, London, Memoirs 22, 443–455.
- Tedesco, L.P. y Wanless, H.R. 1991. Generation of sedimentary fabrics and facies by repetitive excavation and storm infilling of burrow networks, Holocene of South Florida and Caicos Platform, B.W.I. *Palaos*, 6, 326–343.
- Wanless, H.R., Tedesco, L.P. y Tyrrell, K.M. 1988. Production of subtidal tubular and surficial tempestites by Hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 739–750.
- Wetzel, A. 2015. Burrows storing an otherwise lost sedimentary record. In: D. McIlroy, D. (ed.), *ICHNOL-OGY: Papers from ICHNIA III*. Geological Association of Canada, Miscellaneous Publication 9, 211–224.
- Wetzel, A., Carmona, N. y Ponce, J.J. 2014. Tidal signature recorded in burrow fill. *Sedimentology*, 61, 1198–1240.

ANÁLISIS DINÁMICO DE LA PISTA FÓSIL HUMANA DE ROCCAMONFINA (CASERTA, ITALIA)

G. Saborit¹, A. Mondanaro^{2,5}, M. Melchionna², C. Serio², F. Carotenuto², S. Tavani², M. Modafferi², A. Panarello⁴, P. Mietto³, L. Rook⁵, P. Raia² y A. Casinos¹

¹Departamento de Biología Evolutiva, Ecología y Ciencias Ambientales, Universidad de Barcelona, 08028 Barcelona, España.

²Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli Federico II, Largo San Marcellino 10, Napoli 80138, Italia.

³Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, Via G. Gradenigo 6, Padova 35131, Italia.

⁴Laboratorio di Ricerche Storiche e Archeologiche dell'Antichità, Dipartimento di Scienze Umane, Sociali e della Salute, Università degli studi di Cassino e del Lazio Meridionale, Via S. Angelo – Campus Folcara, Cassino 03043, Italia.

⁵Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli studi di Firenze, Via G. La Pira 4, Firenze 50121, Italia.

El llamado “rastros del Diablo” de Roccamonfina está situado en el sur de Italia, en la municipalidad de Tora y Piccilli, cerca de la ciudad de Caserta. La pista ha sido datada radiométricamente con una edad de $349\text{--}350 \pm 3$ k.a., mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La edad concuerda con la posibilidad de que se trate de *Homo heidelbergensis*, si bien otras posibilidades no pueden descartarse, ya que hipótesis recientes presuponen el origen de los neandertales casi en el mismo período. El rastro coincide con la segunda fase eruptiva del volcán de Roccamonfina (385-325 k.a.), que formó una unidad piroclástica sobre la que se han preservado las pisadas (Panarello *et al.*, 2017). El interés de las rastrilladas reside en que, además de ser la segunda más antigua de Europa, es la única que existe de un caminar en pendiente descendiente. De las tres rastrilladas descritas, denominadas A, B y C, se estudió la A, que evidencia una trayectoria oblicua del caminar del individuo, a fin de salvar la parte más inclinada del gradiente. Los datos experimentales demuestran que el mínimo coste energético en el caminar humano se da en un gradiente de alrededor de un -10% (Margaría, 1976; Minetti *et al.*, 2002). Un modelo reciente de locomoción humana (Saborit y Casinos, 2015) predice que los individuos llevan a cabo ajustes voluntarios de la longitud de la zancada, a fin de minimizar el coste energético, al tiempo que se mantiene un paso equilibrado y razonablemente cómodo. Dicho modelo propone un índice entre la longitud de la pierna y la del paso, con lo que, midiendo esa razón en una determinada persona, se puede predecir cuál será el gradiente óptimo, siempre en el entorno del -10% señalado.

Las huellas de Roccamonfina proporcionan una oportunidad única de validar tales predicciones en homínidos fósiles y ver la posible existencia de diferencias con los humanos actuales. Se midió sobre la rastrillada tanto la longitud de las pisadas como la distancia entre ellas. Las pendientes se calcularon sobre una reconstrucción digital del terreno. Con respecto a las características del individuo, se calculó la mejor estima de la longitud de la pierna (0,734 m) y de la masa corporal (66,235 kg). La altura podía oscilar entre 1,64 y 1,53 m. Finalmente se computó el gasto energético por unidad de masa sobre el total de la rastrillada. Los valores medios obtenidos del gradiente y del paso, fueron -21.08° and 0,542 m, respectivamente. En cuanto al parámetro K, la media fue de 1,436, con muy poca variación a pesar de los agudos cambios de pendiente. Los resultados apuntan a que el homínido de Roccamonfina evitaba, de forma intencionada, las pendientes más abruptas y que, a pesar de moverse sobre una ladera con ceniza caliente como sustrato, se desplazaba con pasos lo suficientemente cómodos como para no tener necesidad de correr, según reflejan los valores de K calculados que, además, son muy seme-

jantes a los que utiliza el ser humano actual cuando camina sin forzar el paso. Valores de K muy bajos implicarían pasos muy largos, con el consiguiente incremento de gasto energético. Por el contrario, valores del índice muy altos se corresponderían a pasos muy cortos e incómodos.

Referencias

- Margaria, R., 1976. *Biomechanics and Energetics of Muscular Exercise*. Clarendon Press, Oxford.
- Minetti, A. E., Moia, C., Roi, G. S., Susta, D., Ferretti, G., 2002. Energy cost of walking and running at extreme uphill and downhill slopes. *J. Appl. Physiol.*, 93, 1039-1046.
- Panarello, A., Santello, L., Farinaro, G., Bennett, M. R., & Mietto, P., 2017. Walking along the oldest human fossil pathway (Roccamonfina volcano, Central Italy)? *J. Archaeol. Sci.*, 13, 476-490. doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.04.020.
- Saborit, G., Casinos, A., 2015. Parametric modeling of human gradient walking for predicting minimum energy expenditure. *Comput. Math. Methods. Med.* 2015. doi.org/10.1155/2015/407156

MICROPALEONTOLOGÍA

PROLIFERACIÓN DE FORMAS ABERRANTES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS TRAS EL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO EN AGOST (ALICANTE)

I. Arenillas, J.A. Arz y V. Gilabert

Departamento de Ciencias de la Tierra, e Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón,
Universidad de Zaragoza, E-50009, Spain.
ias@unizar.es, josearz@unizar.es, vgilabert@unizar.es

Palabras clave: Estrés ambiental, impacto de Chicxulub, volcanismo del Decán, Daniense.

INTRODUCCIÓN

El impacto del asteroide Chicxulub en Yucatán (México) provocó una brusca perturbación ambiental en todo el mundo que desencadenó una de las mayores extinciones en masa de la historia de la Tierra: el evento de extinción del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg), hace 66 millones de años (ver Schulte *et al.*, 2010 y referencias aquí citadas). Según la hipótesis impactista, la enorme nube incandescente que se elevó desde Chicxulub, rica en eyecta de impacto, polvo y metales pesados, se extendió por toda la atmósfera y contaminó todos los ecosistemas continentales y oceánicos (Alvarez *et al.*, 1980). El material pulverizado por el impacto se depositó lentamente (en pocos años), formando una capa global de eyecta que, en ambientes pelágicos alejados del cráter de Chicxulub como los del Tetis, es de espesor milimétrico. La base de esta capa de eyecta fue utilizada para definir el estratotipo de la base del Daniense (límite K/Pg) en la sección de El Kef, Túnez, ya que representa el nivel de impacto y el subsiguiente invierno de impacto (bloqueo de la luz solar, brusco enfriamiento climático, cese de la fotosíntesis, y ruptura de las cadenas tróficas), el cual duró unos pocos meses o años (Molina *et al.*, 2006). En estos ambientes pelágicos, por encima de la fina capa de eyecta, se depositó una capa de arcilla oscura bajo condiciones de calentamiento climático y alteraciones de la productividad oceánica (ver Arenillas *et al.*, 2018, y referencias aquí citadas). De acuerdo con Arenillas *et al.* (2004), el depósito de esta capa de arcilla oscura duró aproximadamente 10 mil años (ka). La arcilla oscura del límite K/Pg también contiene elevadas concentraciones de metales pesados tóxicos, tales como Co, Ni, Cu, Zn y Hg, aunque más bajas que en la capa de eyecta (ej., Smit and ten Kate, 1982).

Todavía hay un debate abierto en torno a si la extinción del límite K/Pg fue principalmente causada por el impacto de Chicxulub (hipótesis impactista y extinción en masa catastrófica) o, por el contrario, el principal factor fueron las masivas erupciones del Decán en la India (hipótesis volcánica y extinción en masa gradual) (Keller, 2014). En este sentido, Arenillas *et al.* (2018) han descrito una proliferación de formas aberrantes en foraminíferos planctónicos en secciones de Túnez (El Kef y Aïn Settara), durante aproximadamente los primeros 200 ka tras el límite K/Pg, que podría aportar evidencias a favor de una u otra hipótesis. Esta proliferación de aberrantes, ausente en el Maastrichtiense, ha sido interpretada como resultado de un periodo de estrés ambiental, siendo la contaminación por metales pesados uno

de los posibles factores que alteraron los patrones de crecimiento y desarrollo de las conchas de los foraminíferos planctónicos. Los efectos medioambientales combinados del impacto de Chicxulub y del vulcanismo del Decán podrían explicar dicho periodo de estrés ambiental de comienzos del Daniense. Según Arenillas *et al.* (2018), la proliferación de aberrantes ocurrió en dos pulsos. El primero, que ocurrió aproximadamente en los primeros 20 ka tras el límite K/Pg, fue más intenso y podría ser compatible con los efectos medioambientales de largo plazo del impacto de Chicxulub (calentamiento climático y contaminación de la superficie oceánica con metales pesados transportados desde el continente). El segundo pulso, así como casi todo el periodo intermedio entre ambos pulsos, pudo estar relacionado más bien con los efectos medioambientales de una importante fase eruptiva en el Decán. El objetivo de este trabajo es comprobar que la proliferación de formas aberrantes tras el límite K/Pg ocurrió en otras áreas geográficas, con el objetivo de corroborar o refutar lo descrito por Arenillas *et al.* (2018) en secciones tunecinas. Para ello, hemos estimado la abundancia de formas aberrantes de foraminíferos planctónicos a lo largo del tránsito K-Pg en la sección de Agost (Alicante), una de las secciones del límite K/Pg más continuas y completas del mundo (Molina *et al.*, 1996).

MATERIAL Y MÉTODOS

La sección estudiada se sitúa 1 km al noreste de Agost (Alicante). Pertenece a la Formación Quipar-Jorquera (Cordilleras Béticas), que consiste en margas y calizas margosas hemipelágicas. El límite K/Pg está marcado por un nivel de eyecta de 2 mm de espesor de color rojo y enriquecido en iridio, en la base de una arcilla oscura de 10 cm de espesor. La sección fue muestreada con una resolución muy alta a intervalos centimétricos en torno al límite K/Pg. Para calcular la tasa de aberrantes, se revisaron el total de 68 muestras estudiadas cuantitativamente por nosotros en Molina *et al.* (1996). Estas muestras fueron disgregadas con una solución de H₂O₂, y después lavadas con un tamiz de 63 µm de luz de malla. El estudio cuantitativo se realizó a partir de una fracción representativa de alrededor de 300 ejemplares, los cuales fueron taxonómicamente identificados y montados en celdillas cuadrículadas.

Para el Maastrichtiense superior, se ha utilizado la biozonación de Arz y Molina (2002). Se ha estudiado solamente el intervalo superior de la Subzona de *Plummerita hantkeninoides* de la Zona de *Abathomphalus mayaroensis*, que es la última subbiozona del Maastrichtiense, y que equivale a la Biozona CF1 de Li y Keller (1998). Para el Daniense inferior, se ha utilizado la biozonación de Arenillas *et al.* (2004), la cual incluye las Zonas de *Guembelitra cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina* y *Parasubbotina pseudobulloides*, y que abarca el mismo intervalo bioestratigráfico que las Biozonas P0, Pa y P1 de Berggren y Pearson (2005). Las tres biozonas fueron divididas en dos subzonas cada una (ver Fig. 1). La mayor parte de las especies índice se muestran en la lámina 1. La Biozona P0, que incluye el intervalo entre el límite K/Pg y el primer registro de las primeras especies danienses, es equivalente a la Subzona de *Hedbergella holmdelensis* de la parte inferior de la Zona de *G. cretacea*. Arenillas *et al.* (2004) utilizaron la sección de Agost para establecer una escala biocronológica del Daniense más temprano con foraminíferos planctónicos, mediante una correlación con la escala magnetoestratigráfica establecida por Groot *et al.* (1989). En el intervalo daniense estudiado en Agost se identificaron además los acmé-estadios PFAS-1 (apogeo de *Guembelitra* = "triseriados"), PFAS-2 (apogeo de *Parvularugoglobigerina*+*Paleoglobigerina* = "parvularugoglobigerínidos") y PFAS-3 (apogeo de *Woodringina*+*Chiloguembelina* = "biseriados") de Arenillas *et al.* (2006).

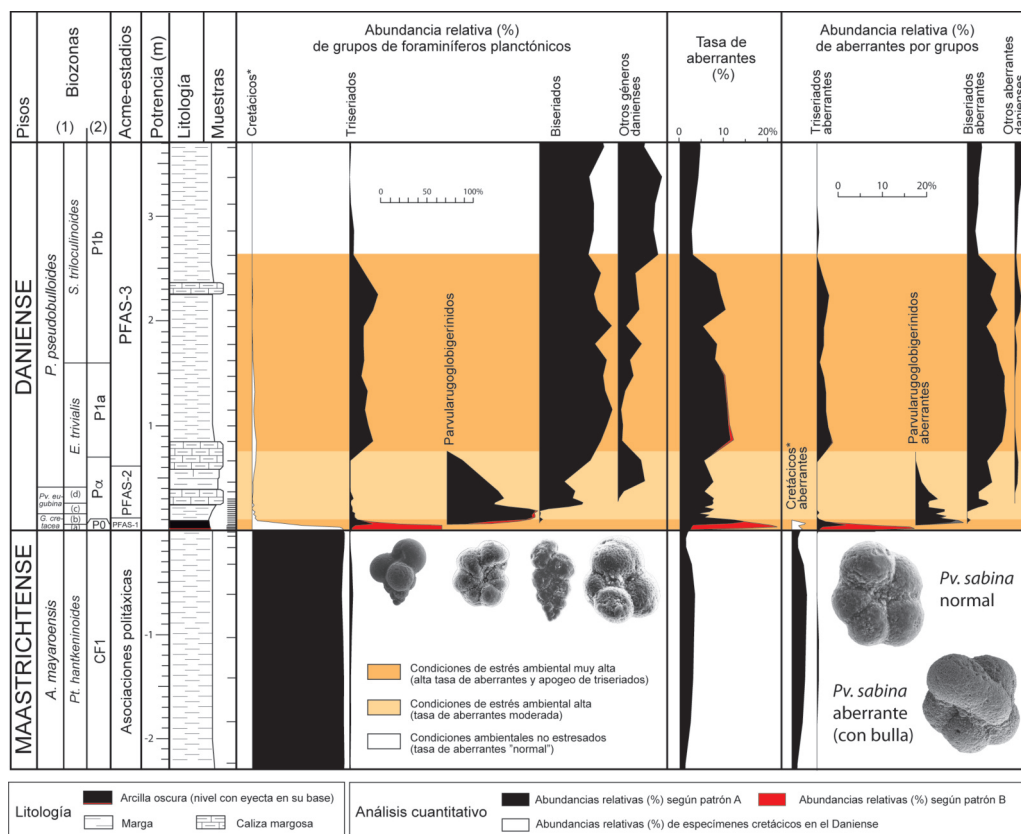


Figura 1. Abundancia relativa (%) de grupos de foraminíferos planctónicos y de formas aberrantes en el tránsito K-Pg de la sección de Agost (Alicante). En triseriados se incluyen los géneros *Guembelitra* y *Chiloguembelitra*, en parvularugoglobigerinidos *Parvularugoglobigerina* y *Paleoglobigerina*, y en biseriados *Woodringina* y *Chiloguembelina*. (1) Biozonación de Arenillas *et al.* (2004) para el Daniense y de Arz y Molina (2002) para el Maastrichtense; (2) Biozonación de Berggren y Pearson (2005) para el Daniense, y de Li y Keller (1998) para el Maastrichtense; (a) Subzona de *Hedbergella holmdelensis*; (b) Subzona de *Parvularugoglobigerina longiapertura*; (c) Subzona de *Parvularugoglobigerina sabina*; (d) Subzona de *Eoglobigerina simplicissima*; * Abundancia relativa de ejemplares de géneros maastrichtienses excepto *Guembelitra*.

ABUNDANCIA DE FORMAS ABERRANTES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Para comparar los resultados obtenidos en El Kef y Ain Settara, la tasa o abundancia de formas aberrantes se ha calculado teniendo en cuenta dos hipótesis de trabajo (Fig. 1), tal como hizo Arenillas *et al.* (2018): 1) Hipótesis de patrón A = todas las 18 especies finicretácicas identificadas en la parte basal del Daniense por Molina *et al.* (1996) están *in situ* porque son supervivientes de la extinción (patrón de extinción más gradual); 2) Hipótesis de patrón B = todas las especies finicretácicas identificadas en el parte basal del Daniense, excepto las de *Guembelitra*, están re TRABAJADAS (patrón de extinción más catastrófico). La percepción sobre la tasa de aberrantes en la Biozona P0 difiere mucho si se considera una hipótesis u otra, máxime cuando la tasa de reelaboración de ejemplares cretácicos en la

parte basal del Daniense en Agost es aparentemente muy alta (comparada con otras secciones como las de El Kef y Aïn Settara).

La tasa de aberrantes es alta en todo el intervalo daniense estudiado, pero es especialmente alta hasta el metro 2,5, es decir, hasta la parte inferior de la Subzona de *Subbotina triloculinoides* (= P1b) de la Zona de *P. pseudobulloides*, con una tasa media de 9,8%. En la lámina 1, figs. 10-15, se muestran algunos ejemplos de formas aberrantes. Contrasta con la baja tasa de aberrantes identificada en el Maastrichtiense más superior (Subzona de *Pt. hantkeninoides*), la cual presenta una media de 2,3%, y por encima del apogeo de forma aberrantes (parte superior de Subzona de *S. triloculinoides*), con una media de 3,6%. Estas tasas son similares a las registradas en sedimentos oceánicos recientes en condiciones ambientales "normales" y que reflejan una tasa natural de fondo de formas aberrantes entre los foraminíferos planctónicos (Mancin y Darling 2015). La tasa media de aberrantes (2,5%) entre los ejemplares cretácicos identificados en el Daniense basal (excepto en *Guembelitra*) es significativamente parecida a la calculada para el Maastrichtiense más superior (Fig. 1). Este hecho podría interpretarse como una evidencia más de que estos ejemplares son reelaborados, confirmando la hipótesis de patrón B.

Existe un brusco incremento de formas aberrantes coincidiendo con el acmé-estadio PFAS-1 (apogeo de *Guembelitra*), desde el límite K/Pg hasta la parte inferior de la Subzona de *Parvularugoglobigerina longiapertura* (parte basal de la Biozona Pa), que abarca la Biozona P0 y la arcilla oscura del límite K/Pg. Este pico de aberrantes es más evidente si tomamos la hipótesis de patrón B, ya que la tasa de aberrantes supera el 20% en algunas muestras, con una media de 17,2%. En la parte superior de la Subzona de *Pv. longiapertura* y la Subzona de *Eoglobigerina simplicissima*, se ha identificado un pequeño descenso en la abundancia de aberrantes coincidiendo aproximadamente con el acmé-estadio PFAS-2. No obstante, la tasa de aberrantes sigue siendo alta, con una tasa media de 6,7%. Sin embargo, en la Subzona de *Eoglobigerina trivialis* (o P1a) y en la parte inferior de la Subzona de *Subbotina triloculinoides* (o P1b), se registra un nuevo incremento de formas aberrantes, con una tasa media de 9,5%. Coincide con un nuevo apogeo de formas triseriadas en la parte inferior del acmé-estadio PFAS-3 (Fig. 1), que Molina *et al.* (1996) identificó como pertenecientes al género *Guembelitra*, pero que ahora son incluidas en el género *Chiloguembelitra* (ver Arenillas *et al.*, 2018).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La duración del periodo de proliferación de formas aberrantes en el Daniense más inferior es aparentemente más extensa en Agost que en las secciones tunecinas (Arenillas *et al.*, 2018). Teniendo en cuenta la escala biocronológica de Arenillas *et al.* (2004), la proliferación de formas aberrantes ocurre en Agost durante aproximadamente los primeros 400 ka tras el límite K/Pg, el doble que lo estimado en El Kef y Aïn Settara. Según esta escala, la proliferación en Agost coincidiendo con PFAS-1 (apogeo del triseriado *Guembelitra*) ocurre durante los primeros 14 ka tras el límite K/Pg, similar a lo calculado en las secciones tunecinas. El segundo incremento de formas aberrantes, coincidiendo con el apogeo del triseriado *Chiloguembelitra*, ocurre en Agost entre 100 y 400 ka tras el límite K/Pg (en las secciones tunecinas se estimó entre 70 y 200 Ka). Estos datos permiten concluir que las secciones tunecinas son más apropiadas para estudiar el primer apogeo de formas aberrantes, ya que aparentemente el registro es más expandido y completo. Por el contrario, para analizar el segundo apogeo de formas aberrantes parece más apropiada la sección de Agost, ya que las secciones de El Kef y Aïn Settara podrían estar afectadas por hiatos no identificados en la parte inferior de la Zona de *P. pseudobulloides*, tal como ocurre con la cercana sección tunecina de Elles (Arz *et al.*, 1999).

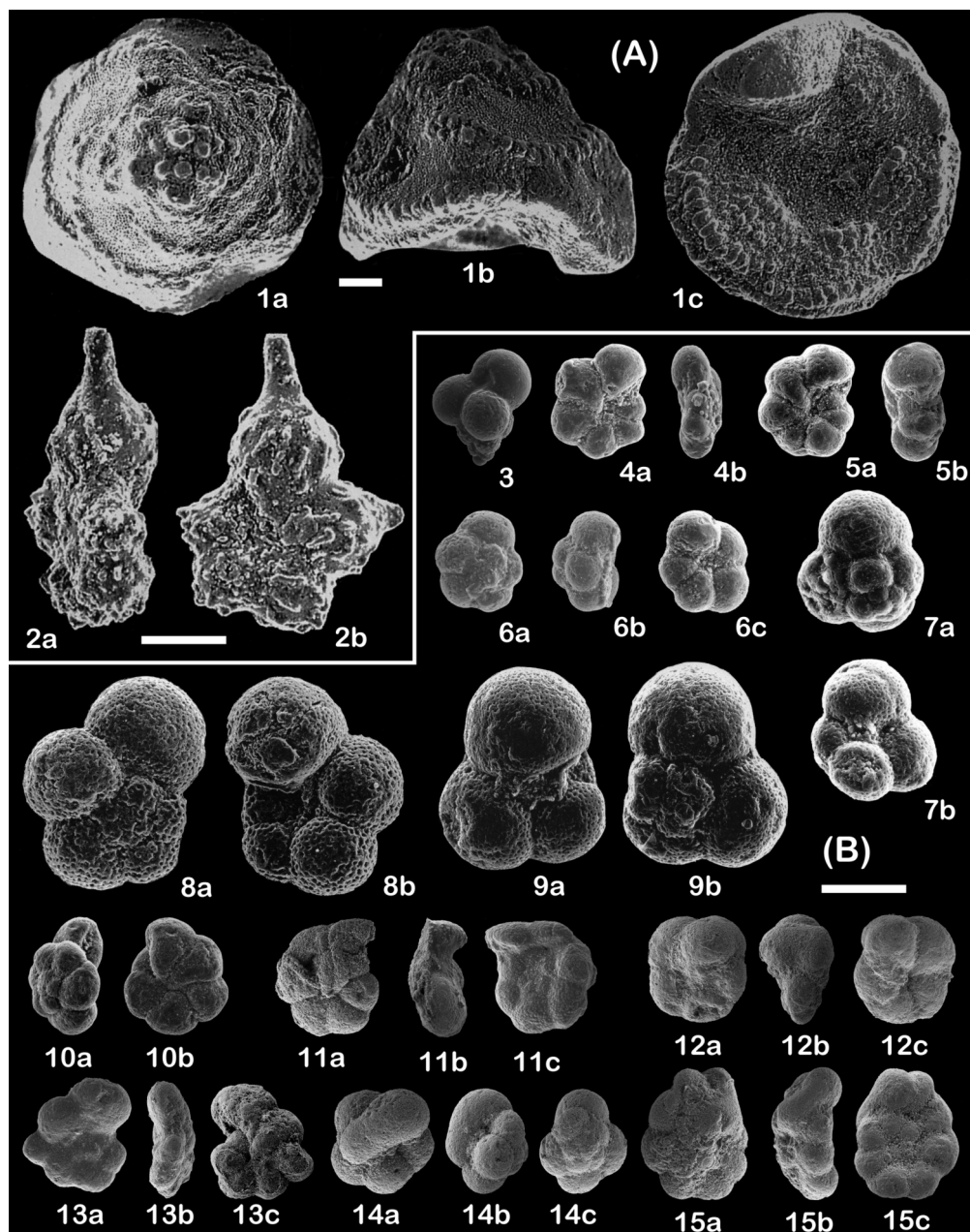


Lámina 1. Algunas especies índice y relevantes de foraminíferos planctónicos del tránsito K-Pg de Agost, y formas aberrantes de la parte inferior del Daniense. (A) Maastrichtiense superior: 1. *Contusotruncana contusa*, 2. *Plummerita hantkeninoides*. (B) Daniense inferior: 3. *Guembelitra cretacea*, 4. *Parvularugoglobigerina longiapertura*, 5. *Parvularugoglobigerina eugubina*, 6. *Parvularugoglobigerina sabina*, 7. *Eoglobigerina simplicissima*, 8. *Parasubbotina pseudobulloides*, 9. *Subbotina triloculinoides*. Ejemplos de formas aberrantes de *Parvularugoglobigerina longiapertura* (10, 11, 12, 13), *Parvularugoglobigerina sabina* (14) y *Parvularugoglobigerina umbrica* (15). Barras de escala = 100 µm.

Independientemente de la duración estimada para este periodo de proliferación de formas aberrantes, la interpretación paleoambiental que podemos extraer en la sección de Agost es idéntica a la que propuso Arenillas *et al.* (2018) en las secciones tunecinas. El apogeo inicial de formas aberrantes y triseriadas (PFAS-1) podría estar relacionado con los efectos ambientales de largo plazo (calentamiento climático y contaminación química) del impacto de Chicxulub, mientras que el periodo completo de apogeo de formas aberrantes, principalmente durante el acmé de *Chiloguembelitra*, podría estar relacionado más bien con un periodo de estrés ambiental de mayor duración provocado por las erupciones de la fase principal del Decán. En los primeros miles de años tras el límite K/Pg, los efectos combinados de ambos fenómenos (Chicxulub y Decán) pudieron ser muy intensos. Como ya propusieron Arenillas *et al.* (2018), la proliferación de formas aberrantes tras el límite K/Pg es compatible con la hipótesis de Richards *et al.* (2015), según la cual la fase eruptiva principal del Decán se vio acelerada por el propio impacto de Chicxulub, siendo su influencia previa al límite K/Pg significativamente menor en comparación con lo que algunos autores sugieren (ver Keller, 2014).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2015-64422-P (MINECO/FEDER-UE) y parcialmente por el Gobierno de Aragón (grupo consolidado E33_17R). Vicente Gilabert agradece el apoyo del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad por el contrato FPI (BES-2016-077800).

Referencias

- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. and Michel, H.V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.
- Arenillas, I., Arz, J.A. and Molina, E. 2004. A new high-resolution planktonic 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. and Rosales-Domínguez, C. 2006. Chicxulub impact event is Cretaceous/Paleogene boundary in age: new micropaleontological evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 241-257.
- Arenillas, I., Arz, J.A. and Gilabert, V. 2018. Blooms of aberrant planktic foraminifera across the K/Pg boundary in the Western Tethys: causes and evolutionary implications. *Paleobiology*, doi.org/10.1017/pab.2018.16
- Arz, J.A. and Molina, E. 2002. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Campaniense superior y Maastrichtiense de latitudes subtropicales y templadas (España, Francia y Túnicia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 224, 161-195.
- Arz, J.A., Arenillas, I., Molina, E. and Dupuis, C. 1999. Los efectos tafonómico y "Signor-Lipps" sobre la extinción en masa de foraminíferos planctónicos en el límite Cretácico/Terciario de Elles (Túnicia). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12(2), 251-268.
- Berggren, W. and Pearson, P.N. 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, 35, 279-298.
- Groot, J.J., de Jonge, R.B.G., Langereis, C.G., ten Kate, W.G.H.Z. and Smit, J. 1989. Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 94, 385-397.

- Keller, G. 2014. Deccan volcanism, the Chicxulub impact, and the end-Cretaceous mass extinction: Coincidence? Cause and effect?. In Keller, G. and Kerr, A.C. (eds.), *Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects*, Geological Society of America, Special Papers, 505, 57-89.
- Li, L. and Keller, G. 1998. Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. *Geology*, 26, 995-998.
- Mancin, N. and Darling, K. 2015. Morphological abnormalities of planktonic foraminiferal tests in the SW Pacific Ocean over the last 550 ky. *Marine Micropaleontology*, 120, 1-19.
- Molina, E., Arenillas, I. and Arz, J.A. 1996. The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost (Spain). *Revue de Micropaléontologie*, 39(3), 225-243.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N. and Zaghbib-Turki, D. 2006. The Global Stratotype Section and Point of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia: original definition and revision. *Episodes*, 29(4), 263-278.
- Richards, M.A., Alvarez, W., Self, S., Karlstrom, L., Renne, P.R., Manga, M., Sprain, C.J., Smit, J., Vanderkluysen, L. and Gibson, S.A. 2015. Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub impact. *Geological Society of American Bulletin*, 127, 1507-1520.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T. and Willumsen, P.S. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 327, 1214-1218.
- Smit, J. and ten Kate, W.G.H.Z. 1982. Trace-element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary-Consequences of a large impact. *Cretaceous Research*, 3, 307-332.

BIOESTRATIGRAFÍA CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DE UNA NUEVA SECCIÓN DEL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO EN FELIPE ÁNGELES, SE MÉXICO

J.A. Arz¹, I. Arenillas¹, V. Gilabert¹, J.M. Grajales-Nishimura², G. Murillo-Muñetón³
y M.C. Rosales-Domínguez⁴

¹Departamento de Ciencias de la Tierra, e Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón,
Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

josearz@unizar.es, ias@unizar.es, vgilabert@unizar.es

²Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria,
Delegación de Coyoacán, 04510 Ciudad de México.

mgrajales@geologia.unam.mx

³Dirección de Exploración y Producción, Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), Delegación Gustavo A. Madero,
07730 Ciudad de México.

gmurill@imp.mx

⁴Consultoría en Micropaleontología y Bioestratigrafía del Mesozoico, Coyoacán, 04450 Ciudad de México.
mcrd59@yahoo.com

Palabras clave: Impacto de Chicxulub, *debris flow*, Unidad Clástica Compleja, megabrecha.

INTRODUCCIÓN

El impacto del asteroide Chicxulub en la Península del Yucatán (México) es considerado como el principal causante del evento de extinción en masa del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg), hace 66 millones de años (Ma) (Schulte *et al.*, 2010). Sin embargo, también se considera que las erupciones basálticas del Decán (SE de la India) parecen haber jugado algún papel. Por ejemplo, recientes dataciones radiométricas con el método U/Pb en megafujos basálticos de los *Deccan Traps* (India) indican que la fase eruptiva principal duró unos 750 mil años y tuvo lugar durante el tránsito Cretácico-Paleógeno dentro del magnetocron C29R (Schoene *et al.*, 2015). Dataciones similares usando ⁴⁰Ar/³⁹Ar y estudios geomorfológicos en el SE de la India llevados a cabo por Richards *et al.* (2015) concluyen que la sismicidad asociada al impacto de Chicxulub afectó a las cámaras magmáticas del Decán, acelerando el volumen de las erupciones en el inicio del Daniense, cuando tendría lugar hasta el 70% de las erupciones de la fase principal.

Desde el punto de vista regional, el impacto del asteroide de Chicxulub sobre la Península del Yucatán produjo una desestabilización de los márgenes continentales del Golfo de México y el Caribe, favoreciendo el depósito en ambientes oceánicos profundos de unas unidades clásticas ricas en minerales de impacto (Claeys *et al.*, 2002). Arenillas *et al.* (2006) propusieron el nombre de Unidad Clástica Compleja (UCC) para este tipo de depósitos, al tratarse de secuencias en general granodecrecientes en las que es posible identificar diversos tramos separados por superficies erosivas internas que reflejan la acción de diferentes tipos de flujos de masas. En la Fig. 1A se muestra el contexto paleogeográfico de diez localidades mexicanas clave con UCCs ligadas al límite K/Pg, y la posición que ocuparía la

nueva sección de Felipe Ángeles, situada en el extremo sureste del Estado de Veracruz y descrita en este trabajo.

La potencia, litología y sedimentología de sucesión sedimentaria clástica dependieron de factores como su distancia al cráter y la paleobatimetría de su emplazamiento (ver Tabla S1 en Schulte *et al.*, 2010, donde se recogen estos datos), además de las áreas fuente del material alóctono que contienen. Por ejemplo, en las secciones del sureste de México (p.ej. Guayal, Bochil o Chilil), muy próximas al cráter de Chicxulub (situadas a < 500 km del cráter), la UCC se depositó sobre un ambiente batial superior. Estas UCCs se inician con una brecha de decenas de metros de potencia que grada hasta alcanzar un tamaño de grano de arena fina o limo, el cual está enriquecido en eyecta de impacto como cuarzo de choque, lapilli acrecionario y esférulas de impacto (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000). Su depósito se ha ligado principalmente al colapso del paleomargen occidental de la Plataforma del Yucatán y al transporte mediante flujos de gravedad inducidos por la actividad sísmica ocasionada por el impacto de Chicxulub (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000, 2009). En localidades situadas en áreas próximas pero más alejadas del cráter (entre 500 - 1000 km) y en ambientes batiales profundos (batial medio-inferior), como las que afloran en el Noroeste y Centro-Este de México (p.ej. El Tecolote, El Peñón, El Mulato, La Lajilla, El Mimbral, La Ceiba o Coxquihui), las UCCs comienzan con una subunidad basal rica en esférulas de impacto, a la que sigue una subunidad arenosa interpretada como depósitos bajo la influencia de olas tsunami (Smit *et al.*, 1996), flujos de gravedad (Soria *et al.*, 2001) y/o flujos de escombros (Arz *et al.*, 2001a,b).

En este trabajo presentamos los resultados biocronológicos del estudio de una UCC que aflora cerca de la localidad de Felipe Ángeles. Se trata de unos depósitos clásticos que incluyen una megabrecha con bloques de gran tamaño emplazada dentro de dos unidades margosas ricas en foraminíferos planctónicos. Mediante el estudio bioestratigráfico de estas asociaciones se pretende determinar la edad del depósito de esta UCC, que aflora en una extensa área entre las regiones próximas y muy próximas al cráter, en la que no se han reportado depósitos del límite K/Pg.

MATERIAL Y MÉTODOS

La sección de Felipe Ángeles está situada en el extremo Sureste del Estado de Veracruz, cerca de las fronteras con Chiapas y Tabasco, a unos 90 km al Sureste de la ciudad de Coatzacoalcos. Se ubica en las estribaciones de la Sierra de Chiapas en el borde suroccidental de la Cuenca Salina del Istmo. La UCC de Felipe Ángeles tiene un espesor local de 51,1 m y se depositó sobre margas batiales de la Formación Méndez, a unos 600 km del cráter de Chicxulub. El contacto de la UCC con el Cretácico Superior es marcadamente erosivo, y está cubierta por margas y margas calcáreas del Paleoceno de la Fm. Velasco.

Se tomaron un total de 47 muestras para abarcar toda la secuencia, incluyendo los 3 m finales de la Fm. Méndez, una representación de clastos de diferente naturaleza y de la matriz de la UCC, y los 2,5 m iniciales de la Fm. Velasco. La intensidad de muestreo varió en función de la unidad estratigráfica, llevando a cabo un muestreo de alta resolución en el tránsito entre la UCC y las primeras margas autóctonas de la Fm. Velasco (Fig. 1B). Para su estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos, las muestras más margosas fueron disgregadas utilizando la técnica estándar con H₂O₂ y las más calcáreas empleando ácido acético al 80% de volumen, siguiendo la técnica descrita en Arenillas *et al.* (2006). Posteriormente las muestras fueron lavadas con un tamiz de 63 µm de luz de malla y secadas en el horno. La preservación de los foraminíferos planctónicos es bastante pobre, pero suficiente para hacer determinaciones taxonómicas, bioestratigráficas y biocronológicas (Lámina 1).

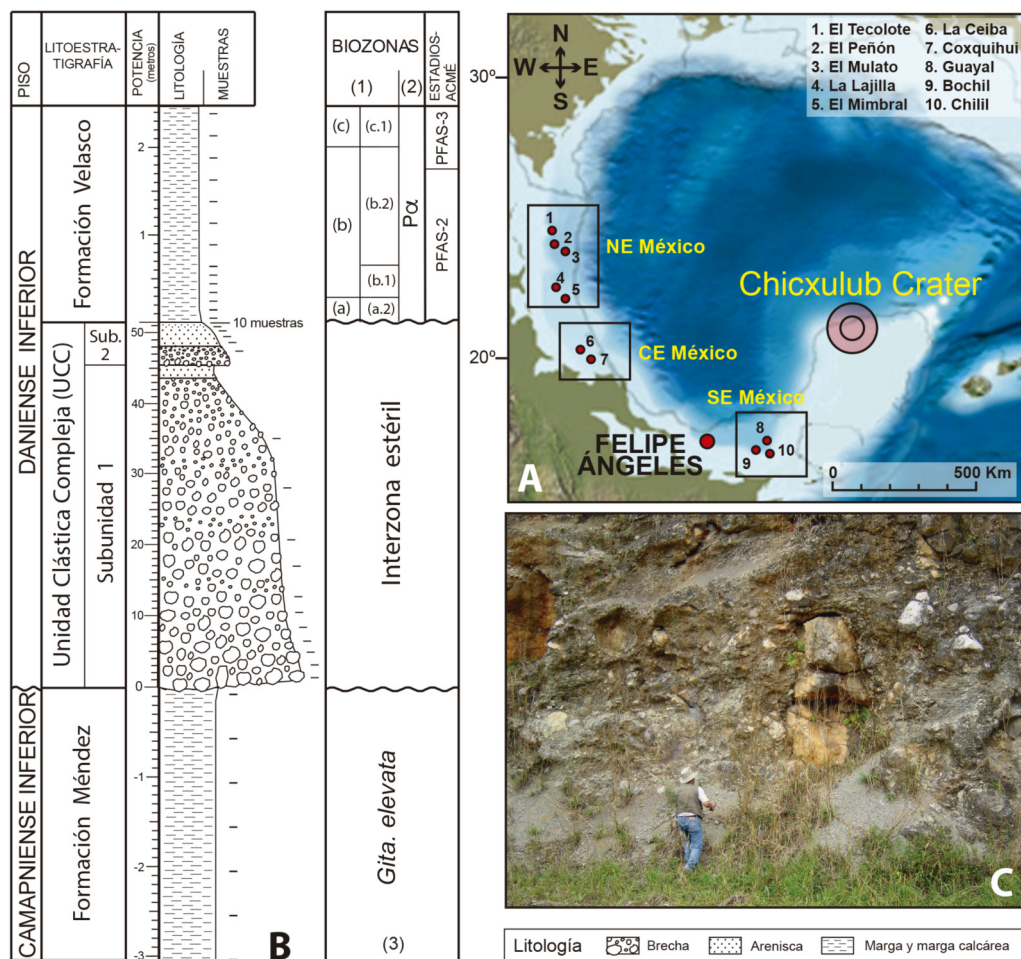


Figura 1. A. Localización paleogeográfica de la sección de Felipe Ángeles, y de las secciones más importantes con UCC del Noreste, Centro-Este y Suroeste de México. B. Litoestratigrafía y bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos. C. Imagen de la megabrecha de la subunidad 1 de la UCC, con bloques de calizas y margas de gran tamaño. (1) Biozonación de Arenillas et al. (2004); (2) Biozonación de Berggren y Pearson (2005) para el Daniense; (3) Biozonación de Caron (1985). Acrónimos usados: (a) Zona de *Guembelitra cretacea*; (a.2) Subzona de *Parvularugoglobigerina longiapertura*; (b) Zona de *Parvularugoglobigerina eugubina*; (b.1) Subzona de *Parvularugoglobigerina sabina*; (b.2) Subzona de *Eoglobigerina simplicissima*; (c) Zona de *Parasubbotina pseudobulloides*; (c.1) Subzona de *Eoglobigerina trivialis*.

Para el estudio bioestratigráfico y las interpretaciones biocronológicas, se ha utilizado la biozonación estándar de Caron (1985) para el Cretácico y la biozonación de alta resolución de Arenillas et al. (2004) para el Daniense, la cual incluye las Zonas de *Guembelitra cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina* y *Parasubbotina pseudobulloides* (Fig. 1B). Arenillas et al. (2004) dividieron estas biozonas en dos sub-biozonas cada una: la primera en Subzonas de *Hedbergella holmdelensis* y *Parvularugoglobigerina longiapertura*, la segunda en Subzonas de *Parvularugoglobigerina sabina* y *Eoglobigerina simplicissima*, y

la tercera en Subzonas de *Eoglobigerina trivialis* y *Subbotina triloculinoides*. La Subzona de *H. holmdensis* equivale a la Zona P0 de Berggren y Pearson (2005), mientras que el intervalo desde la Subzona de *Pv. longiapertura* hasta la Subzona de *E. trivialis* corresponde aproximadamente a la Zona Pa. Además, se ha tratado de identificar los siguientes acmé-estadios establecidos por Arenillas *et al.* (2006): PFAS-1 (apogeo de *Guembelitra* = "triseriados"), PFAS-2 (apogeo de *Parvularugoglobigerina* + *Paleoglobigerina* = "parvularugoglobigerininos") y PFAS-3 (apogeo de *Woodringina* + *Chiloguembelina* = "biseriados"), los cuales tienen un gran interés para la correlación bioestratigráfica. Para identificar los acmé-estadios

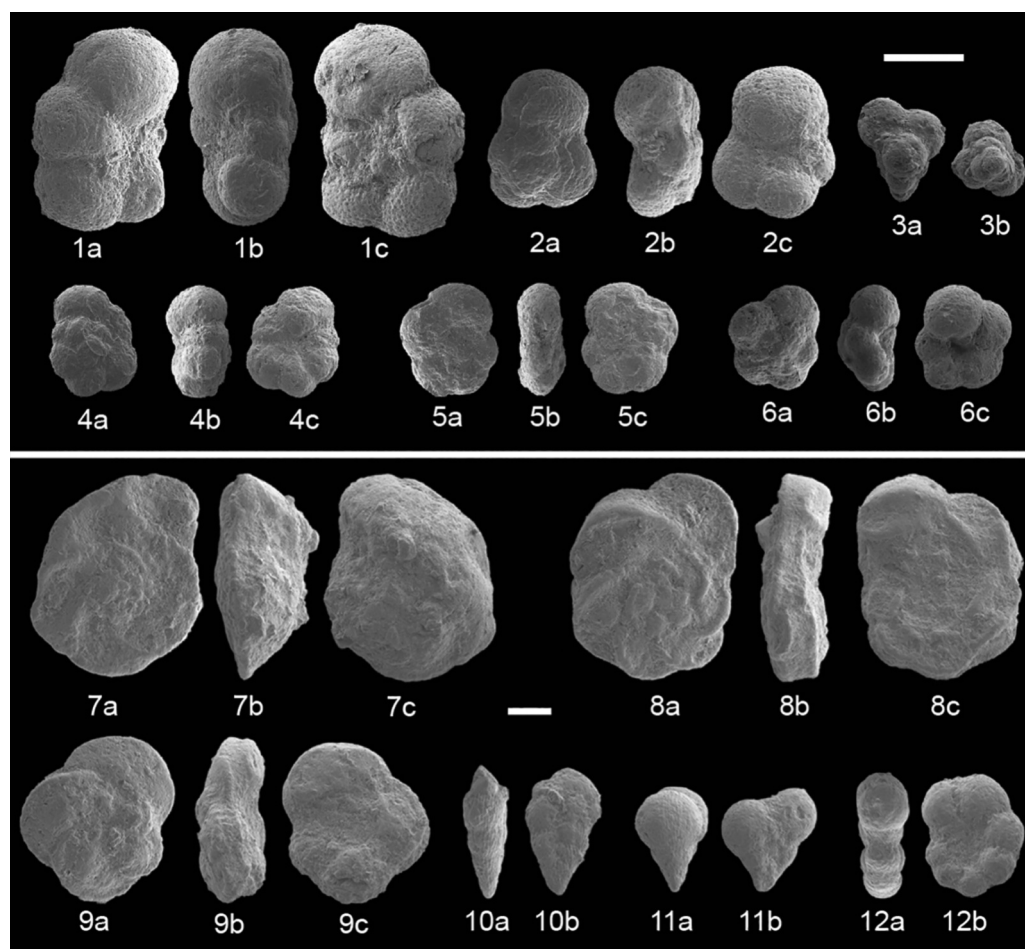


Lámina 1. Ejemplares de las especies-índice del Daniense (barras de escala = 100 micras): 1. *Parasubbotina pseudobulloides*, 240 cm sobre UCC; 2. *Eoglobigerina simplicissima*, 190 sobre UCC; 3. *Guembelitra cretacea*, 55 cm sobre UCC; 4. *Parvularugoglobigerina eugubina*, 175 cm sobre UCC; 5. *Parvularugoglobigerina longiapertura*, 65 cm sobre UCC; 6. *Parvularugoglobigerina sabina*, 190 sobre UCC. Ejemplares de especies relevantes del Campaniense inferior (barras de escala = 100 micras): 7. *Globotruncanella elevata*, 100 cm bajo UCC; 8. *Globotruncana linneiana*, 250 cm bajo UCC; 9. *Contusotruncana plummerae*, 250 cm bajo UCC; 10. *Pseudoguembelina costulata*, 250 cm bajo UCC; 11. *Heterohelix globulosa*, 250 cm bajo UCC; 12. *Globigerinelloides bentonensis*, 250 cm bajo UCC.

se realizó un estudio cuantitativo, basado en una fracción representativa de al menos 300 ejemplares por muestra, de las 14 muestras pertenecientes al Daniense autóctono de la Formación Velasco.

BIOCRONOLOGÍA CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Las margas que infrayacen a la UCC en Felipe Ángeles contienen asociaciones diversas de foraminíferos planctónicos pertenecientes a la Zona de *Globotruncanita elevata*, que caracteriza el Campaniense inferior (Caron, 1985). Además de la especie índice, son relativamente frecuentes otros globotruncánidos como *Marginotruncana marginata*, *Marginotruncana sinuosa*, *Globotruncana lineiana*, *Contusotruncana fornicata* y *Contusotruncana plummerae*, así como otros grupos que incluyen especies como *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella monmouthensis* o *Globigerinelloides bentonensis* (Lámina 1). La presencia de *Pseudoguembelina costulata* en todas las muestras indica que estos materiales pertenecen a la parte superior de la Zona de *Globotruncanita elevata*, con unas edades máxima y mínimas estimadas de 81,9 y 79,2 Ma (según calibración de Gradstein *et al.*, 2012, p. 1102). Desde el punto de vista bioestratigráfico, la UCC pertenece a una interzona estéril con ejemplares retrabajados. Debemos destacar que los clastos y bloques de margas y calizas de la UCC contienen asociaciones que, según la biozonación de Caron (1985), pertenecen a edades variables comprendidas entre el Campaniense superior (clastos con *Globotruncanita calcarata*) y el Maastrichtiense superior (clastos con *Abathomphalus mayaroensis*).

La primera asociación de foraminíferos planctónicos del Daniense identificada pertenece a la Subzona de *Pv. longiapertura*, correspondiendo a la parte inferior de la Zona Pa de Berggren y Pearson (2005) (Fig. 1B). Se han identificado en Felipe Ángeles también las Subzonas de *Pv. sabina*, *E. simplicissima* y *E. trivialis*, que corresponden a la parte media y superior de la Zona Pa. El intervalo daniense estudiado pertenece a los acmé-estadios PFAS-2 (apogeo de *Parvularugoglobigerina* + *Paleoglobigerina*) y PFAS-3 (apogeo de *Woodringina* + *Chiloguembelina*) de Arenillas *et al.* (2006). El límite PFAS-2/PFAS-3 se sitúa aproximadamente 2 metros por encima del contacto entre la UCC y las margas y margas calcáreas de la Fm. Velasco. No se ha identificado ni la Zona P0 ni el acmé-estadio PFAS-1 (apogeo de *Guembelitra*), sugiriendo un pequeño hiato en el Daniense más inferior de alrededor de 20 mil años según la escala biocronológica de Arenillas *et al.* (2004). Este hiato es similar al identificado justo sobre la UCC en las secciones del Noreste o Centro-Este de México, como La Lajilla, El Mimbral, El Mulato o La Ceiba (López-Oliva y Keller, 1996; Arz *et al.*, 2001a). No obstante, la identificación en Felipe Ángeles de la Zona Pa justo por encima de la UCC sugiere fuertemente, como en las secciones anteriormente citadas, que estos depósitos tienen exactamente una edad K/Pg. La UCC de Felipe Ángeles se correlaciona estratigráficamente con las UCCs de Bochil y Guayal en el Sureste de México, en las que Arenillas *et al.* (2006) identificaron la Biozona P0 en una delgada capa de arcilla oscura depositada justo sobre el nivel de eyecta del techo de la UCC en ambas secciones. Esta evidencia les permitió correlacionar cronoestratigráficamente las UCCs de ambas localidades con el nivel de eyecta del *Global Boundary Stratotype Section and Point* de la base del Daniense en El Kef (Túnez) descrito en Molina *et al.* (2006), y por tanto asignarles una edad K/Pg.

EMPLAZAMIENTO DE LA UNIDAD CLÁSTICA COMPLEJA

En la UCC de Felipe Ángeles se pueden diferenciar, al menos, dos grandes tramos groseramente

gradados: el primero con un espesor de 45,3 m (subunidad 1) y el segundo con un espesor de 5,8 m (subunidad 2). La subunidad 1 consiste en una secuencia de 43,6 m formada por una brecha carbonatada (en parte conglomerática), sobre la que se disponen 1,7 m de areniscas y limolitas. La brecha basal está constituida por clastos y bloques de calizas consolidadas de plataforma y margas no consolidadas arrastradas desde el talud superior, en tamaños variables desde 10 cm hasta bloques de 2,5 m (Fig. 1C). Dichos clastos contienen abundantes fragmentos de rudistas y gasterópodos. La matriz está formada por fragmentos de menor tamaño (0.2 a 2 cm) y granos de tamaño arena gruesa (1 a 2 mm), así como por material arcillo-margoso erosionado de la Fm. Méndez infrayacente. Hacia la parte superior de la Subunidad 1 se observan capas masivas de arenisca y limolita, compuesta por granos carbonatados y de cuarzo. Los estudios petrográficos indican que la mayoría de los clastos y bloques de calizas de la megabrecha son de origen somero, mostrando facies con macroforaminíferos, fragmentos de gasterópodos y rudistas. Las areniscas que coronan la subunidad 1 están compuestas por una mezcla de granos de cuarzo y de caliza. La subunidad 2 es una secuencia granodecreciente de menor espesor que consiste en microbrecha en la parte inferior (2,7 m) y arenisca y limolita en la parte superior (3,1 m), con clastos y granos de la misma composición que la subunidad anterior.

La tendencia granodecreciente general de la subunidad 1 y su estructura interna caótica, con grandes bloques de caliza consolidada mezclados con cantos de margas poco consolidadas que sugieren erosión del fondo marino debido a un flujo sedimentario denso, indican que fue depositada por procesos de flujo de escombros (*debris flows*). Los *debris flows* fueron impulsados por la energía debida al colapso del borde de la plataforma, de forma similar a lo propuesto en Bochil y Guayal (Grajales-Nishimura *et al.*, 2006). La subunidad 2, dado su menor volumen, se interpreta como el resultado de la acción de los tsunamis que impactaron contra las costas del Golfo de México horas después del impacto. Los tsunamis removieron de nuevo los sedimentos marinos previamente depositados y se acumularon directamente sobre la subunidad 1.

CONCLUSIONES

El estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos en la sección de Felipe Ángeles indica que los excepcionales depósitos clásticos (UCC) encontrados tienen una edad compatible con el límite K/Pg. El emplazamiento de esta unidad se produjo en un contexto de colapso sísmico del margen continental, con una unidad inferior de megabrechas depositada a través de flujos de escombros (*debris flows*) sísmicamente inducidos por el impacto de Chicxulub, y otra unidad superior menos potente cuyo depósito pudo estar más relacionado con la influencia de olas tsunami. Una vez demostrada su relación temporal con el impacto meteorítico de Chicxulub, mediante el estudio cualitativo y cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, el modelo de emplazamiento de esta UCC precisa de un estudio sedimentológico, petrológico y microfacial más detallado que permita identificar la presencia de eyecta de impacto en su interior.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2015-64422-P (MINECO/FEDER-UE), UNAM-DGAPA-PAPIIT-IV100516, y parcialmente por el Gobierno de Aragón (grupo consolidado E33_17R). Vicente Gilabert agradece el apoyo del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad por el contrato FPI (BES-2016-077800).

Referencias

- Arenillas, I., Arz, J.A. and Molina, E. 2004. A new high-resolution planktonic 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. and Rosales-Domínguez, C. 2006. Chicxulub impact event is Cretaceous/Paleogene boundary in age: new micropaleontological evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 241-257.
- Arz, J.A., Arenillas, I., Soria, A.R., Alegret, L., Grajales-Nishimura, J.M., Liesa, C., Méndez, A., Molina, E. and Rosales, M.C. 2001a. Micropaleontology and Sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (Mexico): impact-generated sediment gravity flows. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(5), 505-519.
- Arz, J.A., Alegret, L., Arenillas, I., Liesa, C., Molina, E. y Soria, A.R. 2001b. Extinción de foraminíferos del límite Cretácico/Terciario en Coxquihui (México) y su relación con las evidencias de impacto. *Revista Española de Micropaleontología*, 33(2), 221-236.
- Berggren, W.A. y P.N. Pearson. 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, 35, 279-298.
- Caron, M. 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen (eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, 17-86.
- Claeys, P., Kiessling, W. and Alvarez, W. 2002. Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geological Society of America Special Paper* 356, 55-68.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M. 2012. The Geological Time Scale, Vol. 2. Elsevier, 1-1144.
- Grajales-Nishimura, J.M., Cedillo-Pardo, E., Rosales-Domínguez, C., Morán-Zenteno, D.J., Alvarez, W., Claeys, P., Ruíz-Morales, J., García-Hernández, J., Padilla-Avila, P. and Sánchez-Ríos, A. 2000. Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. *Geology*, 28, 307-310.
- Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G., Rosales-Domínguez, M.C., Bermúdez-Santana, J.C., Velasco-Martínez, I.G., García-Hernández, J., Arz, J.A. and Arenillas, I. 2009. The Cretaceous-Paleogene boundary Chicxulub impact: Its effect on carbonate sedimentation on the western margin of the Yucatan Platform and nearby areas. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 90, 315-335.
- López-Oliva, J.G. and Keller, G. 1996. Age and stratigraphy of near-K/T boundary siliciclastic deposits in Northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin Special Paper* 307, 227-242.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Hardenbol, J., von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N. and 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 (4), 263-273.
- Richards, M.A., Alvarez, W., Self, S., Karlstrom, L., Renne, P.R., Manga, M., Sprain, C.J., Smit, J., Vanderkluysen, L. and Gibson, S.A. 2015. Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub impact. *GSA Bulletin* 127, 1507-1520.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza,

- G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T. and Willumsen, P.S. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 327, 1214-1218.
- Schoene, B., Samperton, K.M., Eddy, M.P., Keller, G., Adatte, T., Bowring, S.A., Khadri, S.F.R. and Gertsch, B. 2015. U-Pb geochronology of the Deccan Traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. *Science* 347, 182-184.
- Smit J., Roep T.B., Alvarez W., Montanari A., Claeys P., Grajales-Nishimura J.M. and Bermúdez J. 1996. Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact? *Geological Society of America Special Paper*, 307, 151-182.
- Soria A. R., Liesa C.L., Mata P., Arz J.A., Alegret L., Arenillas I. and 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.

SHORT-LIVED LARGER FORAMINIFER-MELOBESIAN CARBONATES IN CENTRAL AMERICA AND THE CARIBBEAN - BIOTIC RESPONSE TO LOCAL ENDOGENIC VS. GLOBAL PALEOCLIMATIC PROCESSES

C. Baumgartner-Mora¹, P.O. Baumgartner¹ and Goran Andjic^{1,2}

¹Institute of Earth Sciences, University of Lausanne (ISTE, UNIL) - Géopolis, Ch-1015 Lausanne, Switzerland

²School of Earth and Environmental Sciences, University of Queensland, Steele Building, St Lucia, 4072, Australia

Late Cretaceous – Cenozoic carbonate-producing paleo-environments in the oceanic areas of the Caribbean Plate were short-lived (1-10 Ma), particularly in arc-related settings along intra-oceanic subduction zones, areas largely floored by a CLIP-type (Caribbean Large Igneous Province) thickened oceanic crust. These oceanic basements reached the photic zone due to tectonic uplift or volcanic activity. Subaerial volcanic edifices were affected by tropical weathering, producing high discharge of clays, volcanic ash and dissolved nutrients, creating unfavorable conditions for the growth of chlorozoan carbonates.

Punctuated (short-lived, small-scaled) chlorozoan carbonate paleo-environments are characterized by rapid appearance/disappearance of stable conditions for rock-forming LBF (Larger Benthic Foraminifera) and rhodophycean algae, rudists in the Upper Cretaceous and corals in the Oligocene-Miocene. These banks are fundamentally different from long-lived, large carbonate shelves set along passive margins, such as the Bahamas Platform or the Nicaraguan Rise.

Here, we evaluate the biotic response of these carbonate systems to local endogenic processes vs. global, eustatic sealevel and paleoclimatic change, based on some examples, going from the oldest in N-Costa Rica to the youngest in E-Panama.

Middle Campanian rudist reefs and LBF-bioclastic limestones encroached on the accreted and uplifted Nicoya plateau complex and Santa Elena intra-oceanic arc, while other areas of S-Central America accumulated pelagic limestones. Subsequent subsidence and perhaps a fast and short-lived eustatic sea-level rise caused return to deep water sedimentation in the late Campanian.

The Selandian-Thantetian Barra Honda Limestone of the N-Costa Rica forearc area rests unconformably on Upper Cretaceous-Danian deep water formations that were tectonically uplifted and partly eroded. The relatively low and then rising late Paleocene eustatic sealevel may have favored a thick LBF-bearing, mostly micritic carbonate formation. The sudden demise of this platform is brought about by a combination of tectonic subsidence, eustatic sealevel rise, and eutrophication due to renewed arc activity and intense weathering during the Early Eocene Thermal Optimum.

Lower Eocene shallow carbonates are dominated by rhodophycean algae and mollusks. With rare exceptions in deeper water facies, LBF are absent in S-Central America and the S-Caribbean, probably owing to very warm surface waters and eutrophication.

Middle-Upper Eocene LBF-rhodophycean carbonates are very common throughout the Caribbean Plate. Often they rest with an angular unconformity on older, deep water formations. Regional tectonic

uplift has been invoked together with cooling climatic conditions. Short term eustatic changes may have triggered appearance/disappearance of carbonate banks.

Late Oligocene banks are rich in LBF and sometimes host coral reefs. Again, tectonic uplift can be invoked for the onset of carbonate banks, whereas short term glacio-eustatic sealevel rises may have fostered keep-up growth of buildups.

In conclusion, Paleo-climatic and eustatic sea-level variations come second in their influence on the development of punctuated chorozoan carbonates of the tectonically active Caribbean Plate.

LA INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA EN LOS CAMBIOS DE ABUNDANCIA DE LOS NANOFÓSILES CALCÁREOS DEL PLIENSBACHIENSE DE E RODILES (ASTURIAS)

A. Fraguas, M.J. Comas-Rengifo, J.J. Gómez y A. Goy

Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Avenida José Antonio Novais, 12, 28040, Madrid.
arfragua@geo.ucm.es, mjcomas@geo.ucm.es, jgomez@geo.ucm.es, angoy@geo.ucm.es

Palabras clave: Nanofósiles calcáreos, Jurásico, Asturias, Paleoecología, Cambios climáticos.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años, los estudios sobre la paleoecología de los nanofósiles se han centrado en materiales pertenecientes al Toarciense inferior, caracterizado por un calentamiento global y anoxia en algunas cuencas del Centro y Norte de Europa (Mattioli *et al.*, 2008; Fraguas *et al.*, 2012; Casellato *et al.*, 2015; Clémence *et al.*, 2015). Sin embargo, los trabajos sobre la paleoecología de los nanofósiles del Pliensbachiense son escasos, destacando el de Reggiani *et al.* (2010) en la Cuenca Lusitánica.

Recientemente, Gómez *et al.* (2016) describieron una serie de cambios paleoclimáticos registrados en Asturias durante el Pliensbachiense, que pudieron afectar al nanoplancton. El objetivo principal de este trabajo es arrojar luz sobre esta hipótesis, realizando un análisis cuantitativo sobre los nanofósiles calcáreos del Pliensbachiense de la sección de Este (E) Rodiles, que durante el intervalo temporal estudiado estaba situada en la zona de conexión entre el Dominio Boreal y el Tethys.

MATERIAL Y MÉTODOS

La sección de E Rodiles (Fig. 1) aflora en los acantilados situados al NE de la localidad de Villaviciosa, en el lado E de la Punta de Rodiles (Asturias).

Esta sección presenta un espesor total de aproximadamente 131 m, y comprende materiales del intervalo Sinemuriense superior (Zona Obtusum, Subzona Obtusum) - Pliensbachiense superior (Zona Spinatum, Subzona Hawskerense) (Gómez *et al.*, 2016; Fraguas *et al.*, 2018).

La sección, continua y expandida, muestra una alternancia de calizas bioclásticas, margocalizas y margas. El espesor de las margas aumenta progresivamente hacia la parte superior de la sección, mientras que los niveles de calizas van siendo más finos y bioclásticos en la Zona Spinatum. Se seleccionaron 52 de las 129 muestras previamente analizadas por Fraguas *et al.* (2018), teniendo en cuenta la preservación y la abundancia relativa de los nanofósiles calcáreos, especialmente baja en el Sinemuriense, con el fin de realizar los análisis cuantitativos sobre el nanoplancton. Teniendo en cuenta la escala de ammonites propuesta por Gómez *et al.* (2016), las muestras estudiadas quedan distribuidas de esta

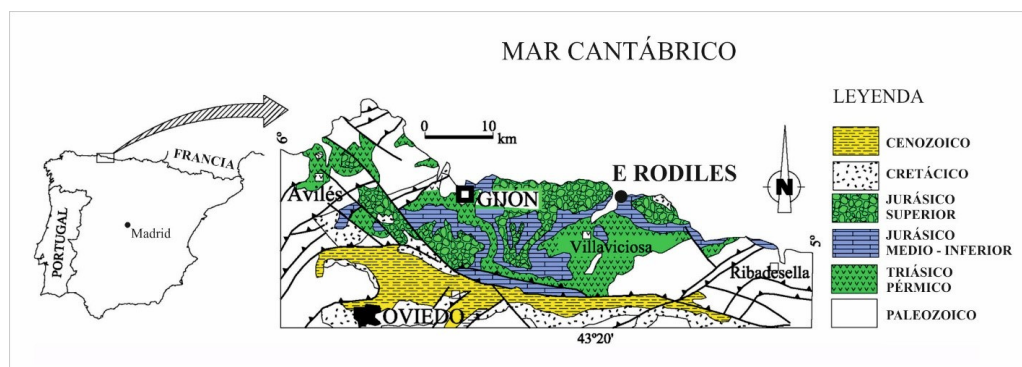


Figura 1. Esquema geológico de la zona oriental de Asturias con la localización de la sección de E Rodiles.

manera: 1 pertenece a la Zona Raricostatum, 17 a la Zona Jamesoni, 8 a la Zona Ibex, 2 a la Zona Davoei, 17 a la Zona Margaritatus y 7 a la Zona Spinatum.

Se prepararon las láminas (*slides*) correspondientes siguiendo la técnica descrita por Geisen *et al.* (1999) y en cada una de ellas se identificaron y contaron un total de 300 nanofósiles calcáreos utilizando un microscopio óptico Leica DMLP (1250x aumentos). Posteriormente, se calculó el porcentaje de cada una de las especies, de forma que el porcentaje de las especies de cocolitos fue estimado con respecto al número total de cocolitos, y el porcentaje del nanolito *Schizosphaerella punctulata* fue calculado respecto al contenido total en nanofósiles. Las especies pertenecientes a los géneros *Parhabdolithus* y *Similiscutum* se agruparon en *Parhabdolithus* spp. y *Similiscutum* spp. y todas las especies de género *Crepidolithus* excepto *Crepidolithus crassus* se incluyeron en el grupo *Crepidolithus*. Los datos obtenidos se han comparado con los datos geoquímicos publicados por Gómez *et al.* (2016) sobre la misma sección.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos de los análisis cuantitativos revelan que los taxones *S. punctulata*, *Parhabdolithus liasicus distinctus*, *Parhabdolithus liasicus liasicus*, *Crepidolithus cavus*, *C. crassus*, *Calciavascularis jansae*, *Tubirhabdus patulus*, *Mitrolithus elegans*, *Crepidolithus crucifer*, *Similiscutum cruciulus*, *Similiscutum avitum* y *Lotharingius hauffii* constituyen más del 80% de las asociaciones.

Como se observa en la Fig. 2, *S. punctulata*, *Parhabdolithus* spp. y *C. crassus*, dominan la asociación de la Zona Raricostatum, lo mismo que en la Zona Jamesoni, subzonas Taylori y Brevispina. Sin embargo, en la Subzona Jamesoni disminuye ligeramente la abundancia de *S. punctulata* y *Parhabdolithus* spp., aumentando la proporción del género *Crepidolithus*. En la Zona Ibex se observa una disminución en las abundancias relativas de *S. punctulata* y *Parhabdolithus* spp., coincidiendo con un aumento en la proporción de los géneros *Crepidolithus*, *Similiscutum* y las especies *M. elegans*. *S. punctulata*, *C. crassus* y el grupo *Crepidolithus* dominan las asociaciones de la Zona Davoei, en la que los géneros *Parhabdolithus* y *Similiscutum*, y la especie *M. elegans* son menos abundantes. La abundancia relativa de *Similiscutum* spp. disminuye de manera notable durante la Zona Margaritatus. Por último, las abundancias relativas de *C. crassus* y el grupo *Crepidolithus* disminuyen progresivamente a lo largo de la Zona Spinatum, en la que dominan *C. jansae*, *T. patulus* y *L. hauffii*.

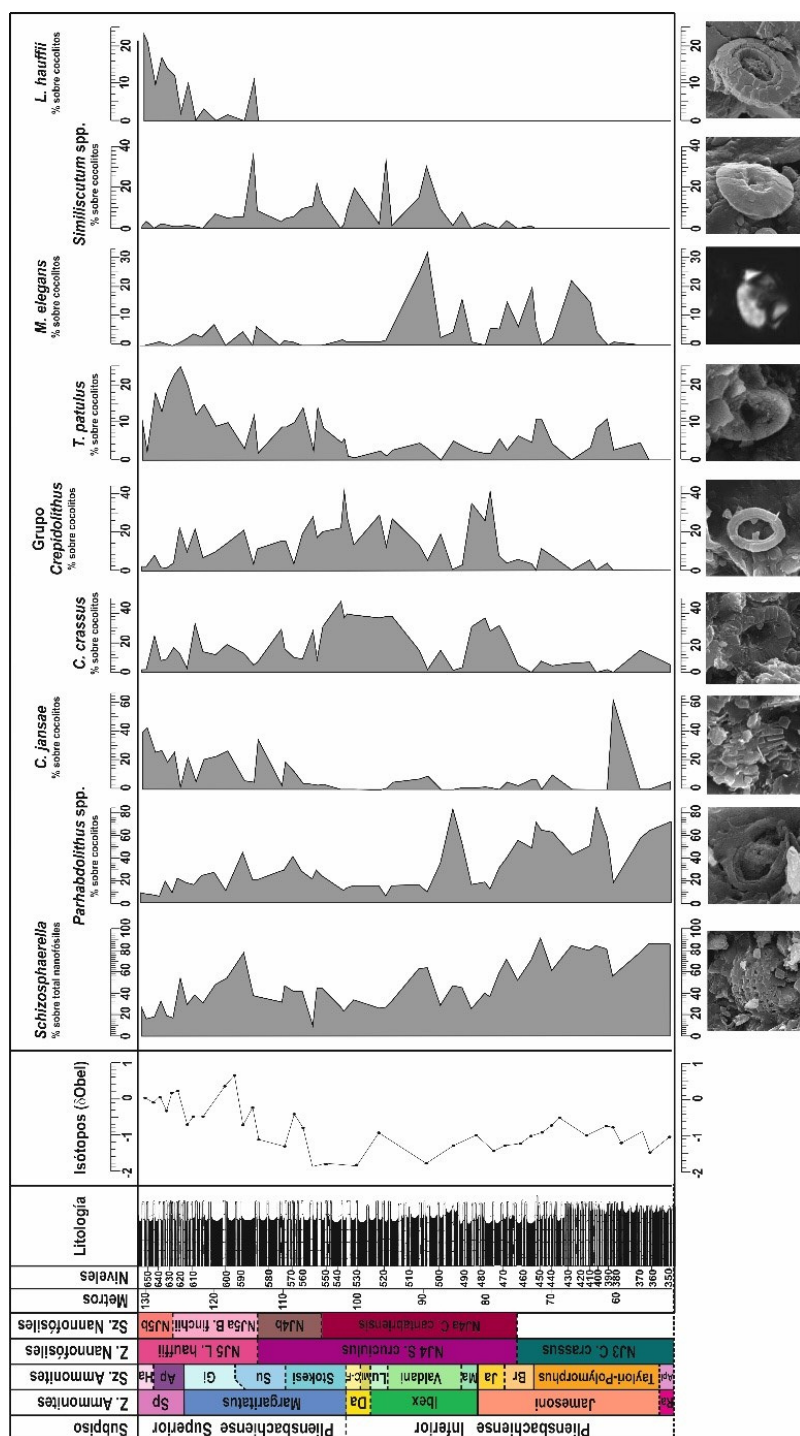


Figura 2. Abundancias relativas (%) de los géneros y especies más abundantes en la sección de E Rodiles representadas junto a la columna estratigráfica, las zonas y subzonas de nanofósiles calibradas respecto a las zonas y subzonas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bgl}}$.

DISCUSIÓN

El estudio publicado por Gómez *et al.* (2016) muestra una correspondencia entre las variaciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{bel}}$) más marcadas y los cambios climáticos más relevantes ocurridos durante del Pliensbachense en la sección de E Rodiles, algunos de los cuales han sido también descritos en otras cuencas. En términos de paleotemperaturas, se han descrito cuatro intervalos muy diferenciados. El primero corresponde al calentamiento registrado en las aguas del mar (Sinemuriense terminal - Pliensbachense basal), que llega a superar los 20° C. Casi todo el Pliensbachense inferior (Zona Jamesoni *p.p.*) muestra una temperatura "normal", muy cercana a la media de todo el intervalo temporal estudiado, de aproximadamente 16° C. Un nuevo periodo de calentamiento se registró alrededor del límite Pliensbachense inferior/Pliensbachense superior (zonas Ibex, Davoei y niveles inferiores de la Zona Margaritatus), con una temperatura media ligeramente superior a 18° C. Por último, el Pliensbachense superior (Zona Margaritatus *p.p.* y Zona Spinatum), se caracterizó por un enfriamiento significativo, con una temperatura media inferior a 13° C, que duraría hasta el Toarciense inferior. Con respecto a las variaciones del nivel del mar, Gómez *et al.* (2016) describieron un máximo transgresivo en la Zona Davoei y un pico regresivo en la Zona Margaritatus.

La elevada abundancia de *S. punctulata* y *Parhabdolithus* spp. por encima del límite Sinemuriense/Pliensbachense (Fig. 2) hace pensar que estos taxones tendrían afinidades por aguas templadas e incluso frías. Estos resultados coinciden con la hipótesis propuesta por Fraguas *et al.* (2012). El género *Crepidolithus* es uno de los principales constituyentes de las asociaciones de nanofósiles durante las subzonas Brevispina y Jamesoni de la Zona Jamesoni. La elevada abundancia relativa de *C. crassus* y el grupo *Crepidolithus* (Fig. 2), en esta zona y muchas de las muestras estudiadas pertenecientes a las zonas Ibex, Davoei y la parte inferior de la Zona Margaritatus, superando el 50%, hace pensar que podría tratarse de un género oportunista, como propusieron Walsworth-Bell *et al.* (2000) y Fraguas *et al.* (2012).

En la Zona Ibex (Fig. 2), las asociaciones están constituidas fundamentalmente por *Similiscutum* spp. y *M. elegans*. Mattioli *et al.* (2008) y Reggiani *et al.* (2010) sugirieron que el género *Similiscutum* proliferaba bajo condiciones meso-eutróficas, con altos aportes de nutrientes desde el continente. Recientemente, Clémence *et al.* (2015) propusieron afinidades paleoecológicas similares para *M. elegans* en el Toarciense de la Cuenca de París. De acuerdo con estas observaciones se podría deducir que, durante la Zona Ibex, las condiciones eran predominantemente de eutrofia, con elevados aportes de nutrientes y temperaturas relativamente altas.

En la Zona Davoei (Fig. 2), las especies de *Crepidolithus* son nuevamente las más abundantes en las asociaciones. Reggiani *et al.* (2010) sugirieron condiciones de oligotrofia durante la Zona Davoei, basándose en las elevadas abundancias de *S. punctulata*, taxón que proliferaba en aguas someras y *C. crassus*, especie con preferencias por las aguas más profundas, y así explicaron la estratificación de las aguas y el desarrollo de una nutriclina profunda. La drástica disminución en la abundancia de *Similiscutum* spp. y *M. elegans* en la Zona Davoei, permitiría inferir condiciones de relativa oligotrofia en este intervalo.

En la Zona Margaritatus (Fig. 2), se produjo un cambio en las asociaciones con el aumento en las abundancias relativas de *S. punctulata*, *T. patulus* y *C. jansae*. Este incremento podría estar relacionado con cambios en los parámetros paleoceanográficos, y especialmente con la temperatura que experimentó una disminución significativa en este intervalo, pasando de los 18° C a menos de 13° C de media, coincidiendo además con un pico regresivo. Los tres taxones mencionados han sido descritos por Fra-

guas *et al.* (2012) como afines a las aguas relativamente frías. Más recientemente, Clémence *et al.* (2015) realizaron una interpretación similar para el taxón *C. jansae*.

Durante la Zona Spinatum (Fig. 2) continuaron las bajas temperaturas y las elevadas abundancias de las especies *C. jansae*, *T. patulus* y *L. hauffii*. Tal y como ocurría con el género *Crepidolithus*, Fraguas *et al.* (2012) consideraron a *Lotharingius* como un género oportunista, siendo capaz de adaptarse a condiciones paleoecológicas muy diferentes.

CONCLUSIONES

El análisis cuantitativo realizado sobre los nanofósiles calcáreos de 52 muestras del Pliensbachiense de la sección de E Rodiles (Asturias), ha permitido analizar su respuesta a las variaciones paleoambientales registradas durante dicho intervalo, así como inferir las afinidades paleoecológicas de las especies más abundantes. La elevada abundancia de las especies del género *Crepidolithus*, durante las zonas Jamesoni y Davoei, permite interpretarlas como oportunistas. Considerando la alta abundancia de *Similiscutum* spp. y *M. elegans*, se han inferido condiciones meso-eutróficas durante la Zona Ibex, con aportes de nutrientes desde el continente y mezcla vertical de las aguas, en un intervalo templado. Las elevadas abundancias de *C. jansae* y *T. patulus*, durante las zonas Margaritatus y Spinatum, parecen confirmar sus preferencias por las bajas temperaturas, al igual que ocurre con *S. punctulata* que es especialmente abundante en los niveles inferiores de la Zona Jamesoni y en la Zona Margaritatus, ambas caracterizadas por bajas temperaturas.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto CGL2015-66604-R del Ministerio de Economía y Competitividad y el Grupo de investigación UCM: Procesos Bióticos Mesozoicos (PBM).

Referencias

- Casellato, C.E. and Erba, E. 2015. Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the Toarcian Oceanic Anoxic Event at Colle di Sogno section (Southern Alps, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105, 343-376.
- Clémence, M.-E., Gardin, S. and Bartolini, A. 2015. New insights in the pattern and timing of the Early Jurassic calcareous nannofossil crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 427, 100–108.
- Fraguas, A., Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J. and Goy, A. 2012. The calcareous nannofossil crisis in Northern Spain (Asturias province) linked to the Early Toarcian warming- driven mass extinction. *Marine Micropaleontology*, 94-95, 58-71.
- Fraguas, A., Comas-Rengifo, M.J., Goy, A. and Gómez, J.J. 2018. Upper Sinemurian–Pliensbachian calcareous nannofossil biostratigraphy of the E Rodiles section (Asturias, N Spain): a reference section for the connection between the Boreal and Tethyan Realms. *Newsletters on Stratigraphy*, 51 (2), 227-244.

- Geisen, M., Bollman, J., Herrle, J.O., Mutterlose, J. and Young, J.R. 1999. Calibration of the random settling technique for calculation of absolute abundances of calcareous nannoplankton. *Micropaleontology*, 45, 437-442.
- Gómez, J.J., Comas-Rengifo, M.J. and Goy, A. 2016. Palaeoclimatic oscillations in the Pliensbachian (Lower Jurassic) of the Asturian Basin (Northern Spain). *Climate of the Past Discussion*, 11, 4039-4076.
- Mattioli, E., Pittet, B., Suan, G. and Mailliot, S. 2008. Calcareous nannoplankton changes across the Early Toarcian oceanic anoxic event in the western Tethys. *Paleoceanography*, 23, PA3208.
- Reggiani, L., Mattioli, E., Pittet, B., Duarte, L.V., Veiga de Oliveira, L.C. and Comas-Rengifo, M.J. 2010. Pliensbachian (Early Jurassic) calcareous nannofossils from the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal): A clue for palaeoenvironmental reconstructions. *Marine Micropaleontology*, 75, 1-16.
- Walsworth-Bell, B., Bown, P.R. and Weedon, G.P. 2000. Calcareous nannofossil cyclostratigraphy of the belemnite marls (Pliensbachian, UK). *Journal of Nannoplankton Research*, 22 (2), 150-151.

APLICACIÓN DEL MODELO TROX A LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS DEL AALENIENSE-BAJOCIENSE (JURÁSICO MEDIO) EN LA SECCIÓN DE TALVEILA, SORIA (CORDILLERA IBÉRICA, ESPAÑA)

L. Hernández¹, M.L. Canales², M.H. Henriques¹ y J. Peña²

¹Centro de Geociências y Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciência e Tecnologia, Universidade de Coimbra,
Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal.
laura_52_7@hotmail.com; hhenriq@dct.uc.pt

²Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense
de Madrid, c/ José Antonio Novais, 12, 28040 Madrid, España.
mcanales@geo.ucm.es; jorgepvilanova@gmail.com

Palabras clave: Foraminíferos Bentónicos, Aalenense-Bajocense, Cordillera Ibérica, Paleoecología, Modelo TROX.

INTRODUCCIÓN

Por su estrecha relación con el medio y su escasa capacidad de desplazamiento, los foraminíferos bentónicos son una interesante herramienta para realizar estudios paleoecológicos basados en este grupo de microfósiles. En las últimas décadas se han aplicado diferentes metodologías que permiten inferir condiciones paleoambientales, muchas de ellas basadas en análisis cualitativos y cuantitativos, como el cálculo de la abundancia relativa, la aplicación de diferentes índices matemáticos para establecer la abundancia (índice alfa de Fisher, índice de Margalef), la diversidad y dominancia (índice de Simpson, índice de Berger-Parker, índice de Shannon-Wiener) o la equitabilidad (equitabilidad de Pielou). Desde la década de los 90, la caracterización de morfogrupos y la aplicación del modelo TROX a las asociaciones de foraminíferos bentónicos ha permitido inferir otros parámetros ambientales, tales como la cantidad de oxígeno y nutrientes disponibles en el medio, factores condicionantes para el desarrollo y la composición de las asociaciones de este grupo de microfósiles. En este trabajo se han aplicado, por primera vez, estas últimas metodologías a las asociaciones de foraminíferos registradas en los materiales del Aalenense inferior-Bajocense inferior de la sección de Talveila (Soria), situada en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica.

CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La sección de Talveila se localiza en la provincia de Soria, a 0,5 km de la localidad que le da nombre. Desde un punto de vista geológico, está situada en el NO de la Cordillera Ibérica, concretamente en el sector suroccidental de la Sierra de la Demanda (Fig. 1).

Los materiales del intervalo estratigráfico estudiado (Aalenense inferior, Biozona Opalinum, Sub-

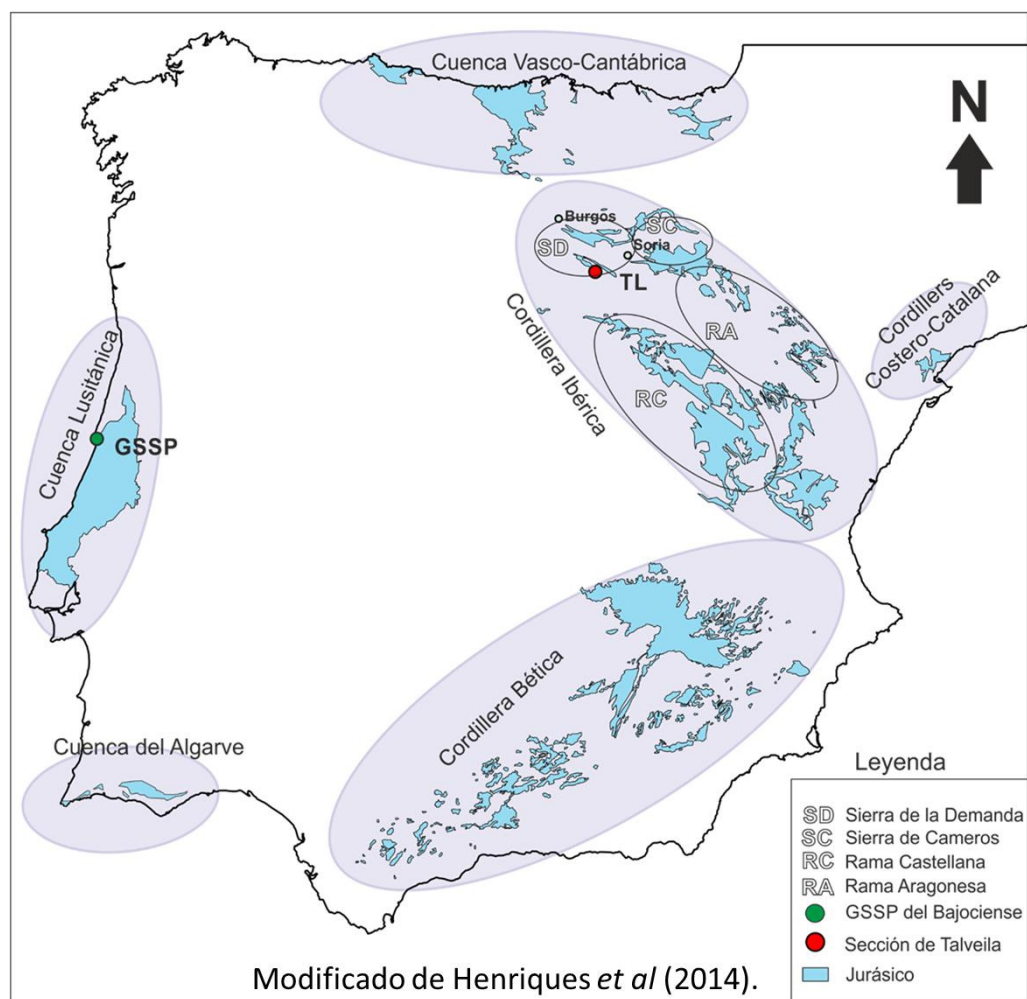


Figura 1. Afloramientos del Jurásico en las cuencas mesozoicas de la Península Ibérica y situación de la localidad de Talveila en el sector suroccidental de la Sierra de la Demanda (N de España).

zona Comptum-Bajociense inferior, Biozona *Laeviuscula*) corresponden, desde un punto de vista lito-estratigráfico, al Grupo Chelva y, dentro de él, a la Formación Casinos, que representa el final de un ciclo transgresivo, y a la base de la Formación el Pedregal (Gómez y Fernández-López, 2004a), que representa el inicio de un ciclo regresivo (Gómez y Fernández-López, 2004b).

Estos materiales presentan en Talveila un espesor de 6,63 m. Los trabajos previos realizados por Ureta (1985), Ureta y Goy (1986) y García-Frank (2007) permitieron establecer una escala zonal de referencia basada en ammonoideos, que ha sido la base para realizar estudios posteriores donde se analizaron, desde diferentes puntos de vista, las asociaciones de foraminíferos bentónicos registradas en estos materiales (Hernández, 2015; Hernández *et al.*, 2016, 2017, 2018).

MATERIAL Y MÉTODOS

El análisis realizado en este trabajo se ha llevado a cabo en 13 asociaciones de foraminíferos, obtenidas de niveles margosos. La metodología seguida en el tratamiento de las muestras y los criterios seguidos en la clasificación de los foraminíferos recuperados están descritos de forma detallada en Hernández (2015). El material estudiado se encuentra depositado en el Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

El establecimiento de grupos basados en la morfología de las conchas (morfogrupos) se realizó siguiendo la propuesta de Reolid et al. (2008), quienes diferencian 5 morfogrupos de foraminíferos aglutinados y 6 morfogrupos de foraminíferos de concha calcárea. A cada uno de ellos se le atribuye un modo de vida (epifaunal, infaunal somero o infaunal profundo) y un determinado tipo de estrategia alimenticia. Posteriormente, se aplicó el modelo TROX, propuesto por Jorissen et al. (1995), que permite determinar las condiciones tróficas y la concentración de oxígeno en función del modo de vida predominante en las asociaciones de foraminíferos bentónicos (Fig. 2).

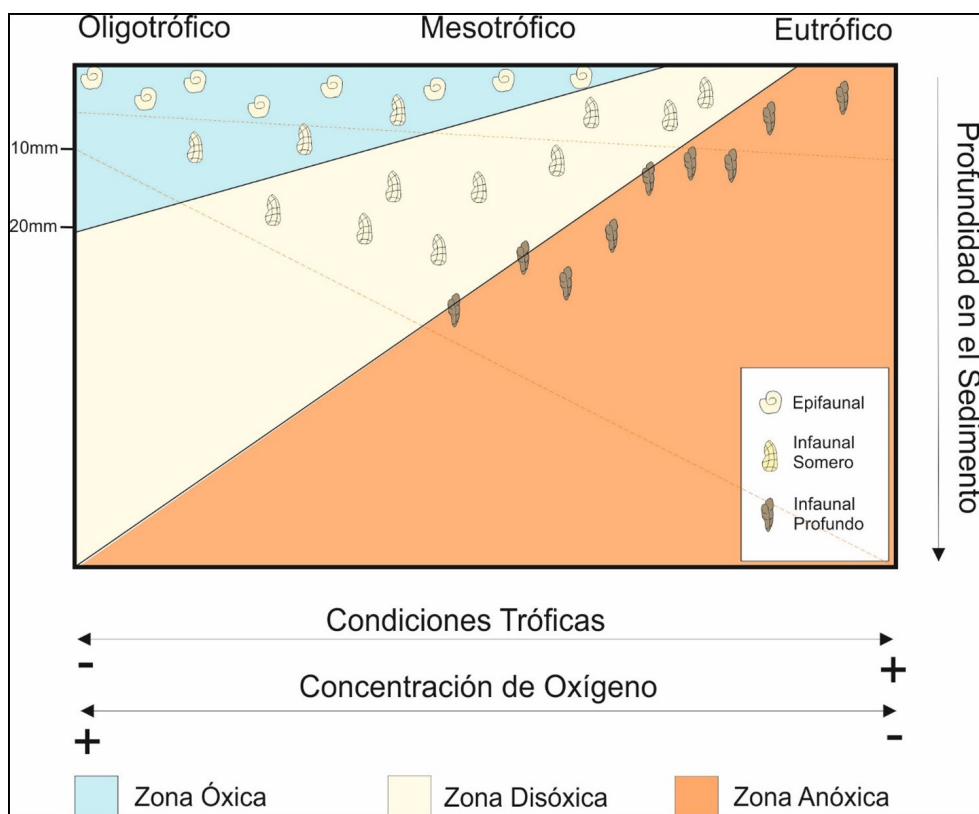


Figura 2. Distribución de los foraminíferos bentónicos en función de la cantidad de oxígeno y de alimento disponible, propuesta en el modelo TROX (modificado de Van de Zwaan *et al.*, 1999).

En el análisis realizado en este trabajo se han eliminado las formas generalistas, concretamente los representantes del género *Lenticulina*, por tratarse de formas capaces de desarrollar diferentes modos de vida y adaptarse a hábitats muy diferentes (Tyzska, 1994; Canales *et al.*, 2014).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las asociaciones de foraminíferos analizadas en este trabajo son muy abundantes y diversas, estando constituidas por un total de 5110 ejemplares, correspondientes, desde un punto de vista taxonómico, a 6 subórdenes (Textulariina, Spirillinina, Miliolina, Lagenina, Robertinina y Rotaliina), 10 superfamilias, 16 familias, 30 géneros y 74 especies, todos ellos característicos de las plataformas carbonatadas del hemisferio norte. Su estudio detallado, desde un punto de vista taxonómico, bioestratigráfico y paleoecológico, fue realizado por Hernández (2015) y Hernández *et al.* (2016, 2018).

Así, en los estudios paleoecológicos realizados en los trabajos previamente citados, a través del análisis cualitativo de las asociaciones registradas, el cálculo de las abundancias relativas a diferentes niveles taxonómicos y el cálculo de diversos índices de abundancia, diversidad y dominancia (Fig. 3), puso de manifiesto que, en general, dichas asociaciones se desarrollaron en un medio marino proximal, somero, de aguas cálidas, en condiciones de salinidad normal y buena oxigenación (Hernández *et al.*, 2016). No obstante, las variaciones observadas en los datos obtenidos permitieron distinguir varios episodios en los que las condiciones en las que se desarrollaron las asociaciones registradas cambiaron a lo largo de todo el intervalo estratigráfico estudiado.

En el primer episodio, correspondiente al intervalo estratigráfico Aalenense inferior (Biozona Opa-linum, Subzona Comptum)-Aalenense medio (parte media de la Biozona Murchisonae), las condiciones ambientales fueron apropiadas para el desarrollo de asociaciones relativamente abundantes y diversas, pero inestables, de manera que los valores más elevados de abundancia y diversidad coinciden con los intervalos en los que la sedimentación margosa predominaba sobre la calcárea. Coincidiendo con esta situación, se observa un incremento de los foraminíferos de naturaleza aglutinada, que llegan a alcanzar una abundancia relativa del 21% (Hernández, 2015; Hernández *et al.*, 2016), la mayoría de los cuales presentan un modo de vida epifaunal. Sin embargo, entre las formas calcáreas son más abundantes las especies con un modo de vida infaunal somero. Se registran porcentajes bastante equilibrados de foraminíferos epifaunales e infaunales someros, lo que indicaría unas condiciones mesotróficas, con suficiente cantidad de nutrientes y oxígeno como para permitir el desarrollo de faunas mixtas (Alegret, 2004). El mayor incremento de las formas epifaunales se produce en la parte media de la Subzona Comptum (Aalenense inferior), coincidiendo con un potente nivel margoso, lo que podría reflejar puntualmente condiciones oligotróficas, con suficiente oxígeno, pero con un cierto déficit de nutrientes.

En el segundo episodio, que se extiende desde la parte media de la Biozona Murchisonae hasta el límite Aalenense-Bajociense, los valores obtenidos con los índices de abundancia y diversidad ponen de manifiesto que las condiciones ambientales que se desarrollaron fueron estables y bastante favorables para el desarrollo de asociaciones abundantes y diversas. Al igual que en el episodio anterior, se observa un claro predominio de formas con concha calcárea con modos de vida tanto infaunales someros como epifaunales cuando la sedimentación es predominantemente calcárea y, en la parte superior de este intervalo, cuando aumenta la componente margosa, se registra un aumento de las formas aglutinadas con un modo de vida mayoritariamente epifaunal. A lo largo de este intervalo, se observa un incremento gradual de las formas de vida epifaunales respecto a las infaunales someras, lo que reflejaría unas condiciones iniciales mesotróficas que tenderían a una cierta oligotrofia hacia la parte superior.

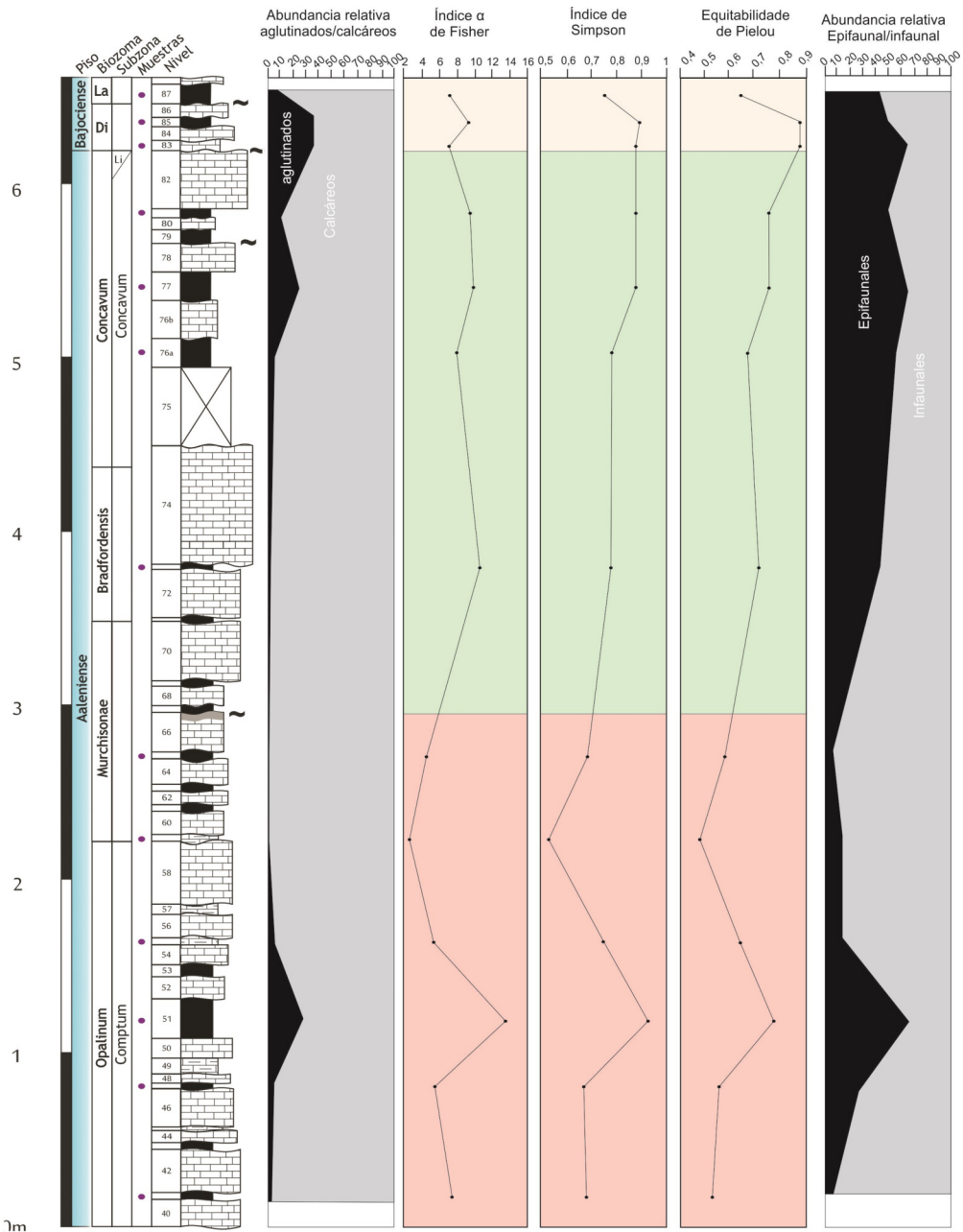


Figura 3. Representación gráfica de los materiales del intervalo estratigráfico Aalenense inferior (Biozona Opalinum-Subzona Comptum)-Bajociense inferior (Biozona Laeviuscula) en la sección de Talveila, con la posición de las muestras recogidas (círculos morados). De izquierda a derecha se han representado: la abundancia relativa de foraminíferos de concha aglutinada respecto a los de concha calcárea, los valores obtenidos para el índice alfa de Fisher, el índice de Simpson y la equitabilidad de Pielou, así como la abundancia relativa de las formas epifaunales respecto a las infaunales, en todas las asociaciones analizadas en este trabajo.

En el tercer episodio, correspondiente al Bajociense inferior, las asociaciones de foraminíferos se desarrollaron en condiciones ambientales menos favorables. Se produce un aumento notable de las formas aglutinadas, que llegan a alcanzar abundancias relativas de hasta el 45% (Hernández, 2015; Hernández *et al.*, 2016). En este sentido, Sen Gupta (2002) indica que las asociaciones de foraminíferos aglutinados se desarrollan en medios de elevada salinidad y un importante aporte de detríticos, necesarios para que construyan sus conchas. En este episodio también se registra un notable aumento de foraminíferos adherentes, correspondientes a los morfogrupos B (aglutinados) y F (calcáreos) establecidos por Reolid *et al.* (2008), ambos epifaunales sésiles. Barnard (1950) interpreta que estos foraminíferos son indicativos de condiciones ambientales someras y con elevada energía, condiciones necesarias para explicar la presencia de abundantes oolitos ferruginosos en estos niveles. El porcentaje de foraminíferos con un modo de vida epifaunal disminuye ligeramente respecto a los infaunales someros, tanto de naturaleza aglutinada como calcárea. No obstante, estas asociaciones se habrían desarrollado en condiciones mesotróficas, teniendo en cuenta que los porcentajes de ambos modos de vida son bastante equilibrados.

En relación al tipo de alimentación, la mayoría de los foraminíferos de naturaleza aglutinada son suspensívoros y, en menor porcentaje, herbívoros. El mayor porcentaje de formas aglutinadas suspensívoras se registra, precisamente, en los niveles margosos más potentes. Entre los foraminíferos de concha calcárea predominan los omnívoros, siendo los herbívoros menos abundantes. La presencia de foraminíferos herbívoros corrobora que las asociaciones se desarrollaron en zonas poco profundas, dentro de la zona fótica.

Cabe destacar que, a lo largo de todo el intervalo estratigráfico estudiado, las formas infaunales profundas están prácticamente ausentes, lo que permitiría descartar condiciones eutróficas, ya que en ellas se produce un aumento en la cantidad de nutrientes contenidos en los sedimentos, permitiendo la proliferación de foraminíferos con este modo de vida.

CONCLUSIONES

La asignación de morfogrupos y sus respectivos modos de vida y hábitos alimenticios a las asociaciones de foraminíferos registradas en los materiales del Aalenense inferior-Bajociense inferior de la sección de Talveila (Cordillera Ibérica), así como la posterior aplicación del modelo TROX, ha permitido profundizar en la caracterización de las condiciones ambientales en las que se desarrollaron dichas asociaciones, siendo generalmente mesotróficas, con suficiente cantidad de oxígeno como para permitir el desarrollo de formas tanto epifaunales como infaunales someras. Las formas aglutinadas con modo de vida epibentónico aumentan su abundancia en momentos en los que la sedimentación es margosa, mientras que los foraminíferos con concha calcárea y modos de vida infaunales someros o epifaunales son más abundantes cuando la sedimentación es predominantemente calcárea. Se produce un aumento significativo de formas bentónicas sésiles (foraminíferos adherentes), tanto calcáreas como aglutinadas cuando las condiciones ambientales son mesotróficas, poco profundas y con una elevada energía. En cuanto a los hábitos alimenticios, entre las formas aglutinadas predominan los herbívoros, mientras que entre las formas calcáreas predominan los omnívoros. La ausencia casi total de formas infaunales profundas permite descartar el desarrollo de condiciones eutróficas, con déficit de nutrientes y oxígeno, a lo largo de todo el intervalo estratigráfico estudiado.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2015-66604-R (Ministerio de Ciencia e Innovación, España), por el Grupo de Investigación UCM 910431 (Universidad Complutense, Madrid, España) y con apoyo de los Fondos FEDER a través del Programa COMPETE y de la Fundação para a Ciência e a Tecnologia en el ámbito del ProyectoUID/Multi00073/2013 (Portugal).

Referencias

- Alegret, L. 2004. Paleoeología y reconstrucción paleoambiental con microfósiles. In E. Molina (ed.), *Micropaleontología*, Pressas Universitarias de Zaragoza, 523-552.
- Barnard, T. 1950. *The uses of foraminifera in Lower Jurassic stratigraphy*. Reports of the 18th Session of the International Geological Congress, 1-34.
- Canales, M.L., García-Baqueró, G., Henriques, M.H. and Figueiredo, V.L. 2014. Palaeoecological distribution pattern of Early-Middle Jurassic benthic foraminifera in the Lusitanian Basin (Portugal) based on multivariate analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 410, 14-26.
- García-Frank, A. 2007. *Evolución biosedimentaria y secuencial del Jurásico Medio inferior en la Cuenca Ibérica (Sector NO)*. 529 pp. Tesis Doctoral: Universidad Complutense de Madrid, Servicio de Publicaciones, disponible online en <http://www.ucm.es/BUCM/tesis/geo/ucmt%2029198.pdf>.
- Gómez, J.J. and Fernández López, S. 2004a. Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 35, 94-97.
- Gómez, J.J. and Fernández-López, S. 2004b. Jurásico Medio. In J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, 500-503.
- Hernández, L. 2015. *Foraminíferos da passagem Aaleniano-Bajociano no setor setentrional da Cordilheira Ibérica. O perfil de Talveila*. MSc Thesis, Faculdade de Ciência e Tecnologia, Universidade de Coimbra, Portugal, 1-113.
- Hernández, L., Canales, M.L. and Henriques, M.H. 2016. Análisis de la abundancia y diversidad de los representantes del Suborden Textulariina y foraminíferos adherentes del límite Aalenense-Bajociense en la sección de Talveila (Cordillera Ibérica, España). In G. Meléndez, A. Núñez and M. Tomás (eds.), XXXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, *Cuadernos del Museo Geominero*, 20, 67-73.
- Hernández, L., Canales, M.L. and Henriques, M.H. 2018. Response of benthic foraminiferal assemblages to contrasting environments during the Aalenian–Bajocian in the Iberia: a case study from the Talveila section (Iberian Range) and Murtinheira section (Lusitanian Basin). *Journal of Iberian Geology*. DOI: 10.1007/s41513-018-0067-1.
- Hernández, L., Peña, J. and Canales, M.L. 2017. Modelo TROX aplicado a las asociaciones de foraminíferos del intervalo Aalenense p.p.-Bajociense inferior (Jurásico Medio) en la sección de Talveila (Cordillera Ibérica, España). *Libro de Abstracts del XV Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología/XV Encontro de Jovens Investigadores em Paleontologia*, 209-214.
- Jorissen, F.J., De Stigter, H.C. and Widmark, J.G.V. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal habitats. *Marine Micropaleontology*, 26, 3-15.
- Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F.J., Nagy, J. and Olóriz, F. 2008. Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, Southern Spain): characterization of biofacies and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261, 280-299.

- Sen Gupta, B.K. 2002. Foraminifera in marginal marine environments. In K. Barun and B.K. Sen Gupta (eds.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 141-160.
- Tyszka, J. 1994. Paleoenvironmental implications from ichnological and microfaunal analyses of Bajocian Spotty Carbonates, PieninyKlippen Belt, Polish Carpathians. *Palaos*, 9, 175-187.
- Ureta, S. 1985. *Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonitina) del Aalenense en el Sector noroccidental de la Cordillera Ibérica*. PhD, Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 452 pp.
- Ureta, S. & Goy, A. 1986. El Aalenense en el Área de Talveila (Soria) Bioestratigrafía y Evolución Sedimentaria. *Estudios Geológicos*, 42, 331-339.
- Van der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T. and Kouwenhoven, T.J. 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth Sciences Reviews*, 16, 213-236.

BAJOCIAN-BATHONIAN CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY AT THE AUXILIARY STRATOTYPE SECTION AND POINT (ASSP) IN CABO MONDEGO (PORTUGAL)

G.-E. López-Otálvaro¹ and M.H. Henriques²

¹Geosciences Centre, University of Coimbra (Polo II), Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal.
gatsbyemperatriz@usal.es, ORCID: 0000-0001-6808-8123

²Geosciences Centre and Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences and Technology, University of Coimbra (Polo II),
Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal.
hhenriq@dct.uc.pt, ORCID: 0000-0001-7943-3148

Keywords: Biostratigraphy, chronostratigraphy, calcareous nannofossils, ammonites, Bathonian ASSP, Lusitanian Basin.

INTRODUCTION

Outcrops of Cabo Mondego are an important geological time reference for the Middle Jurassic (Henriques *et al.*, 1998; Henriques, 2004; Brilha *et al.*, 2005; Henriques and Ramalho, 2005; Rocha *et al.*, 2014) with a heritage value being recently protected as a natural monument (Henriques, 2008). The studies dealing with the ratification of the Cabo Mondego section as the Bathonian ASSP were based on bed-by-bed sampling of ammonite succession providing one of the most powerful biostratigraphic resolution recorded in the Iberian Plate (Fernández-López *et al.*, 2006a,b, 2009a,b). Because of the biostratigraphical value of calcareous nannofossils, their major and secondary events for the Bajocian/Bathonian have finely been added recently (López-Otálvaro and Henriques, 2018) to this chronostratigraphic scheme and are summarized in this work. The goals of this study are to afford a meticulous nannofossil zonation scale, and to calibrate that biozonation to the ammonite biozonation scheme.

GEOLOGICAL SETTING

Cabo Mondego section (also known as Murtinheira), 200 km north of Lisbon, is located in the Lusitanian Basin, on the western Atlantic coast of Portugal (Fig. 1). It is the largest Jurassic outcrop of Europe that testifies the geological history of the Earth over Middle Jurassic embracing the Auxiliary Stratotype Section and Point – ASSP – for the base of the Bathonian Stage (Fernández-López *et al.*, 2006a,b). The Bajocian/Bathonian succession from the Cabo Mondego outcrops consists of a hemipelagic alternation of marlstones and muddy limestone rhythmites of the informally known Brenha facies, officially known as Cabo Mondego Formation in the Lusitanian Basin (Azeredo *et al.*, 2003; Fernández-López *et al.*, 2006a).

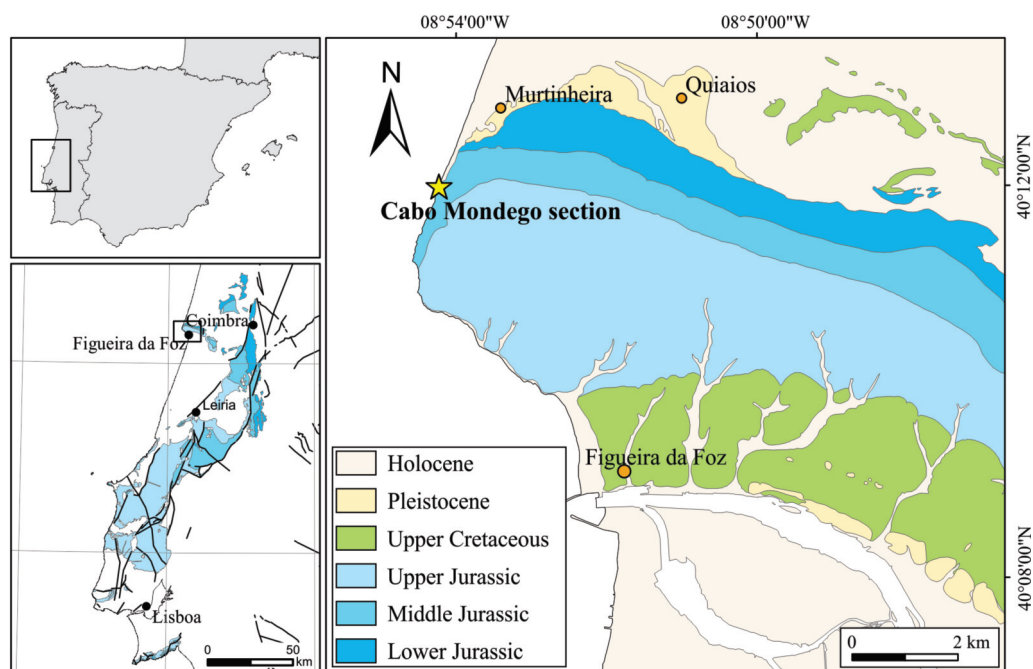


Figure 1. Geographical and geological situation of the Bathonian ASSP in Cabo Mondego region. Yellow star: Bathonian ASSP in Section 02 (López-Otálvaro and Henriques, 2018).

Three expanded outcrops allow a high-resolution paleontological study of Bajocian/Bathonian boundary of Cabo Mondego: The Classical Section or Section 90 located 200 m WNW of the light house; Section 02 located 500 m SW of the light house; and finally, Section 04 located 700 m N of the light house (Fernández-López *et al.*, 2006a). This study is focused upon Section 02 in which the ammonite chronostratigraphic scheme has been examined exhaustively by Fernández-López *et al.* (2006a,b, 2009a,b) and an easy access is guaranteed. Section 02 comprises the uppermost Bajocian including Bomfordi Subzone of the Parkinsoni Zone, and the lowermost Bathonian encompassing the Parvum subzone (Diniensis, Mondegoensis, and Protozizagoceras horizons) and Macrescens Subzone of the Zigzag Zone (Fernández-López *et al.*, 2006a,b, 2009a,b).

MATERIAL AND METHODS

Nannofossil assemblages from twenty-seven samples were examined in 16.3 m long record at uneven spacing. Slides were prepared following the sediment solution decantation of Flores and Sierró (1997). At least 300 nannofossil specimens were counted in each sample in a variable number of fields of view in marlstones and a muddy limestone (Fig.2). Preservation features were determined following the ranking proposed by Roth and Thierstein (1972) and López-Otálvaro *et al.* (2012, 2018). Preservation, taxonomical aspects and specimens' counts were performed in a Leica DM750P polarizing microscope (transmitted light and crossed nichols) and a Leica ICC50 digital camera using a 1000X magnification.

Image capture was possible with the Leica Application Suite LAS EZ software, Version 3.1.0. Samples were processed and studied at the Laboratory of Sedimentary Geology and Fossil Record (Department of Earth Sciences of the University of Coimbra, Portugal), where slides are stored.

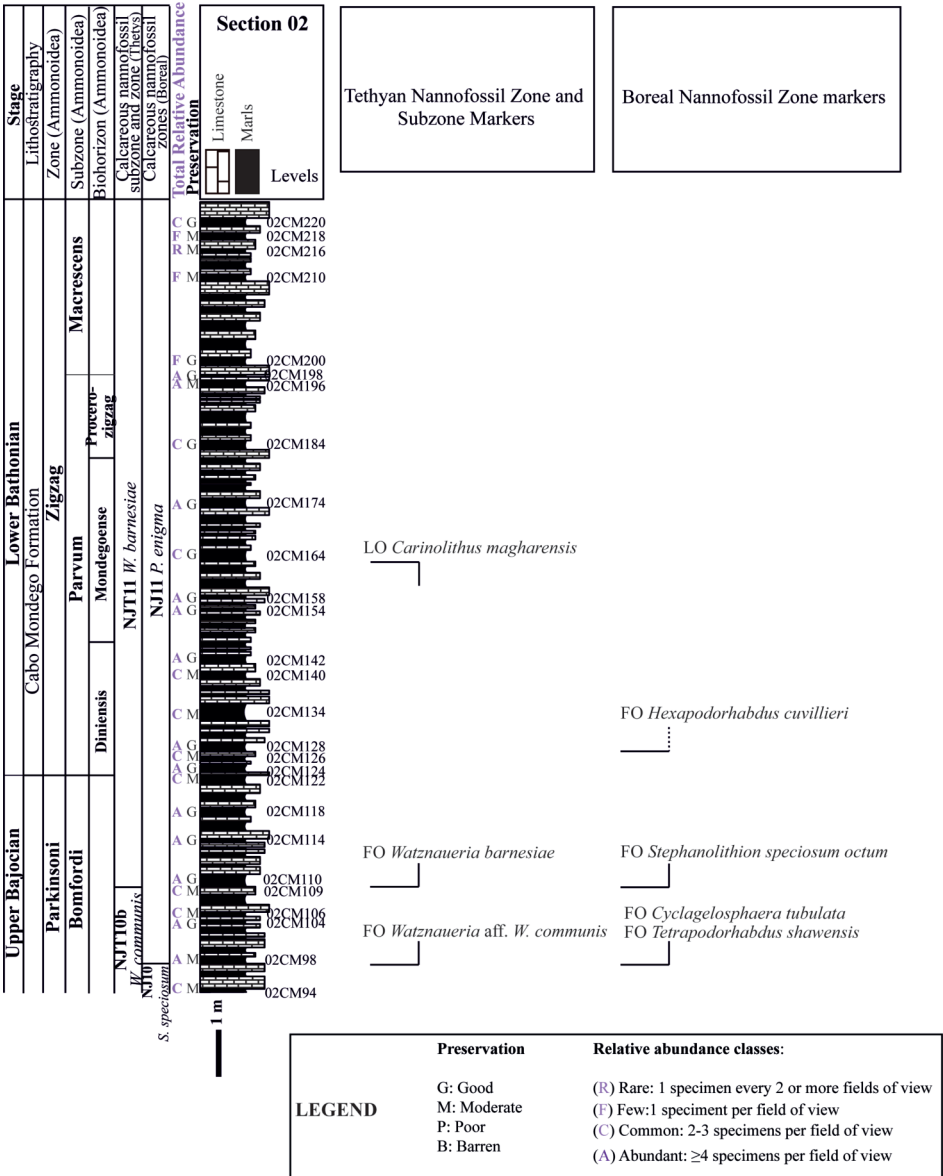


Figure 2. Nannofossil events identified in the Bathonian ASSP at Cabo Mondego Section following the nannofossil biozonation scheme proposed by Mattioli and Erba (1999) for the Tethys realm and by Bown *et al.* (1988) and Bown and Cooper (1998) for the Boreal realm. Limestone sample corresponds to level 02CM109 (López-Otálvaro and Henriques, 2018).

RESULTS AND DISCUSSION

Coccolith preservation in the samples analyzed varies from moderate to good, in all cases dissolution did not prevent taxonomical identification and support diversified assemblages. Two standard calcareous nannofossil Zones of the Tethyan realm (NJT 10b, NJT 11; Mattioli and Erba, 1999) and two of the Boreal realm (NJ10 and NJ11; Bown *et al.*, 1988; Bown and Cooper, 1998) are reported (Fig. 2). Conventional calcareous nannofossil bioevents recognized for the Tethys realm were also identified at the Bathonian ASSP, i.e., the First Occurrence (FO) of *Watznaueria* aff. *W. communis* in the Upper Bajocian (nannofossil Zone NJT 10b, Parkinsoni Chronozone, Bomfordi Subchronozone), the FO of *Watznaueria barnesiae* in the Upper Bajocian, at the base of NJT 11, in the Parkinsoni Chronozone, Bomfordi Subchronozone), and the Last Occurrence (LO) of *Carinolithus magharensis* in the Lower Bathonian, within the NJT 11, in the Zigzag Chronozone, Parvum Subchronozone, Mondegoense Horizon. As a result of the absence of *Pseudoconus enigma*, second-order bioevents used for the Boreal realm were recognized in this study, i.e., *Cyclagelosphaera tubulata* and *Tetrapodorhabdus shawensis* at the base of Zone NJ 11 (Parkinsoni Zone, Bomfordi Subzone), and the FO of *Stephanolithion speciosum octum* and *Hexapodorhabdus cuvillieri* were also recognized above the base and within the Zone NJ11 (Parkinsoni Chronozone, Bomfordi Subchronozone for the former, and Zigzag Chronozone, Parvum Subchronozone, Diniensis Horizon, for the last species) (Fig. 2). Based upon a comparison with previous studies, these biohorizons are traceable events showing a high degree of diachrony between low (Tethys), mid (Sub-Mediterranean) and high (Boreal) latitudes, usually appearing earlier at Boreal Province, then at Sub-Mediterranean Province and finally at Tethys Province. The presence, although scattered, of Boreal species in the Cabo Mondego Section is indicative of a paleogeographical and paleoenvironmental control (sea surface temperature and nutrient availability) in the Submediterranean Province during the Bajocian/Bathonian boundary.

CONCLUSIONS

Calcareous nannofossil biostratigraphy was calibrated to ammonite zonation scheme to Zone, Sub-zone and Horizon level. The calibration of major and secondary nannofossil events to ammonite biostratigraphy at the Bathonian ASSP facilitates correlation with Boreal and Tethys realms allowing the recognition of Boreal NJ10 and NJ11 zones and Tethys NJT 10b Subzone and NJT 11 Zone. Diachrony of those events across different oceanic provinces at high, mid and low latitudes allows to state that these species firstly appeared in the Boreal Province and then they were spread into Sub-Mediterranean Province and finally into Tethys setting.

Acknowledgements

We are thankful to Jorge Carvalho who helped us with the Figures. This work was supported by FEDER funds through the Competitiveness Factors Operational Programme - COMPETE and national funds by the Fundação para a Ciência e a Tecnologia in the frame of the UID/Multi00073/2013 project.

References

Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Henriques, M.H., Manuppella, G., 2003. *Da dinâmica continental no Triásico*

- aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cadernos de Geologia de Portugal, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 1–43.
- Bown, P.R., Cooper, M.K.E., 1998. Jurassic. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous nannofossils biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society publication series. Kluwer Academic Publishers, Cambridge, pp. 34–85.
- Bown, P.R., Cooper, M.K.E., Lord, A.R. 1988. A calcareous Nannofossil Biozonation scheme for the early to mid-Mesozoic. *Newsletters on Stratigraphy*, 20(2), 91–114.
- Brilha, J., Andrade, C., Azerêdo, A., Barriga, F.J.A.S., Cachão, M., Couto, H., Cunha, P.P., Crispim, J.A., Dantas, P., Duarte, L.V., Freitas, M.C., Granja, H.M., Henriques, M.H., Henriques, P., Lopes, L., Madeira, J., Matos, J.M.X., Noronha, F., Pais, J., Piçarra, J., Ramalho, M.M., Relvas, J.M.R.S., Ribeiro, A., Santos, A., Santo, V.F., Terrinha, P. 2005. Definition of the Portuguese frameworks with international relevance as an input for the European geological heritage characterisation. *Episodes*, 28(3), 177–186.
- Fernández-López, S.R., Henriques, M.H., Mangold, C. 2006a. Ammonite succession at the Bajocian/Bathonian boundary in the Cabo Mondego region (Portugal). *Lethaia*, 39, 253–264.
- Fernández-López S.R., Henriques, M.H., Mangold Ch. 2006b. Ammonite horizons at the basal Bathonian zone (Parvum Subzone) in Cabo Mondego, Portugal. *Volumina Jurassica*, 4, 161.
- Fernández-López, S.R., Pavia, G., Erba, E., Guiomar, M., Henriques, M.H., Lanza, R., Mangold, C., Olivero, D., Tiraboschi, D. 2009a. Formal proposal for the Bathonian GSSP (Middle Jurassic) in the Ravin du Bès Section (Bas-Auran, SE France). *Swiss Journal of Geosciences*, 102, 271–295.
- Fernández-López, S.R., Pavia, J., Erba, E., Guiomar, M., Henriques, M.H., Lanza, R., Mangold, C., Morton, N., Olivero, D., Tiraboschi, D. 2009b. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Bathonian Stage (Middle Jurassic), Ravin du Bès Section, SE France. *Episodes*, 32(4), 222–248.
- Flores, J.A., Sierro, F.J. 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, 43(3), 321–324.
- Henriques, M.H. 2004. Jurassic heritage of Portugal—state of the art and open problems. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110(1), 389–392.
- Henriques, M.H. 2008. Cabo Mondego, Monumento Natural. *Geonovas*, 21, 3–4.
- Henriques, M.H., Ramalho, M.M. 2005. Jurassic heritage of Cabo Mondego (Central Portugal), in Henriques, M. H., and others (eds.). *Jurassic Heritage and Geoconservation in Portugal. Selected Sites: IV International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, Field Trip Guide Book*, Geosciences Centre, University of Coimbra, pp. 37–43.
- Henriques, M.H., Pena dos Reis, R., Duarte, L.V.F.P. 1998. Locais com interesse geológico da orla costeira portuguesa entre o Cabo Mondego e a Nazaré. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84, G6–G9.
- López-Otálvaro, G.-E., Henriques, M.H. 2018. High-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy from the Bathonian ASSP of the Cabo Mondego Section (Lusitanian Basin, Portugal). *Newsletters on Stratigraphy*, in press. doi.org/10.1127/nos/2018/0452
- López-Otálvaro, G.-E., Suchéras-Marx, B., Giraud, F., Mattioli, E., Lécuyer, C. 2012. *Discorhabdus* as a key coccolith genus for paleoenvironmental reconstructions (Middle Jurassic, Lusitanian Basin): Biometry and taxonomic status. *Marine Micropaleontology*, 94–95, 45–57.
- Mattioli, E., Erba, E. 1999. Synthesis of calcareous nannofossils events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105(3), 343–376.
- Rocha, J., Brilha, J., Henriques, M.H. 2014. Assessment of the geological heritage of Cape Mondego Natural Monument (Central Portugal). *Proceedings of the Geologists' Association*, 125(1), 107–113.

Roth, P.H., Thierstein, H.R. 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: Hayes, D.E., Pimm, A.C., *et al.* (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, 14, pp. 421–486.

TOARCIAN/AALENIAN BIOSTRATIGRAPHY FROM CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND AMMONITES ON THE SÃO GIÃO SECTION, LUSITANIAN BASIN (PORTUGAL)

G.-E. López-Otálvaro¹, A.C. Cortesão² and M.H. Henriques³

¹Geosciences Centre, University of Coimbra (Polo II), Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal.
gatsbyemperatriz@usal.es ORCID: 0000-0001-6808-8123

²Geosciences Centre, University of Coimbra (Polo II), Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal.
andreccortesao@hotmail.com

³Geosciences Centre and Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences and Technology, University of Coimbra (Polo II),
Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra, Portugal.
hhenriq@dct.uc.pt ORCID: 0000-0001-7943-3148

Keywords: Biostratigraphy, chronostratigraphy, calcareous nannofossils, ammonites, São Gião Section, Lusitanian Basin.

INTRODUCTION

Coccolithophores are unicellular and planktonic algae, susceptible to produce carbonate plates (namely coccoliths) and classified within the Haptophyta Division (Flores and Sierro, 2013). They are important components of the open ocean microplankton dwelling the euphotic zone. Their fossil record (calcareous nannofossils) constitutes one of the key microfossil groups that provides detailed biostratigraphic scales since the Late Triassic (Bown *et al.*, 2004; Erba, 2006). This group experienced important radiation events through Early and Middle Jurassic which is characterized by common and consistent calcareous nannofossil taxa revealing affinities with Boreal, Tethyan and Sub-Mediterranean realms and having been correlated to ammonite chronostratigraphy (Bown *et al.*, 1988; Bown and Cooper, 1998; Mattioli and Erba, 1999; López-Otálvaro and Henriques, 2018). Lower/Middle Jurassic boundary is represented in many sites of the Lusitanian Basin. The boundary interval, Toarcian/Aalenian, is best exposed in the outcrop of São Gião since it embraces a continuous and expanded succession. The biostratigraphic units based upon a detailed analysis of the ammonite faunas for this interval were established by Henriques (1992) and accurately calibrated to the foraminiferal-based biozonation (Henriques and Canales, 2013). In order to contribute to the understanding of an integrated chronostratigraphic framework of the Toarcian/Aalenian of the Lusitanian Basin, the aims of this study are to establish a detailed calcareous nannofossil biostratigraphy and to provide a calibration of nannofossil zones to the ammonite zonation of São Gião.

GEOLOGICAL SETTING

São Gião section is located in the northern Lusitanian Basin (Sub-Mediterranean Province), near

the town of Coimbra, in a Meso-Cenozoic basin located in the Western Iberian Margin (Fig. 1) which is part of a set of basins produced by the opening of the Atlantic Ocean (Azerêdo *et al.*, 2003). São Gião section is a 45 m-thick monotonous alternation of hemipelagic marls and marly limestones (Póvoa da Lomba Formation, Barbosa *et al.*, 1988; Azerêdo *et al.*, 2003) ranging from the Upper Toarcian to the Lower Aalenian and corresponding to an expanded section with exceptional exposure conditions. The section encompasses from Mactra and Aalensis ammonite Subzones, Aalensis ammonite Zone of Late Toarcian age, to Opalinum and Comptum ammonite Subzones, Opalinum ammonite Zone of Early Aalenian age (Henriques, 1992, 2000; Henriques *et al.*, 1996; Sandoval *et al.*, 2001, 2012).

MATERIAL AND METHODS

Analyses of calcareous nannofossil assemblages were afforded in a total of twenty-eight slides at uneven spacing in 39.05 m long record of the Late Toarcian-earliest Aalenian of São Gião section (Figs. 1 and 2). Slides were prepared according to the quantitative method of Flores and Sierro (1997). This technique assures that particle density in different slides are comparable. At least 300 nannofossil specimens were counted per slide in a random and a variable number of fields of view in both marl and marly limestone lithologies. All slides were studied to evaluate preservation of nannofossil assemblages using a preservation ranking proposed by Roth and Thierstein (1972) and López-Otálvaro *et al.* (2012, 2018). Preservation and specimens' counts were performed in a Leica DM750P polarizing microscope (transmitted light and crossed nichols) and a Leica ICC50 digital camera using a 1000X magnification. Image capture was possible with the Leica Application Suite LAS EZ software, Version 3.1.0. Samples were processed and studied at the Laboratory of Sedimentary Geology and Fossil Record (Department of Earth Sciences of the University of Coimbra, Portugal), where slides are stored.

RESULTS AND DISCUSSION

São Gião provides consistent, diversified and moderately to well-preserved calcareous nannofossil assemblages of Boreal and Tethys affinities facilitating the use of Boreal (Bown *et al.*, 1988; Bown and Cooper, 1998) and Tethys (Mattioli and Erba, 1999) biozonation schemes (Fig. 2).

The occurrences of *Retecapsa incompta*, *Watznaueria contracta* and *Cyclagelosphaera margerelli* across the sequence allow concluding that their age-diagnostic FOs predate the studied interval. Therefore, the lowest part of the studied sequence (samples SG03 and SG08) has been correlated to the Boreal NJ8b (*Lotharingius contractus* Subzone) and Tethys NJT 8c (*Cyclagelosphaera margerelli* Subzone) in the Upper Toarcian (Mactra Subzone, Aalensis Zone) (Fig. 2). The First Occurrence – FO – of *R. incompta* has been dated at Late Toarcian in Boreal and Tethys settings. The FO of *W. contracta* is found to be diachronous in Boreal and Tethys realms, having an age older in São Gião section – Sub-Mediterranean Province than in Tethys (Lower Aalenian; Mattioli and Erba, 1999) and Boreal (Upper Aalenian; Bown *et al.*, 1988; Bown and Cooper, 1998) realms. Besides, the FO of *Cy. margerelli* has also been suggested to be diachronous between Tethys (Middle Aalenian; Mattioli and Erba, 1999) and Boreal (Upper Bajocian; Bown *et al.*, 1988; Bown and Cooper, 1998) provinces, being again younger than in Sub-Mediterranean Province.

In addition, the FO of *Watznaueria britannica* in sample SG10, has been considered as a valuable stratigraphic tool to define the base the Boreal NJ9 and the Tethys NJT9 nannofossil Zones. The strati-

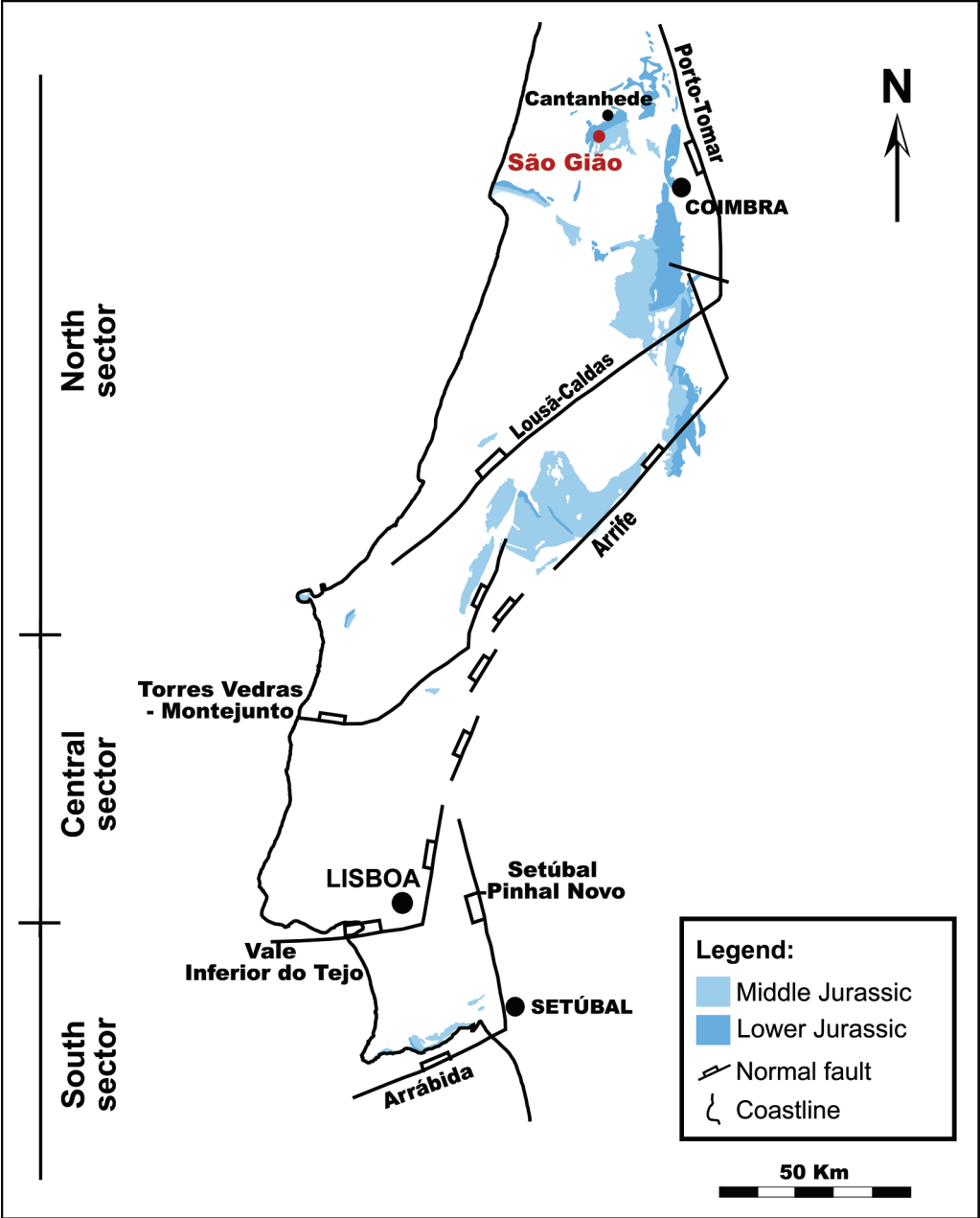
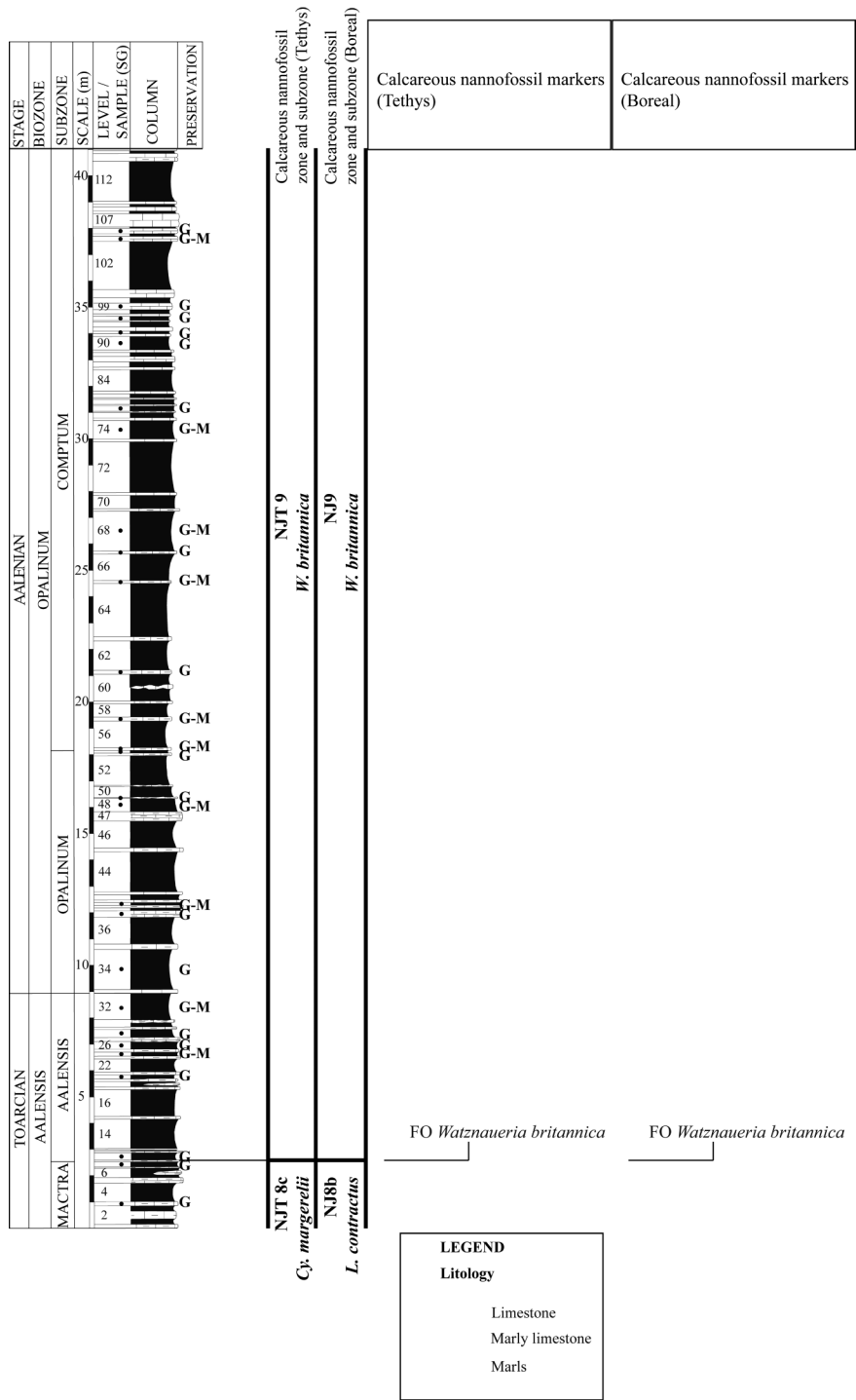


Figure 1. Geographical and geological situation of the São Gião Section (red point). Modified from Kullberg (2000) and Figueiredo (2009).



graphic position of the FO of *W. britannica* in São Gião section suggests an earlier presence of this species in Late Toarcian instead of Late Aalenian (Mattioli and Erba, 1999) and Early Bajocian (Bown *et al.*, 1988; Bown and Cooper, 1998) as previously reported for Tethys and Boreal settings respectively. In consequence, the interval embraced by samples SG10 and SG105 covers NJT 9 and NJ 9 nannofossil Zones (from Aalensis ammonite Subzone, Aalensis Zone to Opalinum and Comptum ammonite Subzones, Opalinum Zone) (Fig. 2).

We consider these events as diachronous having place first in the Sub-Mediterranean Province, then in the Tethys and later in the Boreal realm. However, the significance of the occurrences of *W. contracta*, *Cy. margerelii*, and FO of *W. britannica* as valuable bioevents is demonstrated even if diachronous. The calibration of high-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy to ammonite chronostratigraphy at São Gião Section represents a new stratigraphic reference for the Lower/Middle Jurassic.

CONCLUSIONS

High-resolution biostratigraphic analysis has allowed the identification of the occurrences of *R. incompta*, *W. contracta* and *Cy. margerelii* through the section. The FO of *W. britannica* was recognized in the lower part of São Gião section being concomitant with the boundary of Mactra and Aalensis ammonite subzones in the Upper Toarcian. Based upon this nannofossil event, the calcareous nannofossil assemblages from São Gião are distributed in four biostratigraphic units for the Toarcian/Aalenian boundary interval: Boreal NJ8b Subzone and NJ9 Zone, and Tethys NJT 8c Subzone and NJT 9 Zone based upon the FO of *W. britannica*. These outcomes result in an improved understanding of the diachronous character of the mentioned events.

Acknowledgements

This work was supported by FEDER funds through the Competitiveness Factors Operational Programme - COMPETE and national funds by the Fundação para a Ciência e a Tecnologia in the frame of the UID/Multi00073/2013 project.

References

- Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Henriques, M.H., Manuppella, G., 2003. *Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cadernos de Geologia de Portugal, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, pp. 1–43.
- Barbosa, B., Soares, A.F., Rocha, R.B., Manuppella, G., Henriques, M.H. 1988. "Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 19-A, Cantanhede, (1ª Eds.)". Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 60 p.

Figure 2. Nannofossil events identified in the São Gião Section following the nannofossil biozonation scheme proposed by Mattioli and Erba (1999) for the Tethys realm and by Bown *et al.* (1988) and Bown and Cooper (1998) for the Boreal realm.

- Bown, P.R., Cooper, M.K.E., 1998. Jurassic. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous nannofossils biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society publication series. Kluwer Academic Publishers, Cambridge, pp. 34–85.
- Bown, P.R., Cooper, M.K.E., Lord, A.R., 1988. A calcareous Nannofossil Biozonation scheme for the early to mid-Mesozoic. *Newsletters on Stratigraphy*, 20(2), 91–114.
- Bown, P.R., Lees, J.A., Young, J.R. 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. H.R. Thierstein, J.R. Young (Eds.), *Coccolithophores from Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Amsterdam, pp. 481–508.
- Erba, E. 2006. The first 150 million years history of calcareous nannoplankton: biosphere-geosphere interactions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2–4), 237–250.
- Figueiredo, V. L. 2009. *Foraminíferos da passagem Jurássico Inferior–Médio do Sector Central da Bacia Lusitânica: o perfil de Zambujal de Alcária*. Msc. Thesis. Universidade de Coimbra, Portugal.
- Flores, J.A., Sierro, F.J. 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology* 43(3), 321–324.
- Henriques, M.H. 1992. *Biostratigrafia e Paleontologia (Ammonoidea) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana)*. Ph.D. Thesis. Universidade de Coimbra, Portugal.
- Henriques, M.H. 2000. Biostratigraphie (Ammonoidea) du passage Lias-Dogger dans le Bassin Lusitanien: la coupe de S. Gião. *Strata*, Serie 1, 10, 31–35.
- Henriques, M.H., Canales, M.L. 2013. Ammonite-benthic foraminifera turnovers across the Lower-Middle Jurassic transition in the Lusitanian Basin (Portugal). *Geobios*, 46(5), 395–408.
- Henriques, M.H., Linares, A., Sandoval, J., Ureta, M.S., 1996. The Aalenian in the Iberia (Betic, Lusitanian and Iberian Basins). In: Riccardi, A.C. (Eds.), *Advances in Jurassic Research*. GeoResearch Forum, Vol. 1–2, Transtec Publications, Switzerland, pp. 139–150.
- Kullberg, J. C. 2000. *Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana*. PhD thesis. Universidade Nova de Lisboa, Portugal.
- López-Otálvaro, G.-E., Henriques, M.H. 2018. High-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy from the Bathonian ASSP of the Cabo Mondego Section (Lusitanian Basin, Portugal). *Newsletters on Stratigraphy*, in press. doi.org/10.1127/nos/2018/0452
- López-Otálvaro, G.-E., Suchéras-Marx, B., Giraud, F., Mattioli, E., Lécuyer, C. 2012. *Discorhabdus* as a key coccolith genus for paleoenvironmental reconstructions (Middle Jurassic, Lusitanian Basin): Biometry and taxonomic status. *Marine Micropaleontology*, 94–95, 45–57.
- Mattioli, E., Erba, E., 1999. Synthesis of calcareous nannofossils events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105(3), 343–376.
- Roth, P.H., Thierstein, H.R. 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: Hayes, D.E., Pimm, A.C., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, 14, 421–486.
- Sandoval, J., Henriques, M.H., Ureta, S., Goy, A., Rivas, P., 2001. The Lias/Dogger boundary in Iberia: Betic and Iberian Cordilleras and Lusitanian Basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(4), 387–395.
- Sandoval, J., Henriques, M. H., Chandler, R., Ureta, S., 2012. Latest Toarcian earliest Bajocian (Jurassic) Grammocerotinae (Hildoceratidae, Ammonitina) of the western Tethys: their palaeobiogeographic and phylogenetic significance. *Geobios*, 45(1), 109–119.

FORAMINÍFEROS DEL MIOCENO AL SUR DE LA PROVINCIA DE VALENCIA: SECTOR ONTINYENT – FONTANARS

J. Usera, J. Guillem, I. García-Sanz y C. Alberola

Departamento de Botánica y Geología. Universitat de València.

Juan.usera@uv.es, Jorge.Guillem@uv.es, igarsanz@alumni.uv.es, Carmenalberola12@gmail.com

Palabras clave: Foraminíferos, Mioceno, Ontinyent-Fontanars, Valencia, España.

INTRODUCCIÓN

El Mioceno marino de la provincia de Valencia ha sido estudiado desde el punto de vista geológico por diferentes autores (Brinkmann, 1931, Guignoux & Fallot, 1926, Darder, 1929, 1945), aunque también aparece documentado en otros trabajos más generales (Gutiérrez *et al.*, 1984, IGME, 1975, 1976). Respecto a los estudios sobre los foraminíferos de esta edad, cabe mencionar los trabajos de Colom, 1936; Usera, 1972, 1973, 1974a, 1974b, 1975; Calvo Sorando *et al.*, 1974 y Usera *et al.*, 2017. Se pretende completar el estudio de las asociaciones de foraminíferos del Mioceno marino en los afloramientos al sur de la provincia de Valencia, y precisar su edad a partir de las especies planctónicas que se utilizan actualmente en bioestratigrafía del Neógeno.

MATERIAL Y MÉTODOS

Los materiales objeto de estudio proceden de un afloramiento situado en la carretera de Ontinyent a la Font de la Figuera, a unos 5 km de Ontinyent, en el punto de coordenadas 38° 48' 59" N y 0° 40' 08" O (Fig. 1). Se trata de un material margoso compacto, de color blanco que localmente recibe el nombre de "tap". Las capas están ligeramente inclinadas hacia el E., con un ángulo de aproximadamente 20°. El afloramiento se puede seguir a lo largo de la carretera en dirección a la Font de la Figuera y queda interrumpido en varias ocasiones por sedimentos cuaternarios de origen fluvial.

Las muestras aquí estudiadas fueron desagregadas con hidróxido sódico y agua oxigenada diluidos en agua. A continuación se procedió a su lavado sobre tres tamices de malla 0,4 mm, 0,125 mm y 0,062 mm. Una vez secas las muestras se examinaron bajo la lupa binocular y los foraminíferos fueron determinados taxonómicamente y fijados a portaobjetos.

RESULTADOS

Se han identificado hasta 69 especies de foraminíferos, de las cuales 58 corresponden a especies bentónicas y 11 a planctónicas.

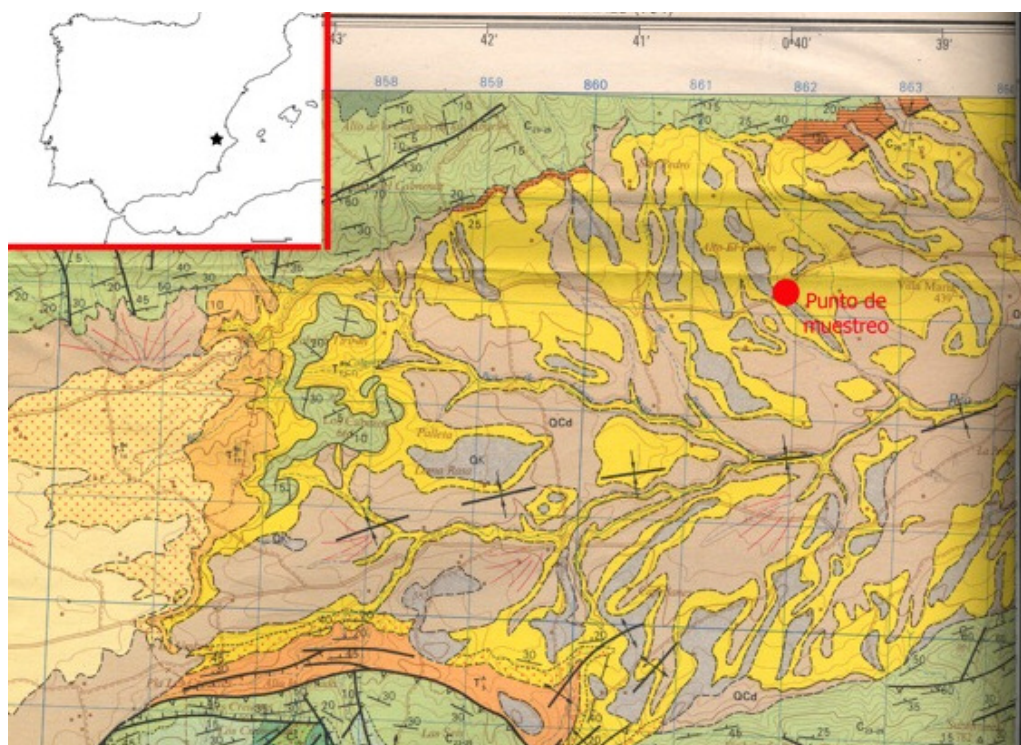


Figura 1. Localización de la zona de muestreo.

Como puede observarse en el listado existe una gran diversidad de especies bentónicas, la mayor parte pertenecientes al orden Lagenida.

Son también comunes las espículas de esponjas y se ha detectado la presencia de diatomeas y radiolarios, aunque en escaso número.

FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Amphicoryna hirsuta (d'Orbigny, 1826), *Astacolus crepidulus* (Fichtel & Moll, 1798), *Astacolus ovatus* Galloway & Heminway, 1941, *Bolivina antiqua*, d'Orbigny, 1839, *Bulimina inflata* Seguenza, 1862, *Bulimina striata* d'Orbigny in Guérin-Méneville, 1832, *Cibicides floridanus* (Cushman, 1918), *Cibicides haidingeri* (d'Orbigny, 1846), *Cibicides mexicanus dertonensis* Ruscelli, 1954, *Cibicidoides ungerianus* (d'Orbigny, 1846), *Dentalina acuminata* Hantken, 1875, *Dentalina catenulata* (Brady, 1884), *Dentalina vertebralis*, (Batsch, 1791), *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll, 1798), *Glandulina laevigata* (d'Orbigny, 1826), *Hansenisca soldanii* (d'Orbigny, 1826), *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny, 1846), *Heterolepa praecincta* (Karrer, 1868), *Laticarinina pauperata* (Parker & Jones, 1865), *Lenticulina cultrata* (Monfort, 1808), *Lenticulina echinata* (d'Orbigny, 1846), *Lenticulina gibba* (d'Orbigny, 1839), *Lenticulina inornata* (d'Orbigny, 1846), *Lenticulina rotulata* (Lamarck, 1804), *Marginulina hirsuta* d'Orbigny, 1826, *Martinottiella*

communis d'Orbigny, 1846, *Melonis pompilioides* (Fichtel & Moll, 1798), *Mucronina compressa* (Costa, 1855), *Mucronina hasta* Parker, Jones & Brady, 1865, *Nodosaria plicosuturata* Dervieux, 1894, *Nodosaria pyrula* d'Orbigny, 1826, *Nodosaria radícula*, (Linné, 1758), *Nonionina helicina* Costa, 1855, *Patellina corrugata* Williamson, 1858, *Planularia auris* (Defrance, 1824), *Planulina marialana* Hadley, 1934, *Plectofrondicularia digitalis* (Neugeboren, 1850), *Pleurostomella alternans* Schwager, 1866, *Protoglobobulimina pupoides* (d'Orbigny 1846), *Psammolingulina papillosa* (Neugeboren, 1856), *Pyramidulina obliquatus* (Batsch, 1791), *Pyramidulina raphanistrum*, (Linnaeus, 1758), *Saracenaria italica* Defrance, 1824, *Scallopstoma ovicula* d'Orbigny, 1826, *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri, 1904), *Siphonodossaria consobrina* (d'Orbigny, 1846), *Siphotextularia concava* (Karrer, 1868), *Textularia gramen* d'Orbigny, 1846, *Textularia sagittula* Defrance, 1824, *Trifarina angulosa* (Williamson, 1858), *Trifarina bradyi* Cushman, 1923, *Uvigerina bononiensis*, Fornasini, 1883, *Uvigerina rustica* d'Orbigny, 1826, *Vaginulina legumen* (Linnaeus, 1758), *Vaginulinopsis inversa carinata* Silvestri, 1904, *Vulvulina pennatula* (Batsch, 1791).

FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826, *Globigerinita glutinata* (Egger, 1893), *Globigerinoides quadrilobatus*, (d'Orbigny, 1846), *Globorotalia mayeri* Cushman & Ellisor, 1939, *Globorotalia praemenardii* Cushman & Stainforth, 1945, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins, 1934), *Neogloboquadrina continuosa* (Blow, 1959), *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951, *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839, *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839 forma *Orbulina bilobata* (d'Orbigny, 1846), *Trilobatus trilobus* (Reuss, 1850).

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La gran abundancia y composición de las asociaciones de foraminíferos bentónicos, algunos de ellos de considerable tamaño, son propias de la plataforma continental, y de un ambiente de aguas bien oxigenadas, con abundantes nutrientes y relativamente templadas, de acuerdo con las condiciones paleoclimáticas del Mioceno medio, lo que favoreció sin duda la alta diversidad observada. De todos modos, a lo largo de la serie son apreciables cambios en la composición de las asociaciones de foraminíferos, siendo en algunos casos abundante la presencia de formas aglutinadas.

La presencia de *Globorotalia mayeri*, cuyo rango estratigráfico comprende las zonas N4A (Oligoceno final) a N14 (Mioceno medio), o de *Globorotalia praemenardii*, que se distribuye entre las zonas N10 y N12 (Kennett & Srinivasan, 1983; BouDagher-Fadel, 2015), nos sitúan en el Serravaliense, dentro del Mioceno medio, en donde la influencia de las aguas atlánticas es notable sobre las antiguas costas de la Península Ibérica, a través del estrecho Nordbético

Referencias

- BouDagher-Fadel, M.K. 2015. *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera*. UCLPRESS, 298 p.
- Brinkmann, R. 1931. *Betikum und Ketiberikum in Südostspanien. Beiträge zur Geologie der westlichen*

- Mediterrangebiten*, 6. Berlin (Traducción español: *Las cadenas Béticas y Celtibéricas del Sureste de España*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Instituto Lucas Mallada. Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, IV, 305-431.
- Calvo Sorando, J.P., Ordóñez Delgado, S. & Usera Mata, J. 1974. Estudio del Terciario marino de la sierra del Mugrón (Prov. Albacete y Valencia). *Acta Geológica Hispánica*, 5, 174-178.
- Colom, G. 1936. Los foraminíferos de las margas azules de Enguera (provincia de Valencia). *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, XXXVI, 4, 205-225.
- Darder, B. 1929. La estructura geológica de los valles de Montesa y Enguera (provincia de Valencia). *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, XV (2), 603-610.
- Darder, B. 1945. Estudio Geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, LVII (2), 369-837.
- Guignoux M. & Fallot, P. 1926. Contributions a la connaissance des terrains Neogènes et Quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. *Comptes Rendues XIV Congres Geologique International*, Madrid (2), 412-521.
- Gutiérrez, G., Elízaga, E., Goy, J. L., Nieto, M. & Robles, F. 1984. Memoria explicativa del mapa geológico de la provincia de Valencia escala 1:200.000. Diputación Provincial de Valencia, Universidad de Valencia, Instituto Geológico y Minero de España, 61 p.
- IGME, 1975. Memoria del Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Onteniente, 49 pp.
- IGME, 1976. Memoria del Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Canals, 37 pp.
- Kennett, J.P. & Srinivisan, M.S. 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera. A Phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company. 265 pp.
- Usera, J. 1972. Paleogeografía del Mioceno en la provincia de Valencia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Sección Geológica, 70, 307-315.
- Usera, J. 1973. Nuevas especies de foraminíferos de la provincia de Valencia. Parte I. *Rotalia beccarii globula*, COLOM, 1936, *Ammonia globula* (COLOM, 1936). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Sección Geológica, 71, 183-193.
- Usera, J. 1974 a. Microbioestratigrafía del Neógeno marino en la provincia de Valencia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Sección Geológica, 72, 213-228.
- Usera, J. 1974b. Estudio micropaleontológico (Foraminíferos) del Mioceno marino de la Sierra del Besori (Valencia). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Sección Geológica, 72, 203-212.
- Usera, J. 1975. Las faunas de microforaminíferos miocenos de los alrededores de Valencia. *Real Sociedad Española de Historia Natural*. Volumen extraordinario primer Centenario (1971) 1, 465-475.
- Usera, J., Guillem, J., Alberola, C., García, I. 2017. Sobre la edad de los materiales del Mioceno marino al Sur de la provincia de Valencia. 33 Jornadas de Paleontología de la Sociedad Española de Paleontología. Cádiz, 178-182.

FORAMINÍFEROS CUATERNARIOS DE DOS SONDEOS EN EL LLANO DE BARCELONA, ESPAÑA

J. Usera¹, J. Guillem¹, R. Julià², S. Riera³, I. García-Sanz¹ y C. Alberola¹

¹Departamento de Botánica y Geología. Universitat de València.

Juan.usera@uv.es, Jorge.Guillem@uv.es, igarsanz@alumni.uv.es, Carmenalberola12@gmail.com

²Institut Jaume Almera, C.S.I.C., Barcelona.

nomar.ailuj@gmail.com

³Universitat de Barcelona.

rieram@ub.edu

Palabras clave: Foraminíferos, Cuaternario, El Besòs, Barcelona, España.

INTRODUCCIÓN

El estudio de los foraminíferos en materiales del Cuaternario tiene ya una larga tradición que se remonta a los primeros trabajos de Colom (1959), donde se identifican una serie de especies de la turbera cuaternaria de Vilanova i La Geltrú, enviadas por el Dr. Calzada y que luego éste publicaría en un trabajo posterior (Calzada, 1970). En momentos más recientes se han estudiado las asociaciones de foraminíferos del Cuaternario en Cataluña por Usera *et al.* (2014 a y b), Usera *et al.* (2015) y Cearreta *et al.* (2016). No obstante son todavía numerosos los registros del Cuaternario más reciente que en esta zona pueden aportar valiosos datos al conocimiento de la evolución costera y ambiental, a partir de las asociaciones de foraminíferos. En este caso, se pretende determinar estos cambios ambientales, sobre todo relativos a la dinámica costera, a partir de la información proporcionada por los foraminíferos obtenidos de las muestras de dos sondeos en la zona del Besòs, Barcelona.

MATERIAL Y MÉTODOS

El material procede de dos sondeos S-2 y S-3 que alcanzaron profundidades de 36 y 40 metros respectivamente y que fueron realizados en el área urbana de la localidad de Sant Adrià de Besòs (Barcelona). Su localización precisa se observa en la Figura 1. En este trabajo se presentan los resultados procedentes del análisis de 10 muestras del sondeo S-2 y de 13 muestras del sondeo S-3.

Las muestras fueron procesadas mediante lavado con agua caliente sobre un tamiz de malla de 0,063 mm. Una vez secas, se procedió a separar los ejemplares bajo la lupa binocular, a clasificarlos y a fijarlos sobre celdillas porta-foraminíferos. Después se llevó a cabo un recuento de los individuos de cada una de las especies identificadas para obtener más información sobre la diversidad y riqueza de las asociaciones.

Por otra parte, se han realizado tres dataciones de ¹⁴C en el sondeo S-2: a 26,70, 20 y 17,57 m y otras dos en el sondeo S-3: a 26,80 y 23,92 m.

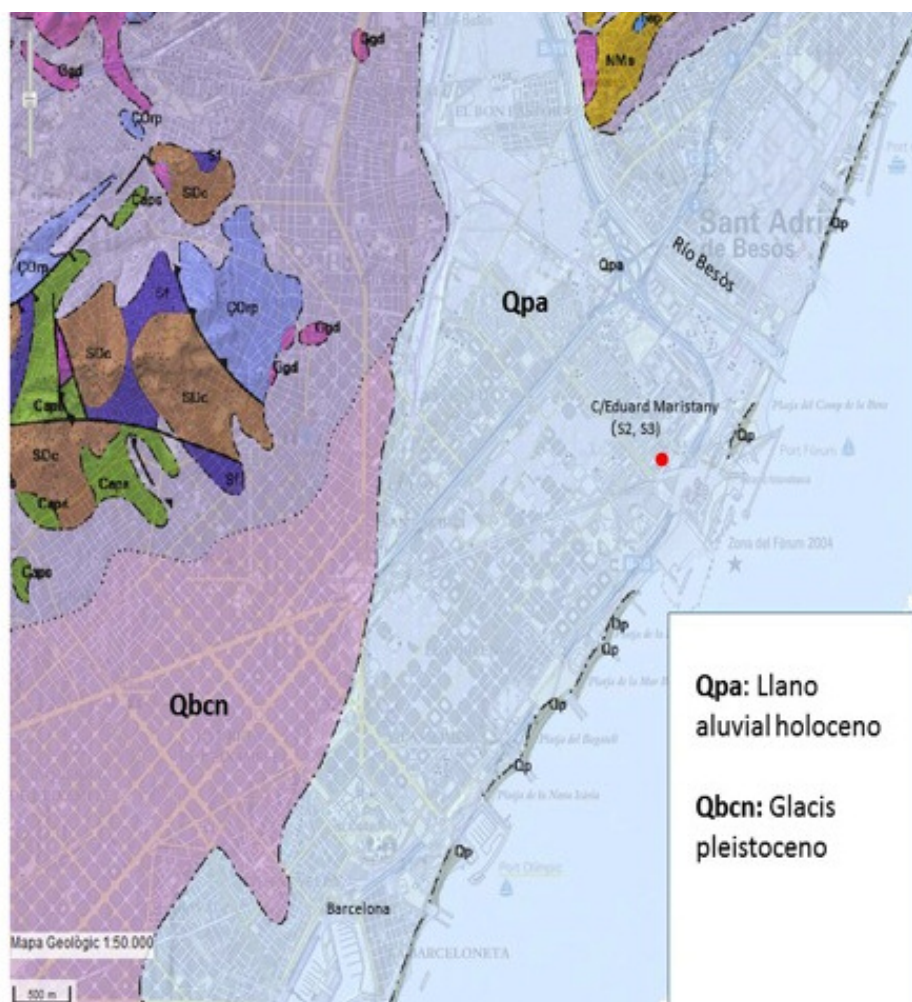


Figura 1. Localización de los sondeos S-2 y S-3 en Sant Adrià de Besòs.

RESULTADOS

Sondeo S-2:

Se han obtenido un total de 366 individuos, la mayoría de los cuales (338) proceden de la muestra obtenida a 25,3 m de profundidad, en la que se ha recuperado una asociación de 38 especies (3 planctónicas) dominada por *Ammonia punctatogranosa* (Seguenza, 1880) pero con una considerable proporción de miliólidos (>40%) y que sin embargo refleja una densidad de foraminíferos relativamente baja (~27 individuos / gramo de sedimento seco). El resto de las muestras analizadas contenían muy escasos ejemplares (≤ 4 especies), en su gran mayoría pertenecientes a la especie *Ammonia beccarii*.

(Linné). Los pocos foraminíferos planctónicos recuperados en este sondeo se hallaron también en la muestra de 25,3 m de profundidad.

Las especies de foraminíferos identificadas en las muestras del sondeo S2, han sido las siguientes:

Textularia pseudorugosa Lacroix, 1931, *Adelosina longirostra* (d'Orbigny, 1826), *Adelosina mediterraneensis* (Le Calvez & Le Calvez, 1958), *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803), *Nubecularia lucifuga* Defrance, 1825, *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny in Schlumberger, 1893), *Quinqueloculina agglutinans* d'Orbigny, 1839, *Quinqueloculina disparilis* d'Orbigny in Schlumberger, 1893, *Quinqueloculina irregularis* d'Orbigny in Terquem, 1878, *Quinqueloculina jugosa* Cushman, 1944, *Quinqueloculina lata* Terquem, 1876, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny, 1826), *Siphonaperta quadrata* (Norvang, 1945), *Triloculina* cf. *oblonga* (Montagu, 1803), *Triloculina tricarinata* d'Orbigny in Deshayes, 1832, *Triloculina trigonula* (Lamarck, 1804), *Globulina gibba* (d'Orbigny in Deshayes, 1832), *Ammonia beccarii* (Linné, 1758), *Ammonia inflata* (Seguenza, 1862), *Ammonia punctatogranosa* (Seguenza, 1880), *Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858), *Buccella granulata* (di Napoli Alliata, 1952), *Criboelphidium excavatum* (Terquem, 1875), *Cibicoides lobatulus* (Walker & Jacob, 1878), *Elphidium advenum* (Cushman, 1922), *Elphidium complanatum* (d'Orbigny, 1839), *Elphidium crispum* (Linné, 1758), *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll, 1798), *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny, 1846), *Miniacina miniacina* (Pallas, 1766), *Neocorbina terquemi* (Rhezek, 1888), *Nonion fabum* (Fichtel & Moll, 1798), *Rosalina bradyi* (Cushman, 1915) y *Sphaerogypsina globula* (Reuss, 1848).

Las especies planctónicas identificadas han sido:

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826, *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839) y *Trilobatus trilobus* (Reuss, 1850).

Las edades obtenidas mediante ^{14}C en este sondeo corresponden en todos los casos al Holoceno medio y superior y son las siguientes:

26,70 m: 4.449 – 4.336 cal. BC; 20,00 m: 1.310 – 1.160 cal BC; 17,57 m: 765-895 cal..AD.

Sondeo S-3:

Del sondeo S-3 se han recuperado 1092 foraminíferos en total. Las muestras obtenidas a 29,9-29,8 m, 25,65-25,5 m, 23,82 m y 23,3 m de profundidad de sondeo son las que proporcionaron un mayor número de ejemplares, con un máximo de hasta 36 especies bentónicas en la muestra a 23,82 m de profundidad. Como en el sondeo S-2, los foraminíferos planctónicos son muy escasos; la mayor riqueza también le corresponde a la muestra a 23,82 m con sólo tres especies.

Las dataciones por ^{14}C han proporcionado las siguientes edades, también enmarcadas en el Holoceno medio y superior: 26,8 m: 4.995 – 4.810 cal BC; 23,92 m: 1.207 – 1.008 cal BC.

Las especies de foraminíferos identificadas en el Sondeo S3, han sido las siguientes:

Textularia agglutinans d'Orbigny, 1839, *Textularia pala* Czek, 1848, *Adelosina longirostra* (d'Orbigny, 1826), *Affinetrina planiana* (d'Orbigny, 1839), *Articulina mucronata* (d'Orbigny, 1839), *Cycloforina contorta* (d'Orbigny, 1846), *Massilina secans* (d'Orbigny, 1826), *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803), *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny in Schlumberger, 1893), *Quinqueloculina agglutinans* d'Orbigny, 1839, *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, 1839, *Quinqueloculina bosciana* d'Orbigny, 1839, *Quinqueloculina irregularis* d'Orbigny in Terquem, 1878, *Quinqueloculina jugosa* Cushman, 1944, *Quinqueloculina lata* Terquem, 1876, *Quinqueloculina parvula* Schlumberger, 1894, *Quinqueloculina* cf. *reticulata* Karer, 1862, *Quinqueloculina seminula* (Linné, 1758), *Quinqueloculina vulgaris* d'Orbigny, 1826, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny, 1826), *Siphonaperta dilatata* (Le Calvez & Le Calvez, 1958), *Siphonaperta quadrata* (Norvang, 1945), *Spiroloculina excavata* d'Orbigny, 1846, *Triloculina oblonga* (Montagu, 1803), *Triloculina tricarinata* d'Orbigny in Deshayes, 1832, *Triloculina trigonula* (Lamarck, 1804), *Globulina gibba* (d'Orbigny in Deshayes, 1832), *Ammonia beccarii* (Linné, 1758), *Ammonia inflata* (Se-

guenza, 1862), *Ammonia punctatogranosa* (Seguenza, 1880), *Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858), *Astrononion stelligerum* (d'Orbigny, 1839), *Bolivina dilatata* Reuss, 1850, *Bolivina ordinaria* Phleger & Parker, 1952, *Bolivina variabilis* (Williamson, 1858), *Buccella granulata* (di Napoli Alliata, 1952), *Bulimina aculeata* d'Orbigny, 1826, *Cassidulina laevigata* d'Orbigny, 1826, *Criboelphidium excavatum* (Terquem, 1875), *Cibicidoides lobatulus* (Walker & Jacob, 1878), *Cyclocibicides vermiculatus* (d'Orbigny, 1826), *Elphidium advenum* (Cushman, 1922), *Elphidium complanatum* (d'Orbigny, 1839), *Elphidium crispum* (Linné, 1758), *Elphidium decipiens* (O.G. Costa, 1856), *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll, 1798), *Gavelinopsis praegeri* (Heron-Allen & Earland, 1913), *Haynesina depressula* (Walker & Jacob, 1798), *Haynesina germanica* (Ehrenberg, 1840), *Nonion fabum* (Fichtel & Moll, 1798), *Nonion padanum* Perconig, 1954, *Pileolina patelliformis* (Brady, 1884), *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny, 1826, *Reussella spinulosa* (Reuss, 1850), *Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826 y *Robertinoides* sp.

Las especies planctónicas identificadas han sido: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826, *Globigerinella* cf. *obesa* (Bolli, 1957), *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny, 1839), *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839), *Globoconella inflata* (d'Orbigny, 1839), *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny, 1839) y *Trilobatus trilobus* (Reuss, 1850).

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La presencia de foraminíferos en ambos sondeos es en general muy escasa. De todos modos nos indica siempre un régimen influenciado en algunos casos por una línea de costa próxima que aporta caparazones de foraminíferos del litoral. La ausencia de especies que habitan en las marismas vegetadas, o incluso de algunas especies de caparazón aglutinado sobre base orgánica así como el abundante número de foraminíferos del grupo de los miliólidos permite deducir un ambiente de aguas bien oxigenadas y templadas y la presencia en las proximidades de una pradera de fanerógamas marinas. Los escasos caparazones de foraminíferos planctónicos corroboran la existencia de un entorno litoral y su presencia estaría ligada a fenómenos de transporte.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto HAR2016-77981 Dirección General de Investigación Científica y Técnica, Subdirección General de Proyectos de Investigación; Ministerio de economía y competitividad del Gobierno español.

Referencias

- Calzada, S. 1970. Una turbera parálisis postwúrnense en Vilanova y La Geltrú (Barcelona). *Acta Geológica Hispánica*, V (2), 48-50.
- Cearreta, A., Benito, X., Ibáñez, C., Trobajo, R. & Gosan, L. 2016. Holocene palaeoenvironmental evolution of the Ebro Delta (Western Mediterranean Sea): Evidence for an early construction based on the benthic foraminiferal record. *The Holocene*, 26, 1438-1456.
- Colom, G. 1959. Notas micropaleontológicas y ecológicas sobre algunas formaciones continentales españolas. *Estudios Geológicos*, XV, 93-106.

- Usera, J., García, I., Guillem, J., 2014 a. Foraminíferos y Tecamébidos del Cuaternario de Closes de la Vila (L'Empordà, Girona). *Fundamental*, 24, 243-245.
- Usera, J., García, I., Guillem, J., 2014 b. Foraminíferos cuaternarios de Horta Vella (L'Escala, Girona). *Fundamental*, 24, 247-249.
- Usera, J., Guillem, J. García, I., 2015. Foraminíferos cuaternarios del sondeo de Mornau (L'Empordà, Girona). XXXI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Baeza, 2015.

PALEOBIOGEOGRAFÍA Y PALEOBIOLOGÍA

SESENTA Y SEIS MILLONES DE AÑOS DE ESPECIALIZACIÓN ECOLÓGICA Y ÉXITO EVOLUTIVO DE LOS MAMÍFEROS EN NORTEAMÉRICA

B. Figueirido, J.A. Pérez-Claros y P. Palmqvist

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus Universitario de Teatinos s/n,
29071 Málaga, España. borja.figueirido@uma.es, johnny@uma.es, ppb@uma.es

INTRODUCCIÓN

Durante las últimas décadas, uno de los grandes dominios exclusivos de la Paleontología ha sido el estudio de las curvas de diversidad taxonómica a través del tiempo geológico. Sin embargo, obtener conclusiones importantes de las mismas no es tarea fácil, pues tanto la magnitud como la complejidad de las escalas espaciotemporales del registro fósil son enormes. En este sentido, Sepkoski (1981) realizó un análisis factorial en modo Q a partir del número de familias de todos los animales con esqueleto mineralizado del Fanerozoico marino, lo que le permitió de poner de manifiesto una estructura simple subyacente que permite investigar la dinámica de la biodiversidad en el tiempo profundo. Así, consiguió resumir la paleodiversidad del Fanerozoico marino en un patrón de diversificación simple, que implicaba la aparición, la posterior diversificación y, en su caso, el declive final de tres grandes faunas evolutivas, a las que denominó como Cámbrica, Paleozoica y Moderna.

Con posterioridad a los trabajos de Sepkoski se han publicado algunos estudios en los que se explora el patrón de diversificación de otras faunas y su dinámica macroevolutiva. Concretamente, tres de ellos se han desarrollado bajo un enfoque factorial de diversificación: (i) el realizado por Niklas et al. (1983) sobre plantas vasculares; (ii) el de Benton (1985) sobre la diversificación de las familias terrestres de tetrápodos; y (iii) el de Labandeira y Sepkoski (1993) sobre la paleodiversidad de los artrópodos. De especial interés para este trabajo es el estudio realizado por Figueirido *et al.* (2012), en el que se mostró la existencia de una serie de asociaciones taxonómicas (faunas evolutivas) que caracterizan el patrón de diversificación de los mamíferos terrestres de Norteamérica durante la era Cenozoica, que comprende los últimos 66 millones de años (Ma) de la historia de la biota. Cada una de estas faunas evolutivas se compone de una asociación específica de familias que comparten tiempos de aparición, diversificación y extinción. Este enfoque permite profundizar en los patrones de la dinámica evolutiva, a diferencia de las metodologías centradas en todas las especies existentes en cada piso (*standing diversity*), pues se obtiene una señal más clara para aquellos taxa con mayor recambio (*turnover*) pero menor diversidad. Dicho estudio además reveló que la aparición o extinción de la mayoría de estas faunas se correlaciona con las fluctuaciones globales de temperatura, demostrando la influencia de los cambios climáticos acontecidos a lo largo del Cenozoico sobre las variaciones de biodiversidad de los mamíferos.

MÉTODOS

En este trabajo se realiza una caracterización de la dinámica ecológica de las faunas evolutivas

analizadas en Figueirido *et al.* (2012), con el objetivo de profundizar en la naturaleza de dichas asociaciones. El objetivo principal es poner de manifiesto la caracterización ecomorfológica de cada fauna evolutiva, desvelando las diferencias ecológicas entre las mismas y su relación con los principales cambios climáticos y ambientales acontecidos durante los últimos 66 Ma. Paralelamente, este enfoque brinda una oportunidad única para explorar el reemplazamiento funcional y ecológico entre las faunas de mamíferos, poniendo de manifiesto si alguna de las asociaciones faunísticas se corresponde con alguna de las comunidades actuales en términos de estructura ecológica o si, por el contrario, son asociaciones únicas y de carácter contingente, representativas de un momento concreto del tiempo, de sus condiciones climáticas particulares y de los eventos de dispersión faunística que en acontecieron en dicho intervalo temporal.

Para ello, se ha recopilado una base de datos relativa a los atributos ecológicos de todos y cada uno de los géneros pertenecientes a cada subfamilia (o familia para aquellos grupos que no posean subfamilias descritas) presentes en cada fauna evolutiva de Figueirido *et al.* (2012). Concretamente se han utilizado tres categorías ecomorfológicas principales: (i) estructura trófica; (ii) estrategia locomotriz; y (iii) clases de tamaño corporal. Las categorías ecológicas consideradas en este estudio se han establecido siguiendo diferentes fuentes bibliográficas, por lo que son ámbito general y rango amplio. Atendiendo a tales clasificaciones se escogieron las siguientes categorías (ecotipos):

Estructura trófica: (a) carnívoros especialistas; (b) carnívoros generalistas; (c) omnívoros que se alimentan predominantemente de materia animal; (d) omnívoros que se alimentan predominantemente de materia vegetal; (e) folívoros-frugívoros; (f) ramoneadores de hojas; (g) pasedores de hierba; y (h) comedores mixtos de hojas y hierba.

Estrategia de locomoción: (a) cuadrúpedos generalistas; (b) subcorredores; (c) corredores; (d) hiper corredores; y (e) 'graviportales'.

Clases de tamaño corporal: (a) < 1 kg; (b) 1-5 kg; (c) 6-19 kg; (d) 20- 89 kg; (e) 90-199 kg; (f) 200-299 kg; (g) 300-949 kg; (h) 950-3000 kg; y (i) > 3000 kg.

Una vez clasificados todos los géneros de mamíferos presentes en las seis asociaciones faunísticas, se analizaron mediante tablas de contingencia para cada categoría ecológica (esto es, según régimen trófico, estrategia de locomoción y clases de tamaño), lo que permitió evaluar la posible asociación entre las faunas evolutivas y la distribución de ecotipos. La hipótesis nula (distribución homogénea de ecotipos por faunas) se sometió a prueba mediante un test de Chi-cuadrado. Además, para indagar qué tipos ecológicos están significativamente sobrerrepresentados en cada fauna, se utilizó el método de los residuales ajustados (véase Palmqvist *et al.*, 2011). De esta manera, los valores positivos mayores que la desviada normal para un determinado nivel de confianza estadística (vg., 1,96 para $p < 0,05$) indicarán una sobrerrepresentación de los géneros de un determinado ecotipo en una fauna evolutiva respecto a lo que cabría esperar de una distribución aleatoria de los ecotipos entre las faunas (mostrando los negativos una infrarrepresentación, lo que permitiría caracterizar faunas en función de la ausencia de ecotipos). Asimismo, las abundancias de cada ecotipo en cada fauna evolutiva se analizaron por medio de un análisis de correspondencias, con el objetivo de explorar los distintos ecoespacios representativos de cada fauna.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos muestran que las seis faunas evolutivas de mamíferos terrestres del Cenozoico de Norteamérica son agrupaciones ecomorfológicamente coherentes y diferenciadas entre sí.

Así, el análisis de tablas de contingencia realizado a partir de la abundancia de ecotipos en cada fauna indica que los tipos de alimentación, los modos de locomoción y las clases de tamaño corporal no se distribuyen aleatoriamente entre las mismas, lo que permite caracterizar ecomorfológicamente tales asociaciones faunísticas. Los residuales ajustados de las tablas de contingencia indican que cada una de estas seis cronofaunas posee una combinación única de ecotipos que define su espectro ecológico. Además, se demuestra que existe una tendencia a escala macroevolutiva hacia una mayor especialización ecológica de los componentes taxonómicos de faunas sucesivas. Específicamente, se evidencia un aumento en la frecuencia relativa de los tipos de alimentación y modos de locomoción más especializados en paralelo al aumento en el rango de tamaños corporales. Este aumento continuado de especialización ecológica se explica como resultante del cambio ambiental más o menos continuo que tuvo lugar en Norteamérica durante los últimos 66 Ma desde ambientes arbolados a medios más abiertos.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con la financiación del proyecto CGL2012-37866.

Referencias

- Benton, M.J. 1985. Mass extinctions among nonmarine tetrapods. *Nature*, 316, 811-814.
- Figueirido, B., Janis, C.M., Pérez-Claros, J.A., De Renzi, M. and Palmqvist, P. 2012. Cenozoic climate change influences mammalian evolutionary dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(3), 722-727.
- Labandeira, C.C. and Sepkoski, J.J. 1993. Insect diversity in the fossil record. *Science*, 261, 310-315.
- Niklas, K.J., Tiffney B.H. and Knolla, H. 1983. Patterns in vascular land plant diversification: a statistical analysis at the species level. *Nature*, 303, 614-616.
- Palmqvist, P., Martínez-Navarro, B., Pérez-Claros, J. A., Torregrosa, V., Figueirido, B., Jiménez-Arenas, J. M., Espigares-Ortiz, M.P., Ros-Montoya, S. and De Renzi, M. 2011. The giant hyena *Pachycrocuta brevirostris*: modelling the bone-cracking behavior of an extinct carnivore. *Quaternary International*, 243, 61-79.
- Sepkoski, J.J. 1981. A factor analytic description in the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, 7, 36-53.

HISTORIA GEOLÓGICA Y RECONSTRUCCIÓN PALEOBiolÓGICA DE LOS DEPÓSITOS PALEONTOLÓGICOS DE LA PLAYA DE EL CONFITAL (GRAN CANARIA, ISLAS CANARIAS)

A. González-Rodríguez^{1,2}, C.S. Melo^{3,4,5}, I. Galindo⁶, J. Mangas⁷, N. Sánchez⁶, J. Coello¹,
M.C. Lozano-Francisco⁸, M. Johnson⁹, C. Romero¹⁰, J. Vegas¹¹, A. Márquez¹², C. Castillo²
y E. Martín-González¹

¹Museo de Ciencias Naturales (MCN). OAMC, Cabildo de Tenerife.
mmartin@museostenerife.org; jcoello@museosdetenerife.org

²Área de Paleontología, Facultad de Biología, Universidad de La Laguna.
alberto.gr.93@outlook.com; ccastillo@ull.es

³Dpto. de Geología, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal.
csmelo@fc.ul.pt

⁴CIBIO, Centro de Investigação em Biodiversidade e Recursos Genéticos, InBIO Laboratório Associado,
Pólo dos Açores, Açores, Portugal.

⁵Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

⁶Unidad Territorial de Canarias, Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
i.galindo@igme.es, n.sanchez@igme.es, j.vegas@igme.es

⁷IOCAG. Instituto de Oceanografía y Cambio Global. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
jose.mangas@ulpgc.es

⁸TELLUS Arqueología y Prehistoria en el Sur de Iberia. HUM-949.
gaiadidactica@gmail.com

⁹Department of Geosciences, Williams College, 947 Main Street, Williamstown, MA USA.
mjohnson@williams.edu

¹⁰Dpto. de Geografía. Universidad de La Laguna.
mcmomerorui@gmail.es

¹¹Área de Patrimonio Geológico y Minero, Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
j.vegas@igme.es

¹²Área de Geología. Universidad Rey Juan Carlos, Madrid.
alvaro.marquez@urjc.es

Palabras clave: Playa de El Confital, Gran Canaria, depósitos volcano-sedimentarios, Mioceno, Pleistoceno, paleobiología.

INTRODUCCIÓN

El archipiélago canario está situado cerca de la costa NO de África y es de naturaleza volcánica. Fuerteventura y Lanzarote son las islas más antiguas del archipiélago (23 y 15 Ma aproximadamente) seguidas por Gran Canaria (14 Ma), siendo en estas tres islas solamente donde vamos a encontrar depósitos fosilíferos pertenecientes a las series Mioceno y Plioceno (Meco *et al.*, 2015). El episodio MIS5e (Eemense), por el contrario, podemos encontrarlo en todas las islas (Meco *et al.*, 2002; Zazo *et al.*, 2003; Martín-González *et al.*, 2016). Este trabajo se centra en el estudio de los depósitos fosilíferos asociados a ambos periodos que aparecen en la playa de El Confital, en la isla de Gran Canaria (Fig. 1).

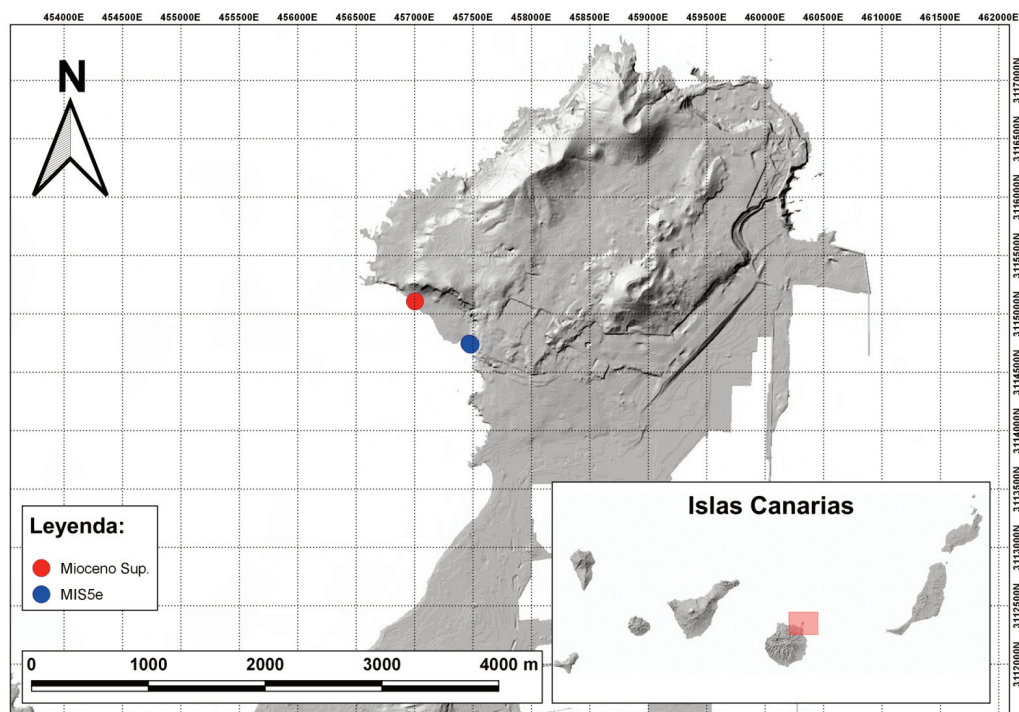


Figura 1. Mapa de la Isleta en Gran Canaria donde se marcan los depósitos volcano-sedimentarios del Mioceno superior (●) y del MIS5e (●) en la playa de El Confital.

Los afloramientos se encuentran al suroeste de La Isleta, un islote eminentemente volcánico situado en el extremo NE de Las Palmas de Gran Canaria unido al edificio insular principal por un tómbolo de arena, el istmo de Guanarteme. Se trata de una plataforma litoral activa modelada sobre piroclastos de origen hidromagmático (Hansen, 2008), que ha sido alterada antrópicamente en tiempos recientes.

Las Palmas de Gran Canaria constituye uno de los escasos ejemplos en los que se pueden observar yacimientos paleontológicos de diferentes edades. En la parte alta de la ciudad se encuentra la Formación Detrítica de Las Palmas, de edad Mio-Plioceno, que contiene una importante asociación fosilífera estudiada por diferentes autores (Rothpletz & Simonelli, 1890; Meco *et al.*, 2007; Betancort, 2012; Martín-González *et al.*, 2018); mientras que en la zona baja se encuentran los afloramientos pertenecientes al episodio transgresivo marino MIS5e (Meco *et al.*, 2002). En la playa de El Confital podemos encontrar, en ambos extremos, los yacimientos del Eemiense, al sur, cuyo estudio paleontológico y estratigráfico preliminar fue realizado por Cabrera (1987) y del Mioceno, al noroeste, donde Meco *et al.* (2015) citan por primera vez la existencia del nivel con *Ostrea offretti* Linnaeus. En este trabajo realizamos un análisis volcano-estratigráfico y paleontológico integral de la playa de El Confital con el fin de reconstruir la evolución temporal de la fauna fosilizada en esta zona.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La secuencia volcano-estratigráfica del afloramiento mioceno (Fig. 2) comienza con una capa vol-

cánica submarina de 1,8 m de potencia observable (tramo A) de tobas hialoclastíticas lapíllico-cineríticas de color marrón. Los fragmentos líticos tienen diferente composición (fonolitas, basltos, etc.), son de tamaños de cantos y grava, y son angulosos o subangulosos.

Este nivel no muestra laminaciones ni estratificaciones, pero sí se observan cambios laterales de facies finas a groseras. Las tobas se encuentran fracturadas por deformaciones tardías, en cuyas fisuras se depositan carbonatos o zeolitas (Fig. 3A). Este material tendría un origen volcánico submarino (hi-

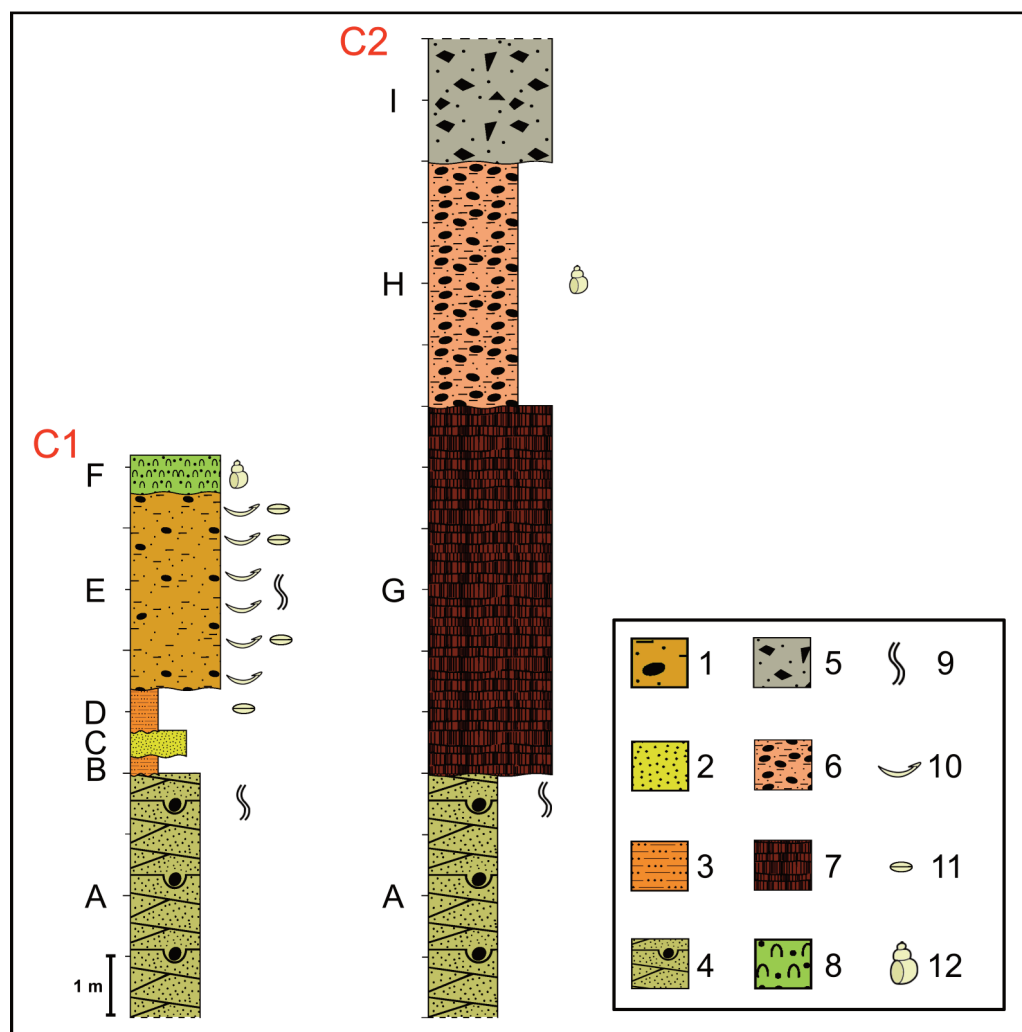


Figura 2. Columna volcano-estratigráfica de los dos yacimientos estudiados en la playa de El Confital. C1. Afloramiento mioceno y C2. Afloramiento eemienense; 1 arenisca bioclástica con ostreidos; 2 arenisca microconglomerática; 3 limonitas; 4 tobas hialoclastíticas; 5 materiales coluviales; 6 conglomerado; 7 colada basáltica; 8 conglomerado; 9 estructuras de bioturbación; 10 ostreidos; 11 bivalvos no ostreidos; 12 moluscos gasterópodos. Los tramos volcano-sedimentarios definidos de A-I están descritos en el texto.

dromagmático), tratándose de facies poco explosivas de un cono volcánico submarino. No se tiene datación de este edificio, pero lavas subaéreas situadas a nivel del mar y que son consideradas la base del vulcanismo de la Isleta están datadas en 1 Ma (Feraud *et al.*, 1981).

Los tramos B, C y D de la columna volcano-estratigráfica (Fig. 3B) son de pequeña potencia y corresponden a la secuencia epiclástica submarina. El tramo B se trata de una limonita de tonos verdosos que muestra acuñaamiento lateral sin estructuras sedimentarias. El nivel inmediatamente superior a techo es una arenisca microconglomerática que tampoco presenta estructuras sedimentarias, aunque indica aportes más gruesos. El tramo D consiste en una capa de limonitas verdes que contienen fósiles articulados de pequeño tamaño, algunos en posición de vida.

Por último, el tramo E de la secuencia epiclástica, con una potencia de 1,6 m, está compuesto por una arenisca bioclástica con escasos cantos dispersos redondeados a subredondeados de basaltos y fonolitas, sin estructuras sedimentarias. A lo largo de este tramo se pueden observar hasta seis niveles de conchas fósiles de ostreidos y otros bivalvos dispuestos en posición de vida y articulados, algunos de los cuales presentan un relleno cristalizado a modo de geoda (Fig. 3 C y D). Este tramo estratigráfico se acuña tierra adentro y parece ocupar, junto con las anteriores (B, C y D), un paleocanal dado el buzamiento de las capas. A techo hay una superficie erosiva pues el nivel con conchas de bivalvos en posición de vida aparece truncado por una capa de conglomerados con cantos de basaltos principalmente y una matriz de areniscas bioclásticas gruesas de unos 30 cm de espesor (tramo F), con abundantes estructuras de bioturbación (pozos y galerías) que se encuentran rellenas de fragmentos bioclásticos y con algunos bioclastos cubiertos de una pátina de colores anaranjados-rojizos debido a la presencia de óxidos e hidróxidos de hierro con diferente grado de hidratación.

Por otra parte, en el extremo sureste de la playa de El Confital (Fig. 1), se encuentra el afloramiento Eemiense (Fig. 2). A lo largo de los acantilados costeros, a unos dos metros de altura y en la zona intermareal de la plataforma litoral, se observan los materiales hidromagmáticos submarinos (tobas cineríticas y lapillicas) en la base (Tramo A). Los depósitos de hialoclastitas tienen colores crema, una marcada estratificación paralela y, en ciertas zonas, estratificaciones cruzadas asociadas a *ripples*, todas ellas con una ligera inclinación hacia el mar; contienen cantos y gravas dispersas de rocas félsicas (fonolitas) y máficas (basaltos y basanitas), junto con restos de rodolitos. Los depósitos de tobas hialoclastíticas de la zona de la playa fueron erosionados intensamente antes del depósito del resto de materiales que componen la secuencia, ya que hay fracturas (muchas ortogonales) de asentamiento y algunas están rellenas de areniscas marinas de tamaño medio a grueso y numerosos granos de bioclastos.

Sobre las hialoclastitas se apoya un flujo lávico máfico subaéreo proveniente de los volcanes estrombolianos de La Isleta (Tramo G), de unos tres metros de espesor; encima, y sobre una superficie erosiva muy marcada, aparecen un estrato de conglomerados de cantos volcánicos máficos cementados por una matriz microconglomerática bioclástica (Tramo H), de unos dos metros de potencia. Aunque los conglomerados presentan buzamientos variables, los depósitos, en general, se inclinan hacia el mar, y parecen estar rellenando vaguadas en los depósitos hidromagmáticos y lavas subaéreas, mostrándose como canales estrechos de disposición aproximadamente perpendicular a la costa. La matriz de los conglomerados es arenosa gruesa bioclástica, aunque en algunas partes del depósito puede ser limosa, y los cantos son heterométricos y redondeados, de composición principalmente máfica (basaltos y basanitas). Destaca que algunos de los cantos se encuentran completamente rodeados por algas calcáreas rojas, lo que indica que su crecimiento tuvo que ser en condiciones submarinas de poca profundidad (costeras o plataforma insular interna). Toda la secuencia está cubierta a techo por unos 2 m de material coluvionar heterométrico y heterogéneo (Tramo I).

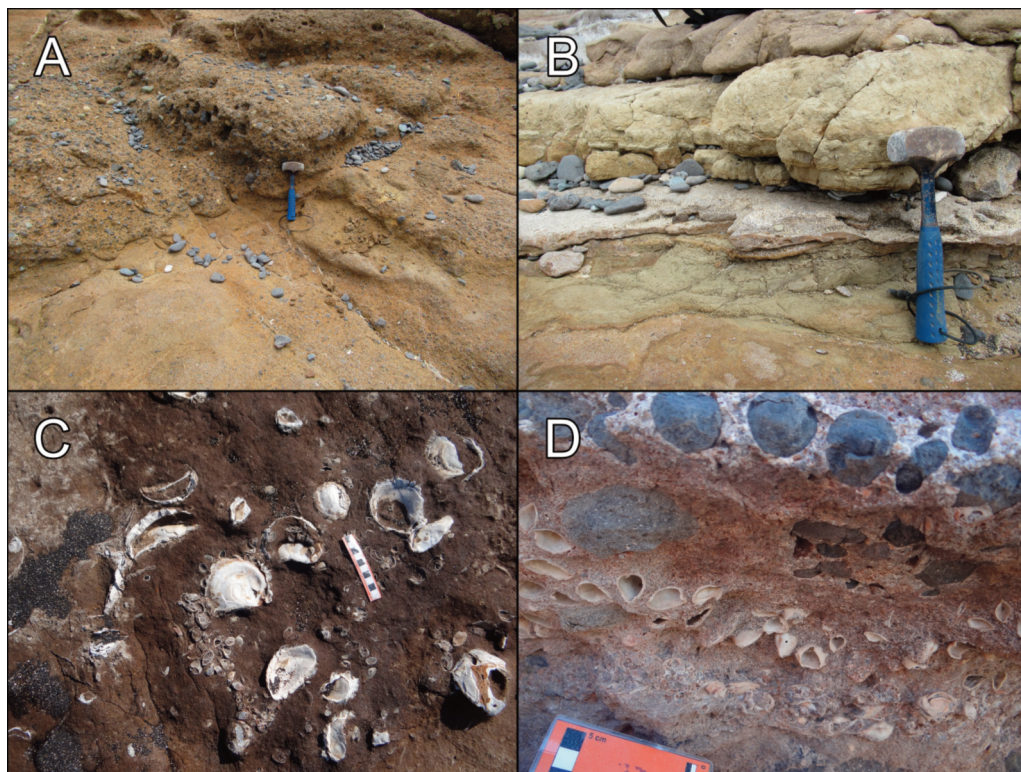


Figura 3. Afloramiento mioceno. A. Aspecto de las tobas hialoclastíticas lapilílicos finas en la base y más groseras hacia la parte superior. B: secuencia epiclástica de los tramos B, C y D (limonitas, areniscas y limonitas con moluscos, respectivamente). C: arenisca con niveles de bivalvos. D: techo del tramo E de areniscas con moluscos en posición de vida.

ANÁLISIS PALEONTOLÓGICO

Como se ha mencionado en la descripción estratigráfica, los tramos E y F del afloramiento nor-oriental de la playa de El Confital son los que presentan una mayor cantidad de especies fósiles. En el estrato E se pueden observar distintas especies de bivalvos (Tabla 1), entre las que destaca *Ostrea offreti* Kilian, especie típica del Mioceno superior (Lecointre y Ranson, 1961; Saint-Martin *et al.*, 2010) muy relacionada con la especie actual *O. edulis* Linnaeus (Fig. 3D).

Los bivalvos aparecen en su mayoría articulados y en posición de vida, sin evidencias de bioturbación (indicios de depredación u organismo incrustantes). Estas especies se encuentran enterradas en arenas gruesas, gravas o base de las rocas desde el intermareal hasta los 20-30 m de profundidad, en zonas con un importante aporte de nutrientes y vertidos esporádicos de aguas dulces. Los restos fósiles que parecen en el tramo F están muy alterados, y es preciso una revisión taxonómica exhaustiva, aunque se han determinado conchas de taxones pertenecientes a una zona intermareal somera como *Conus* sp. o *Oxysteles* sp.

Por el contrario, el depósito conglomerático marino que aflora al sureste de la playa de El Confital, como restos erosivos o en los acantilados, presenta una mayor variedad de especies (Tabla 1), todas

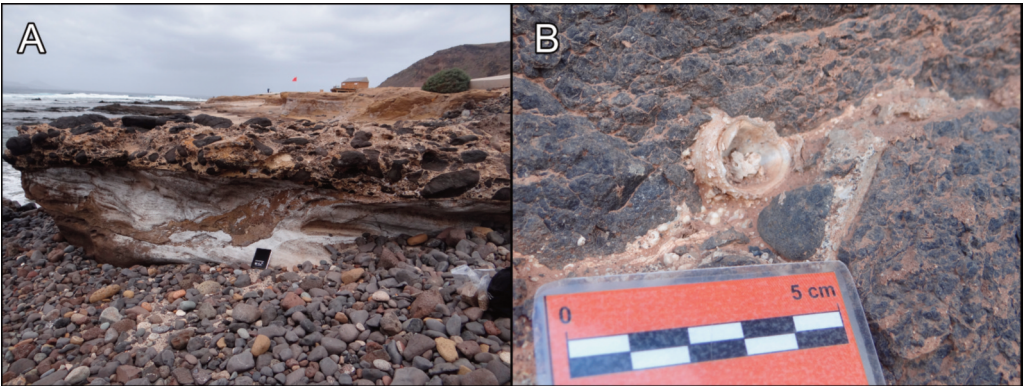


Figura 4. Aspecto del afloramiento volcano-sedimentario Eemiense. A. Resto erosivo en el que se observa en la base las hialoclastitas teñidas de eflorescencias salinas blancas, y encima un conglomerado de cantos de basaltos redondeados con matriz arenosa-microconglomerática bioclástica. B. Detalle del conglomerado marino con matriz bioclástica entre cantos de basaltos.

ellas presentes en la actualidad en el archipiélago canario. Estas especies se corresponden con fondos rocosos someros de alta energía, destacando la abundancia de fragmentos de mærl y rodolitos, así como conchas de patéldios y tróquidos. Aunque existe una alta fragmentación, es de destacar la elevada

Phyllum Arthropoda Clase Hexanauplia Orden Sessilia Familia Balanidae Balanus sp. Phyllum Mollusca Clase Gastropoda Orden Patellogastropoda Familia Patellidae Patella aspera Röding, 1798 Patella crenata Gmelin, 1791 Patella piperata Gould, 1846 Patella sp.* Orden Trochida Familia Trochidae Phorcus sauciatius (Koch, 1845) Oxystelesp.* Familia Calliostomitidae Calliostoma sp.* Orden Caenogastropoda Familia Cerithiidae Cerithium lividulum Risso, 1826 Orden Littorinimorpha Familia Cypraeidae Luria lurida (Linnaeus, 1758) Familia Littorinidae Tectarius striatus (King, 1832)	Familia Vermetidae Dendropoma cristatum (Biondi, 1859) Vermetus triquetrus Bivona-Bernardi, 1832 Familia Naticidae Natica sp.* Orden Neogastropoda Familia Pisanidae Gemophos viverratus (Kiener, 1834) Familia Columbidae Columbella adansonii Menke, 1853 Familia Conidae Conus cf. guanche Lauer, 1993 Conus sp.* Clase Bivalvia Subclase Pteriomorpha Familia Ostreidae Ostrea offreti Kilian1889* Subclase Heterodonta Familia Chamidae Chama gryphoides Linnaeus, 1758 Familia Mactridae Spisula cf. subtruncata (da Costa, 1778)* Familia Veneridae Venerupis sp.* Irus sp.*
--	--

Tabla 1. Relación de especies de los yacimientos paleontológicos de la playa de El Confital. (*) Especies del afloramiento mioceno.

tasa de conchas completas, que presentan incluso su ornamentación y que, en el caso de los pateliformes aparecen encajadas (*stacking*).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la zona de la playa de El Confital se observa una amplia plataforma de abrasión marina formada por materiales de tobas hialoclastíticas submarinas fracturadas y cortadas por diques (Hansen, 2008), sobre la que se localizan dos eventos paleontológicos de épocas muy distantes: Mio-Plioceno y Eemiense. El análisis de los depósitos fosilíferos más antiguos, localizados en el sector noroeste, pone en evidencia la presencia de especies de bivalvos del Mioceno, como *O. offreti*. Los rasgos tafonómicos de estos fósiles, con las valvas articuladas y en posición de vida, sugieren un enterramiento rápido. Meco *et al.* (2015) ante estas características tafonómicas concluyen que los ostreidos fueron sepultados rápidamente a causa de la actividad del edificio hidromagmático. Sin embargo, el estudio detallado de los depósitos epiclásticos y su geometría demuestra que los niveles volcano-sedimentarios en los que vivían estas especies de bivalvos se encuentran en discordancia erosiva sobre los depósitos volcánicos de tobas hidromagmáticas, descartando esta posibilidad. La alternancia de depósitos de limonitas y arenas sin fósiles visibles, más capas de arenas gruesas y microconglomerados fosilíferos sugiere que se trató de un proceso cíclico en el que los bivalvos colonizaban el sustrato y eran sepultados por el aporte de sedimentos detríticos, tratándose de una concentración paraautóctona. Estos materiales detríticos finos podrían estar relacionados con aportes terrestres durante episodios de lluvias y temporales, ya que la geometría de este depósito indica que se encuentran en un paleocanal poco profundo. Además, la ausencia de estructuras sedimentarias en los diferentes tramos estratigráficos indica que su formación se habría producido en un ambiente de decantación de detríticos finos por debajo de la acción del oleaje, es decir, en una plataforma insular de poca profundidad y baja energía. Sin embargo, al contrario que lo que sucede en los tramos anteriores, el tramo F conglomerático se correspondería a un nivel depositado en la zona intermareal donde la energía del medio de deposición es más alta, acorde con los fósiles que presenta.

La explicación de un enterramiento rápido por aporte de sedimentos es coherente con la presencia de otro afloramiento de bivalvos en posición de vida de la especie *Lutraria oblonga* (Gmelin) en la vertiente noreste de La Isleta (cantera de La Esfinge), que también contiene un nivel extraordinariamente rico en conchas del gasterópodo *Janthina typica* (Bronn) (Meco *et al.*, 2016), una especie de vida pelágica y concha sumamente frágil. La conservación de este tipo de conchas se explica únicamente si su deposición está asociada a un fenómeno de enterramiento rápido, donde no se han producido procesos de retrabajamiento posterior (Brett & Baird, 1986).

Las variaciones en la altura a la que se encuentra actualmente el nivel mioceno de la playa de El Confital y de la cantera de La Esfinge sugieren que se han producido procesos isostáticos de elevación post-deposicionales del edificio volcánico de la Isleta, como sucede con afloramientos de la misma cronología en la cercana Formación Detrítica de Las Palmas, al igual que en zonas de Fuerteventura y Lanzarote (Meco *et al.*, 2007).

Respecto al depósito conglomerático del Eemiense situado al sureste de El Confital (Tramo H), aunque no se ha detectado la presencia de la especie zonadora del episodio MIS5e, el gasterópodo *Persististrombus latus* (Gmelin), la asociación fosilífera analizada se corresponde a la fauna cálida que caracteriza a estos depósitos en Canarias (Martín-González *et al.*, 2016). La composición taxonómica, su zonación batimétrica y la presencia de algas calcáreas envolviendo a algunos clastos sugieren un

episodio transgresivo con un nivel del mar que oscilaría entre los 2 y 5 m sobre el nivel del mar (snm) depositando un conglomerado de cantos redondeados y heterométricos que rellenaría un antiguo paleo-relieve litoral. El estadio isotópico marino 5e también se ha encontrado en varios afloramientos de Las Palmas de Gran Canaria, entre los 0 y +12 m snm (Meco *et al.*, 2002), aunque en este caso se trata de especies asociadas en gran medida a fondos arenoso-fangosos que han propiciado una mayor riqueza específica y una mejor conservación de los ejemplares.

La playa de El Confital está definida como un Lugar de Interés Geológico (LIG) pues en ella aparecen materiales y morfologías volcánicas y sedimentarias únicas en la isla de Gran Canaria (Déniz González, 2011; Déniz González y Mangas, 2012). El afloramiento de las tobas hialoclastíticas submarinas es un ejemplo único en la isla de Gran Canaria, donde se pueden observar estos materiales, sus estructuras y morfologías, resultando un elemento del patrimonio natural insular significativo. Igualmente, un importante valor patrimonial paleontológico lo constituye la presencia de depósitos fosilíferos de episodios cálidos del Mioceno y del Pleistoceno superior, y el hecho de que aquí se encuentra el único afloramiento en Canarias de la especie *Ostrea offreti* y la fantástica exposición de numerosos ejemplares de otras especies de bivalvos en posición de vida. Por consiguiente, con estos elementos del patrimonio geológico, se puede hacer una reconstrucción geológica y paleobiológica de dos episodios geológicos tan singulares tanto en la isla de Gran Canaria como en el archipiélago canario, por lo que se deberían tomar las medidas adecuadas para su preservación y divulgación por parte de las administraciones públicas competentes.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por la Agencia Canaria de Investigación, Innovación y Sociedad de la Información (ACIISI) del Gobierno de Canarias, a través del proyecto ProID2017010159, cofinanciado por los Programas Operativos FEDER y FSE de Canarias 2014-2020 y Análisis de procesos naturales y humanos asociados a los sistemas playa-duna de Canarias (DUNCAN), referencia CSO2016-79673-R, así como del Proyecto ECLIPSA (Evidencias del cambio climático a partir de los yacimientos paleontológicos y los depósitos volcánicos y sedimentarios abióticos de Canarias) subvencionado por el Cabildo de Tenerife. C.S. Melo es beneficiario de una beca de doctorado M.3.a/F/100/2015 de FRCT/Acores 2020 del Fondo Regional para la Ciencia y la Tecnología (FRCT) y "Projeto Exploratório" IF/ 00465/2015, de la Fundación para la Ciencia y la Tecnología (FCT). También agradece la ayuda prestada por FEDER a través del Operational Programme for Competitiveness Factors – COMPETE; de FCT bajo los proyectos UID/BIA/50027/2013 y POCL- 01-0145-FEDER-006821; proyecto DRCT-M1.1.a/005/Funcionamento-C-/2016 (CIBIO-A) de la FRCT; y proyecto FCT UID/GEO/50019/2013 del Instituto Dom Luiz.

Referencias

- Brett, C. E. and Baird, G.C. 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaio*, 1 (3), 207-227.
- Déniz González, I. 2011. Patrimonio Geológico Costero en Las Palmas de Gran Canaria: Inventario y valoración de los Lugares de Interés Geológico. Acreditación de la Etapa Investigadora (AEI) del Doctorado de Gestión Costera. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 262 pp.

- Déniz González, I. y Mangas, J. 2012. Lugares de interés geológico en la costa de Las Palmas de Gran Canaria (Islas Canarias): Inventario y valoración. *Geo-temas*, 13, 1253-1256.
- Feraud, G., Schmicke, H.U., Lietz, J., Gastaud J., Pritchard, G. and Bleil, U. 1981. New K-Ar Ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the Islands of Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipiélago) and Gran Canaria (Canary Islands). *Bulletin Volcanologique*, 44 (3), 360-475.
- Hansen, A. 2008. *Volcanología y geomorfología de la etapa de rejuvenecimiento Plio-Pleistocena de Gran Canaria (Islas Canarias)*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- Huber, M. 2010. *Compendium of bivalves. A full-color guide to 3,300 of the world's marine bivalves. A status on Bivalvia after 250 years of research*. Hackenheim, ConchBooks, 901 pp.
- Lecointre, G. y Ranson, G. 1961. *Ostrea offreti* Kilian, 1889 du Miocene circummediterranean. 1961. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-III (3), 288-289.
- Martín-González, E., González-Rodríguez, A., Vera-Peláez, J.L., Lozano-Francisco, M.C. and Castillo, C. 2016. Asociaciones de moluscos de los depósitos litorales del Pleistoceno superior de Tenerife (Islas Canarias, España). *Vieraea*, 44, 87-106.
- Martín-González, E., Vera-Peláez, J.L., Castillo, C. and Lozano-Francisco, M.C. 2018. New fossil gastropod species (Mollusca: Gastropoda) from the upper Miocene of the Canary Islands (Spain). *Zootaxa*, 4422, 191-218.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., Ramos, A.J.G. and Rodríguez Yanez, J.J. 2002. The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185, 197-210.
- Meco, J., Scaillet, S., Guillou, H., Lomoschitz, A., Carracedo, J.C., Ballester, J., Betancort, J.F. and Cilleros, A. 2007. Evidence for long-term uplift on the Canary Islands from emergent Mio-Pliocene littoral deposits. *Global and Planetary Change*, 57, 222-234.
- Meco, J., Koppers, A.A.P., Miggins, D. P., Lomoschitz, A. & Betancort, J.F. 2015. The Canary record of the evolution of the North Atlantic Pliocene: new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and some notable palaeontological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 435, 53-69.
- Meco, J., Lomoschitz, A. and Betancort, J.F. 2016. Early Pliocene tracer of North Atlantic and South Pacific sea surface currents: *Janthina typica* (Bronn, 1860) (Mollusca: Gastropoda). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33 (2), 192-197.
- Rothpletz, A. & Simonelli, V. 1890. Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, 42, 677-736.
- Saint-Martin J.-P., Raudeau, D., Lauriat-Rage, A., Goubert E., Secrétan, S., Babinot J.-F., Bouklihacene, S., Pouyet, S., Lacour, D., Pestrea, S. et Conesa, G. 2000. La faune interstratifiée dans les gypses messiniens de Los Yesos (bassin de Sorbas, SE Espagne): implications. *Geobios*, 33 (5), 637-649.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., González Delgado, J.A., Soler, V., Ghaleb, B. and Dabrio, C.J. 2003. Registro de los cambios de nivel del mar durante el Cuaternario en las Islas Canarias occidentales (Tenerife y La Palma). *Estudios Geológicos*, 59, 133-144.

IMPLICACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS DE LAS FAUNAS DEL GUADALUPIANO (PÉRMICO MEDIO-SUPERIOR) DEL NOROESTE DE MÉXICO

R.A. Lara-Peña¹ y P. Navas-Parejo²

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra-UNAM, Estación Regional del Noroeste, Hermosillo, 83000, México.
ra.lara.pena@gmail.com

²Instituto de Geología-UNAM, Estación Regional del Noroeste, Hermosillo, 83000, México.
pilarnpg@geologia.unam.mx

Palabras clave: Pérmico, conodontos, Norteamérica, Bloque Caborca, México.

INTRODUCCIÓN

Las rocas del Pérmico medio-superior de la Formación Monos expuestas en el noroeste de México (Sonora) han sido consideradas alóctonas e incluidas en el Bloque Caborca, el cual se ha interpretado como una parte del Miogeoclinal Cordillerano de Norteamérica que ha sido desplazado hacia el sureste hasta su actual posición en el noroeste de México (Anderson y Silver, 1979), mediante un sistema de desplazamiento lateral que actuó en el suroeste de Laurentia en tiempos post-pérmicos. Dicho desplazamiento fue atribuido en un principio a la hipotética Megacizalla Mojave-Sonora, considerada activa durante el Mesozoico medio (Jurásico) en el borde oeste de Norteamérica (Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983). Posteriormente, basado en evidencias estructurales y estratigráficas, Dickinson (2000) propone una edad de desplazamiento durante el límite Pérmico-Triásico, introduciendo el término «Transformante California-Coahuila» (*California-Coahuila Transform*) para diferenciarla de la megacizalla de Anderson y colaboradores, la cual habría servido como conector kinemático entre la convergencia de placas de la orogenia Sonoma en el oeste de Norteamérica (Nevada y norte de California) y el sistema de subducción presente en lo que actualmente es el centro de México (Dickinson y Lawton, 2001).

En general, desde el advenimiento de la Megacizalla Mojave-Sonora, la hipótesis del Bloque Caborca ha sido ampliamente utilizada para explicar la evolución geológica del noroeste de México. No obstante, algunas evidencias geológicas y paleontológicas indican que las rocas del Paleozoico tardío y Mesozoico que componen dicho bloque podrían no presentar un desplazamiento, apuntando hacia la idea de un origen autóctono para estos afloramientos (Arvizu et al, 2009; Dobbs, 2017) llegando a considerarse, por algunos autores, la necesidad de reevaluar dicha hipótesis (e.g. Poole *et al.*, 2005).

La presencia de cierto contenido fósil en las rocas de la Formación Monos, como *Parafusulina antimonienensis*, parece validar la existencia de este terreno tectonoestratigráfico y su posible afinidad con los depósitos de la cuenca Phosphoria, en el noroeste de los Estados Unidos (Cooper y Arellano, 1946; Ross y Ross, 1983; Stanley y González-León, 1993; González-León, 1989). Sin embargo, en estudios recientes se ha descubierto que *Parafusulina antimonienensis* al igual que el goniatite *Waagenoceras dieneri*,

distintivos de la fauna de Los Monos, así como algunas especies de crinoideos, presentan afinidades con las especies descritas en las secuencias de las cuencas pérmicas del suroeste de Texas y sureste de Nuevo México (Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007). No obstante, si se busca reconstruir el margen suroeste del Cratón de Norteamérica durante el Paleozoico tardío es fundamental reevaluar estos datos y complementarlos con los reportados en estudios recientes, además de las evidencias estratigráficas y estructurales fuera de los modelos previamente adoptados.

LA FORMACIÓN MONOS

La Formación Monos está representada por una secuencia marina del Pérmico medio-superior (Guadalupiano) expuesta al norte de la Sierra del Álamo en Caborca, noroeste de México. Esta formación se compone por una sucesión de rocas siliciclásticas y carbonatadas de 600 m de espesor. Los primeros 300 m de la columna se componen de lodolitas, areniscas de grano muy fino e intercalaciones de calizas delgadas. El resto de la secuencia, se encuentra constituido por calizas en estratos delgados a gruesos, que en los niveles superiores presentan nódulos de pedernal. Asimismo, es en estos niveles más carbonatados donde se concentra el mayor contenido fosilífero, reportándose macrofauna de braquiópodos, pelecípodos, corales, fusulínidos, briozoarios, ammonites, gasterópodos y equinodermos (Cooper, 1953; González-León, 1980; Lucas *et al.*, 1997; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007). Por sus características sedimentológicas y fosilíferas, el ambiente de depósito ha sido interpretado como parte de una plataforma carbonatada dentro de una cuenca de ante-arco asociada al Arco Cordillerano Pérmico (González-León, 1980; Arvizu *et al.*, 2009; Dobbs, 2017).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Asociaciones faunísticas y edad

El registro paleontológico de la Formación Monos está ampliamente representado por faunas de invertebrados marinos (Cooper, 1953; González-León, 1980; Lucas *et al.*, 1997; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007) que han sido utilizados en trabajos previos para datar a esta formación como Pérmico medio-tardío (Wordiano) y para establecer sus presuntas afinidades biogeográficas, particularmente mediante ammonoideos y fusulínidos.

Cooper (1953) realizó un registro minucioso del contenido fosilífero de estas secuencias. En su reporte incluyó ejemplares mal preservados de esponjas, pelecípodos y braquiópodos donde se destaca la presencia de *Cancrinella phosphatica*, *Waagenoconcha montpeleriensis*, *Rhynchopora taylori* y *Spirifellina laxa*, reportados todos ellos entre las faunas pérmicas de la Cuenca Phosphoria (noroeste de Laurencia) y de la Cuenca Delaware (sur de Laurencia), además de los reportes de *Rhynchopora Taylori* y *Spirifellina laxa* en las secuencias del Valle de las Delicias en Coahuila, México (Girty, 1910; King, 1930) indicando una amplia distribución geográfica para este grupo.

Dunbar (1953), por su parte, definió la nueva especie de fusulínido *Parafusulina antimonienensis* encontrada en la parte media de la sucesión, a la que asignó una edad guadalupiana (Wordiano, Pérmico medio-superior) con base en la comparación de sus características morfológicas con las de aquellas especies descritas para el Pérmico de Norteamérica. En trabajos posteriores, *Parafusulina antimonienensis* ha sido reportada en diversas localidades de Sonora, California, Nuevo México, Texas y Canadá (Buitrón-

Sánchez *et al.*, 2007). Miller (1945, 1953) reportó la presencia de dos especímenes de goniatite del género *Waagenoceras* en los niveles superiores de la secuencia, el cual fue asignado a la especie *Waagenoceras dieneri* con incertidumbre debido a que presentaba un bajo grado de preservación. Esta especie de goniatite ha sido reportada también para el suroeste de Texas en la cuenca Delaware y en el Valle de las Delicias, en Coahuila (King, 1930; Wardlaw *et al.*, 1979).

Buitrón-Sánchez *et al.* (2007), más recientemente, reportaron la presencia de *Pentaridica (col.) rothi*, *Cyclocaudex cf. C. (col.) jucundus*, *Cyclocaudex cf. C. (col.) costatus*, *Preptopremnum (col.) rugosum* y *Heterostelechus texanus*, este último reportado por primera vez en México. Esta asociación indica una fuerte similitud entre los afloramientos de Texas y otras áreas de Sonora, como se ha observado en los otros grupos de organismos.

En este trabajo se reporta la presencia de las especies de conodontos *Mesogondolella nankingensis*, *Mesogondolella aserrata*, *Mesogondolella posterrata*, *Mesogondolella bitteri*, *Sweetognathus fengshanensis*, *Hindeodus excavatus* e *Hindeodus typicalis* en la segunda mitad de la Formación Monos, mostrando una clara afinidad con las asociaciones descritas para el Guadalupiano del oeste de Texas y sureste de Nuevo México en la Cuenca Delaware (Behnken, 1975; Clark y Behnken, 1979; Wardlaw y Grant, 1990; Kozur y Mostler, 1995; Wardlaw, 2000; Mei *et al.*, 2002; Wardlaw y Nestell, 2015), a excepción de *Mesogondolella bitteri* reportada en la Cuenca Phosphoria (e.g. Behnken *et al.*, 1986).

Ahora bien, las asociaciones de braquiópodos reportadas por Cooper (1953), además de *Waagenoceras dieneri*, y por asociación *Parafusulina antimonienensis*, fueron considerados como indicativos de una edad del Wordiano. No obstante, dada la mala preservación de los ejemplares, además de las limitantes bioestratigráficas de una especie nueva, así como datos arrojados por estudios de los últimos años donde se cuestiona el valor estratigráfico del género de ammonites *Waagenoceras* (Henderson y Mei, 2003; Kozur y Wardlaw, 2010), la edad de la Formación Monos, si bien puede ser asociada al Guadalupiano (Pérmico medio-superior), queda dudosamente constreñida al Wordiano. Por su parte, los nuevos datos de conodontos permiten redefinir la edad de la secuencia gracias a que ellos presentan rangos estratigráficos más cortos y específicos. La presencia de *Mesogondolella posterrata* indica el inicio del Capitaniano (Guadalupiano tardío) y la aparición de *Sweetognathus fengshanensis* permite asignar una edad del Capitaniano tardío (Guadalupiano tardío) a la segunda mitad de la formación (Henderson, 2016).

IMPLICACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS

Durante el Pérmico temprano, casi todas las masas continentales a excepción de unos cuantos territorios del sureste de Asia, colisionaron para formar un único continente llamado Pangea, el cual permaneció rodeado por el océano de la Panthalassa y por el mar semi-cerrado de Tetis, formando extensas plataformas carbonatadas al este de Asia (Barrón y Fawcett, 1995; Scotese y Langford, 1995). Este único continente que amalgamó las tierras emergidas, prácticamente se extendió de polo a polo, ocasionando en conjunto con barreras topográficas y oscilaciones ambientales locales, una serie de condiciones climáticas extremas con variaciones muy importantes a lo largo de los 41 Ma que duró el Pérmico, generando una biósfera diferenciada y un gran provincialismo tanto marino como terrestre (Ziegler, 1990).

En el dominio marino, se crearon tres cinturones paleogeográficos caracterizados, entre otras cosas, por el clima; en el hemisferio norte se tuvo la presencia de la Provincia de Aguas Frías del Norte (*North Cool Water Province*), en latitudes bajas, en un cinturón sobre el paleo-ecuador, se extendió la Provincia

de Aguas Cálidas (*Warm Water Province*) y en el hemisferio sur dominó la Provincia de Aguas Frías de peri-Gondwana (*peri-Gondwana Cool Water Province*) (Mei y Henderson, 2001). Esta diferenciación paleoclimática ocasionó el desarrollo de un alto provincialismo en los organismos marinos y terrestres, que para el Pérmico temprano (Artinskiano) se volvió más evidente (Yancey, 1975; Ross, C., 1995; Ross, J.R.P., 1995; Wardlaw, 1995; Calvin y Belasky, 2009).

En Norteamérica, los dos grandes sistemas de sedimentación estuvieron constituidos por la Cuenca Phosphoria y la Cuenca Pérmica, esta última subdividida en las Cuencas Marfa, Val Verde, Midland y Delaware (Mazzullo, 1995). La Cuenca Phosphoria paleogeográficamente se incluyó en la Provincia de Aguas Frías del Norte al noroeste de Laurencia (Wardlaw *et al.*, 1995) mientras que la Cuenca Pérmica, en una posición cercana al paleoecuador, se localizó dentro de la Provincia de Aguas Cálidas en el borde sur de dicho continente (Mazzullo, 1995) (Fig. 1).

Si se analiza la paleogeografía de las rocas de la Formación Monos, consideradas como parte del Miogeoclinal Cordillerano de Norteamérica ligado, a su vez, con la Cuenca Phosphoria (Sheldon, 1955; Cooper y Arellano, 1946; Ross y Ross, 1983 *vide* Stanley y González-León, 1993; González-León, 1989), habría de esperarse que las asociaciones faunísticas contenidas en ellas resultaran con afinidades propias de la Provincia de Aguas Frías del Norte, como ya se ha explicado. No obstante, y contrario a esto, todos los grupos discutidos en el apartado anterior, a excepción de las especies de braquiópodos reportadas por Cooper (1953) presentes en ambas provincias, y del conodonto *Mesogondolella bitteri* cuya presencia en rocas de aguas cálidas debe ser estudiada detenidamente, han demostrado tener

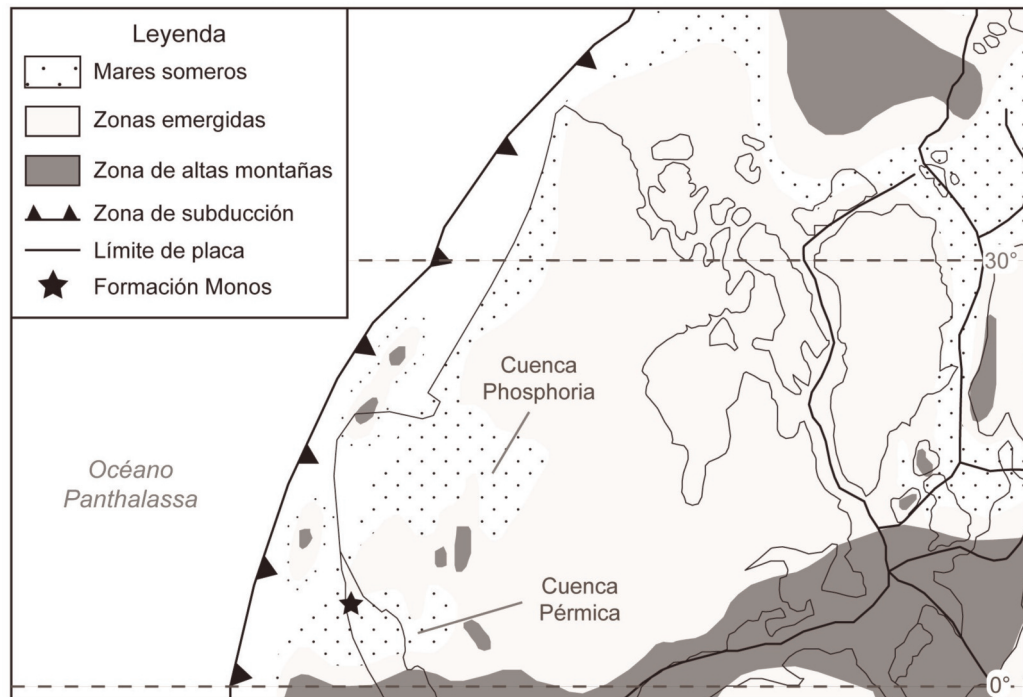


Figura 1. Paleogeografía del Laurencia durante el Pérmico tardío (modificado de Scotese y Langford, 1995).

un relación cercana con los ambientes presentes en el sur de Laurencia, en la Cuenca Pérmica (King, 1930; Behnken, 1975; Clark y Behnken, 1979; Wardlaw *et al.*, 1979; Wardlaw y Grant, 1990; Kozur y Mostler, 1995; Wardlaw, 2000; Mei *et al.*, 2002; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2007; Wardlaw y Nestell, 2015).

Estas observaciones conducen a una nueva interpretación sobre la paleogeografía de las rocas pérmicas presentes en la región de Caborca. Si consideramos que el Bloque Caborca representa este segmento de rocas miogeoclinales de regiones frías, es decir, que existe un desplazamiento desde una paleogeografía contigua a los actuales territorios del noroeste de los Estados Unidos, entonces estaríamos dentro de un escenario con dos alternativas. La primera de ellas sería que los factores paleoclimáticos y paleoecológicos predominan como controladores de la distribución de la biota por encima de factores puramente paleogeográficos y la segunda explicación podría ser que el desplazamiento de este bloque cortical terminó antes del Guadalupiano, a diferencia de lo propuesto en la hipótesis de la Megacizalla Mojave-Sonora y de la Transformante California-Coahuila (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983; Dickinson, 2000; Dickinson y Lawton, 2001). Recientemente Lawton *et al.* (2017) propusieron como nueva edad de desplazamiento un lapso comprendido entre el Carbonífero-Pérmico medio, sin embargo es necesario evaluar esta nueva hipótesis desde el punto de vista paleontológico de las secuencias carboníferas y pérmicas del resto de Sonora, con el fin de determinar su factibilidad.

Por otra parte y en un sentido completamente distinto a lo anterior, ya que estas rocas presentan una relación directa con los depósitos del suroeste de Texas, sureste de Nuevo México y el área del Valle de las Delicias, Coahuila, podemos suponer un origen autóctono de los depósitos que componen a la Formación Monos. Esta última observación se sustenta a partir del estudio de Arvizu *et al.* (2009) que reportaron la presencia de rocas intrusivas del Pérmico inferior-medio (275-278 Ma) asociadas al arco Cordillerano Pérmico, indicando la presencia de un margen activo en el oeste de Norteamérica durante esta época, y de las observaciones realizadas por Dobbs (2017) donde confirmó que los sedimentos contenidos en las rocas silicásticas de la secuencia presentan un origen volcánico asociado al arco continental en cuestión y de rocas más antiguas pertenecientes a la región sur de Laurencia, en una cuenca de ante-arco conectada de alguna manera con la Cuenca Pérmica (Fig. 1).

CONCLUSIONES

Después de lo planteado en este trabajo se puede concluir lo siguiente:

De acuerdo con trabajos previos, la edad de la Formación Monos sí corresponde con el Guadalupiano (Pérmico medio-superior), y puede ser restringida en su mitad superior al Capitaniano con base en la presencia de los conodontos *Mesogondolella posterrata* y *Sweetognathus fengshanensis*.

Las asociaciones faunísticas presentes en estas secuencias indican indiscutiblemente una afinidad con las asociaciones descritas para el Guadalupiano del oeste de Texas, sureste de Nuevo México y en el Valle de las Delicias, Coahuila.

La paleogeografía de estas rocas queda condicionada a:

Si la hipótesis del Bloque Caborca es correcta:

Esto indicaría que los factores paleoclimáticos y paleoecológicos predominan como controladores de la distribución de la biota por encima de factores puramente paleogeográficos.

O bien, sugeriría que el desplazamiento de este bloque terminó antes del Guadalupiano a diferencia de lo propuesto en la hipótesis de la Megacizalla Mojave-Sonora y de la Transformante California-Coahuila.

La Formación Monos representa los depósitos autóctonos en una cuenca de ante-arco asociada al arco Cordillerano Pérmico.

Agradecimientos

Investigación realizada gracias al Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IA104217.

Referencias

- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941–966.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1979. The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. In T.H. Anderson, J. Roldán-Quintana (eds.), *Geology of northern Sonora: Hermosillo*. Sonora Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 59–68.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., 2009. Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 709–728.
- Barron, E.J., Fawcett, P.J., 1995. The Climate of Pangaea: A Review of Climate Model Simulations of the Permian. In P. A. Scholle, T. M. Peryt, D. S. Ulmer-Scholle (eds.), *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 3-19.
- Behnken, F.H. 1975. Leonardian and Guadalupian (Permian) Conodont Biostratigraphy in Western and Southwestern United States. *Journal of Paleontology*, 49(2), 274-315.
- Behnken, F.H., Wardlaw, B.R., Stout, L.N. 1986. Conodont biostratigraphy of the Permian Meade Peak Phosphatic Shale Member, Phosphoria Formation, southeastern Idaho. *Contributions to Geology, University of Wyoming*, 24(2), 169-190.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Almazán-Vázquez, E., Vachard, D. 2007. Middle Permian crinoids (Echinodermata, Crinoidea) from Cerros Los Monos, Caborca, Sonora, Mexico and paleogeographic considerations. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 344-353.
- Calvin, H.S., Belasky, P. 2009. Nature of Permian faunas in western North America: a key to the understanding of the history of allochthonous terranes. In D. M. Ferrari, A. R. Guiseppi (eds.), *Geomorphology and Plates Tectonics*. Nova Science Publishers.
- Clark, D.L., Behnken, F.H. 1979. Evolution and Taxonomy of the North American Upper Permian Neogondolella serrata Complex. *Journal of Paleontology*, 53(2), 263-275.
- Cooper, G.A. 1953. Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico. In G. A. Cooper, C. O. Dunbar, H. Duncan, A. K. Miller, J. B. Knight. (eds.), *Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico*. Smithsonian Miscellaneous Collections, 119(2), 1-80.
- Cooper, G.A., Arellano, A.R. V. 1946. Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 30(4), 606-611.
- Cooper, G.A., Dunbar, C.O., Duncan, H., Miller, A.K., Knight, J.B. (eds.). Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119(2), 111.
- Dickinson W.R., Lawton T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 113(9), 1142–1160.

- Dickinson, W.R. 2000. Geodynamic interpretation of Paleozoic tectonic trends oriented oblique to the Mesozoic Klamath-Sierran continental margin in California. In G. E. Gehrels, M. J. Soreghan (eds.), *Paleozoic and Triassic paleogeography and tectonics of western Nevada and northern California*. Geological Society of America Special Paper 347, 209–245.
- Dobbs, S. 2017. *The middle Permian Monos Formation: stratigraphic and detrital zircon evidence for Permian Cordilleran arc development along the southwest margin of Laurentia (northwest Sonora, Mexico)*. Northern Arizona University, Tesis, 174 p.
- Dunbar, C.O. 1953. A giant Permian fusulinid from Sonora. In G.A. Cooper, C.O. Dunbar, H. Duncan, A. K. Miller, J. B. Knight. (eds.), *Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico*. Smithsonian Miscellaneous Collections, 119(2), 14-19.
- Girty, G.H. 1910. The fauna of the phosphate beds of the Park City formation in Idaho, Wyoming and Utah. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 436, 82 pp.
- González-León, C.M. 1980. *La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la sierra del Álamo, estado de Sonora*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 4(1), 13-18.
- Henderson, C.M. 2016. Permian conodont biostratigraphy. In S. G. Lucas, S. Z. Shen (eds), *The Permian Timescale*. Geological Society, London, Special Publications 450, 119–142.
- Henderson, C.M., Mei, S. 2003. Stratigraphic versus environmental significance of Permian serrated conodonts around the Cisuralian-Guadalupian boundary: new evidence from Oman. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191, 301-328.
- King, R. E. 1930. The geology of the Glass Mountains, Texas: Part 1, Descriptive Geology. *The University of Texas Bulletin*, 3038, 245 pp.
- Kozur, H. W., Wardlaw, B. R. 2010. The Guadalupian conodont fauna of Rustaq and Wadi Wasit, Oman and a West Texas connection. *Micropaleontology*, 56(1/2), 213-231.
- Kozur, H., Mostler, H. 1995. Guadalupian (Middle Permian) Conodonts of Sponge Bearing Limestones from the Margins of the Delaware Basin, West Texas. *Geol. Croat.*, 48(2), 107-128.
- Lawton, T.F., Cashman, P.H., Trexler, J.H., Taylor, W.J. 2017. The late Paleozoic Southwestern Laurentian Borderland. *Geology*, 45(8), 675-678.
- Lucas, S.G., Kues, B.S., Estep, J.W., González-León, C.M. 1997. Permian-Triassic boundary at El Antimonio, Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 149-154.
- Mazzullo, S.J. 1995. Permian Stratigraphy and Facies, Permian Basin (Texas-New Mexico) and Adjoining Areas in the Midcontinent United States. In P.A. Scholle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle (eds.), *The Permian of Northern Pangea Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources*. Springer Verlag, 41-60.
- Mei, S., Henderson, C.M., Wardlaw, B.R. 2002. Evolution and distribution of the conodonts *Sweetognathus* and *Iranognathus* and related genera during the Permian, and their implications for climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180, 57-91.
- Mei, S., Henderson, C.M. 2001. Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170, 243-266.
- Miller, A.K., 1945. A Permian Amraonoid from Sonora. *Journal of Paleontology*, 19(1), 22.
- Miller, A.K., 1953. Cephalopoda. In G.A. Cooper, C.O. Dunbar, H. Duncan, A.K. Miller, J.B. Knight (eds.), *Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico*. Smithsonian Miscellaneous Collections, 119(2), 81-82.
- Poole, F.G., Perry, Jr., W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R. 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-

- Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. *Geological Society of America Special Paper*, 393, 543–596.
- Ross, C., 1995. Permian Fusulinaceans. In P.A. Scholle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle (eds.), *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 167–185.
- Ross, C.A., Ross, J.R.P. 1983. Late Paleozoic accreted terranes of western North America. In C.H. Stevens, (ed.), *Pre-Jurassic rocks in western North America suspect terranes*. Pacific Section, Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, 7–22.
- Ross, J.R.P. 1995. Permian Bryozoa. In P.A. Scholle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle (eds.), *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 196–209.
- Scotese, C.R., Langford, R.P. 1995. Pangea and the Paleogeography of the Permian. In P.A. Scholle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle (eds.), *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 3–19.
- Sheldon, R.P. 1955. Physical stratigraphy of the Phosphoria Formation in northwestern Wyoming. *Geological Survey Bulletin*, 1042-E, 105–185.
- Silver, L.T., Anderson, T.H. 1974. Possible left-lateral early to mid-Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin. *Geological society of America, Abstract with Programs* 6, 955–956.
- Stanley, G.D., González-León, C. M. 1995. Paleogeographic and tectonic implications of Triassic fossils and strata from the Antimonio Formation, northwestern Sonora. *Geological Society of America Special Paper*, 301, 1–16.
- Wardlaw, B.R., Nestell, M.K. 2015. Conodont faunas from a complete basinal succession of the upper part of the Wordian (Middle Permian, Guadalupian, West Texas). *Micropaleontology*, 61(4–5), 257–292.
- Wardlaw, B.R. 1995. Permian conodonts. In P.A. Scholle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle (eds.), *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 186–195.
- Wardlaw, B.R. 2000. Guadalupian Conodont Biostratigraphy of the Glass and Del Norte Mountains. In B.R. Wardlaw, R.E. Grant, D.M. Rohr (eds.), *The Guadalupian Symposium*. Smithsonian Contribution to the Earth Sciences, 32, 415 pp.
- Wardlaw, B.R., Furnish, W.M., Nestell, M. K. 1979. Geology and paleontology of the Permian beds near Las Delicias, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 111–116.
- Wardlaw, B.R., Grant, R.E. 1990. Conodont Biostratigraphy of the Permian Road Canyon Formation, Glass Mountains, Texas. *U. S. Geological Survey Bulletin* 1895, Shorter Contribution to Paleontology and Stratigraphy, A1–A27.
- Wardlaw, B.R., Snyder, W.S., Spinosa, C., Gallegos, D.M. 1995. Permian of the Western United States. In P.A. Scholle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle (eds.), *The Permian of Northern Pangea Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources*. Springer Verlag, 23–40.
- Yancey, T.E. 1975. Permian Marine Biotic Provinces in North America. *Journal of Paleontology*, 49(4), 758–766.
- Ziegler, A.M. 1990. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period. In W.S. McKerrow, C.R. Scotese (eds.), *Paleozoic palaeogeography and biogeography*. Geological Society of London Memoir, 12, 363–379.

PERFILES TRIDIMENSIONALES OSTEOLÓGICOS CRANEALES: UNA NUEVA HERRAMIENTA EN ECOMORFOLOGÍA Y PALEOBIOLOGÍA

A. Pérez-Ramos y B. Figueirido

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campus Universitario de Teatinos s/n,
29071 Málaga, España.

pera@uma.es; borja.figueirido@uma.es

Palabras clave: Hueso trabecular, hueso cortical, dieta, TAC.

INTRODUCCIÓN

En este estudio aplicamos un método virtual novedoso y no invasivo mediante el uso de tomografías axiales computarizadas (TACs) para estimar las áreas de hueso trabecular y cortical en el esqueleto craneodental de los mamíferos. Específicamente, se realiza un análisis virtual y se cuantifican dichas áreas en una serie de cortes tangenciales bidimensionales en diferentes puntos homólogos del cráneo. Esta aproximación permite visualizar el perfil de distribución osteológica (cortical/trabecular) a lo largo del mismo. El hueso cortical soporta cargas superiores al trabecular y disipa con mayor eficacia las tensiones más elevadas hacia el tejido trabecular. Sin embargo, el hueso trabecular puede soportar cargas más continuas y repetitivas a lo largo del tiempo debido a que el tejido trabecular tiene más propiedades anisotrópicas que el hueso cortical, funcionando como amortiguador del estrés (Liu *et al.*, 2008; Fyhrie y Kimura, 1999; Wang *et al.*, 2013, 2015; Wolfram, 2016). Por tanto, puesto que ambos tipos de hueso poseen un comportamiento diferente ante una situación específica de carga o esfuerzo (Cowin, 1983; Weiner y Wagner, 1998), las diferentes adaptaciones en la biomecánica de la masticación se deben reflejar en los perfiles de distribución del hueso cortical y trabecular a lo largo del cráneo.

Para evaluar el potencial de la metodología propuesta se escoge la familia Ursidae (Mammalia, Carnivora) como caso de estudio, pues sus especies actuales presentan una alta diversidad de dietas como son la insectívora, herbívora, carnívora y omnívora (Mattson, 1998; Figueirido *et al.*, 2013). Además, para ilustrar su potencial a la hora de reconstruir el género de vida en especies extintas, se selecciona al oso de las cavernas (*Ursus spelaeus*) debido a que su dieta está muy controvertida en la literatura.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para llevar a cabo el estudio se realizaron tomografías axiales computarizadas (TACs) de los cráneos de todas las especies de úrsidos actuales (*Ursus arctos*, *Ursus maritimus*, *Ursus americanus*, *Ursus tibetanus*, *Ursus ursinus*, *Ursus malayanus*, *Tremarctos ornatus* y *Ailuropoda melanoleuca*) y de las distintas especies/subespecies reconocidas dentro del grupo del oso de las cavernas (*Ursus spelaeus* sensu lato):

Ursus ingressus y las tres subespecies reconocidas por *Ursus spelaeus sensu stricto* (s.s.): *U. sp. spelaeus*, *U. sp. ladinicus* y *U. sp. eremus* (Rabeder y Hofreiter, 2004; Rabeder *et al.*, 2004a, 2004b, 2008).

Las tomografías axiales computarizadas de los 12 especímenes analizados fueron segmentadas en diferentes cortes a lo largo de diez puntos homólogos seleccionados, diferenciando el tejido cortical del trabecular, usando un programa informático especializado. Así, tal análisis proporciona información de la anatomía osteológica interna no observable en la morfología externa de dichos especímenes. Tal método analítico fue testado aplicando procesos biomecánicos a cada uno de los 12 cráneos virtuales usados en este estudio mediante el programa informático Strand V.7 (Figueirido *et al.*, 2014). Con tal test biomecánico pudimos correlacionar las propiedades osteológicas de cada espécimen con los patrones biomecánicos resultantes.

RESULTADOS

Los resultados indican que aquellos osos con una dieta durófaga o que tienen que ejercer altas fuerzas de mordida tienen un hueso cortical más grueso en diferentes puntos del cráneo, siendo el panda gigante (*A. melanoleuca*) la especie con una mayor cantidad de hueso cortical. Por el contrario, el oso perezoso (*U. ursinus*), que tiene una dieta basada en insectos, tiene menos superficie cortical y una gran cantidad de hueso trabecular, probablemente debido a las exigencias biomecánicas más bajas que comporta su dieta. En general, las especies con una dieta basada en alimentos duros como el bambú o frutas duras, tienen un perfil de hueso trabecular más alto en la región del neurocráneo respecto a las especies con una dieta más omnívora y carnívora, las cuales tienen un reparto del tejido trabecular más equitativo entre el rostro y el neurocráneo.

Respecto a los especímenes de los osos de las cavernas, tanto *U. sp. spelaeus* y *U. sp. ladinicus* tiene un patrón histológico dentro del rango de los osos actuales con régimen omnívoro. Sin embargo, *U. sp. spelaeus* muestra más hueso trabecular en el rostro y *U. sp. ladinicus* más en la región del neurocráneo. Esto indicaría que *U. sp. spelaeus* tenía diferentes requisitos biomecánicos para los procesos de masticación respecto de *U. sp. ladinicus*. Tanto el perfil del hueso cortical y trabecular de *U. sp. spelaeus* es muy similar al perfil de *U. arctos*. Esto puede ser debido a la relación filogenética entre ellos dos y por tanto, a una ecomorfología muy parecida.

Agradecimientos

Este trabajo de investigación de tesis doctoral fue posible por la beca FPI del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad (BES-2013-065469) al proyecto CGL2012-37866 vinculado a la Universidad de Málaga, España.

Referencias

- Cowin, S.C. 1983. The mechanical and stress adaptive properties of bone. *Annals of Biomedical Engineering*, 11(3-4), 263-295.
- Figueirido, B., Tseng, Z.J. and Martín-Serra, A. 2013. Skull shape evolution in durophagous carnivorans. *Evolution*, 67(7), 1975-1993.

- Figueirido, B., Tseng, Z.J., Serrano-Alarcón, F.J., Martín-Serra, A. and Pastor, J.F. 2014. Three-dimensional computer simulations of feeding behaviour in red and giant pandas relate skull biomechanics with dietary niche partitioning. *Biology letters*, 10(4), 20140196.
- Fyhrie, D.P. and Kimura, J.H. 1999. Cancellous bone biomechanics. *Journal of biomechanics*, 32(11), 1139-1148.
- Liu, X.S., Sajda, P., Saha, P.K., Wehrli F.W., Bevil G., Keaveny T.M. and Guo X.E. 2008. Complete volumetric decomposition of individual trabecular plates and rods and its morphological correlations with anisotropic elastic moduli in human trabecular bone. *Journal of Bone and Mineral Research*, 23(2), 223-235.
- Mattson, D.J. 1998. Diet and morphology of extant and recently extinct northern bears. *Ursus*, 10, 479-496.
- Rabeder, G. and Hofreiter, M. 2004. Der neue Stammbaum der alpinen Höhlenbären. *Die Höhle*, 55(1-4), 58-77.
- Rabeder, G., Hofreiter, M., Nagel, D. and Withalm, G. 2004a. New taxa of alpine cave bears (Ursidae, Carnivora). *Cahiers scientifiques. Hors série*, 2, 49-67.
- Rabeder, G., Hofreiter, M. and Withalm, G. 2004b. The Systematic Position of the Cave Bear from Potočka zijalka (Slovenia). *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss*, 13, 197-200.
- Rabeder, G., Debeljak, I., Hofreiter, M. and Withalm, G. 2008. Morphological responses of cave bears (*Ursus spelaeus* group) to high-alpine habitats. *Die Höhle*, 59, 59-72.
- Reilly, D.T. and Burstein, A.H. 1975. The elastic and ultimate properties of compact bone tissue. *Journal of biomechanics*, 8(6), 393-405.
- Wang, J., Zhou, B., Parkinson, I., Thomas, C.D.L., Clement, J.G., Fazzalari, N. and Guo, X.E. 2013. Trabecular plate loss and deteriorating elastic modulus of femoral trabecular bone in intertrochanteric hip fractures. *Bone research*, 1(4), 346.
- Wang, J., Zhou, B., Liu, X.S., Fields, A.J. and Sanyal, A. et al. 2015. Trabecular plates and rods determine elastic modulus and yield strength of human trabecular bone. *Bone*, 72, 71-80.
- Weiner, S. and Wagner, H.D. 1998. The material bone: structure-mechanical function relations. *Annual Review of Materials Science*, 28(1), 271-298.
- Wolfram, U. and Schwiedrzik, J. 2016. Post-yield and failure properties of cortical bone. *BoneKey reports*, 5.

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN SANTA MARÍA DE LAS HOYAS EN EL ÁREA DE CONGOSTRINA (GUADALAJARA)

I. Rodríguez-Castro¹ y S. Rodríguez^{1,2}

¹Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, c/José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid (Spain).
sergrodr@ucm.es

²Departamento de Geología Sedimentaria y Cambio Medioambiental, Instituto de Geociencias (CSIC-UCM),
c/José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid (Spain).
sergrodr@ucm.es

Palabras clave: Cretácico, Cordillera Ibérica, Paleoambientes, Paleontología, Sedimentología

INTRODUCCIÓN

La transición de medios continentales a medios marinos en el Cretácico superior de la zona noroccidental de la provincia de Guadalajara está representada por la Formación Santa María de las Hoyas, que marca las primeras facies marinas tras la Formación continental Arenas de Utrillas y antecede a la plataforma marina abierta de la Formación Picofrentes. La Formación Santa María de las Hoyas ha sido definida para sectores septentrionales de la Cordillera Ibérica, y su equivalente en la zona estudiada sería la Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (Gil *et al.*, 2004). Esta, sin embargo, es descrita como dolomías tableadas con laminaciones de algas (Vilas *et al.*, 1982), lo cual no se corresponde en absoluto con lo observado en el área de estudio.

La zona de trabajo se encuentra en la provincia de Guadalajara (Castilla la Mancha, España), entre Jadraque, al sur, y Hiendelaencina, al norte. Se encuentra al este del Embalse de Alcorlo, nutrido por el río Bornova y al pie de la Sierra de los Lobos, en las proximidades de la localidad de Congostrina. Geológicamente, la zona se encuentra en la parte oriental del Sistema Central (zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico) y en el margen norte de la Cuenca Terciaria del Tajo.

La Formación Santa María de las Hoyas se ha descrito como una alternancia de cuerpos arenosos, margosos y calcáreos (García *et al.*, 1989). Tanto esta formación como la suprayacente de margas de Picofrentes son unidades con un contenido fósil muy rico y variado. Sin embargo, su sedimentología no ha sido estudiada en detalle hasta la fecha, aunque hay estudios paleontológicos recientes en las mismas (Berrocal-Casero *et al.*, 2013; Moratilla-García *et al.*, 2015).

El objetivo de este estudio es establecer el ambiente en el que se sedimentó la Formación Santa María de las Hoyas y su transición a la Formación Picofrentes en el área de Congostrina a partir de un análisis de los factores ambientales. Este se llevará a cabo utilizando la información aportada por las características sedimentológicas de la unidad y su contenido paleontológico.

MÉTODOS

Para llevar a cabo este análisis se ha estudiado la unidad en el campo, levantando una columna es-

tratigráfica de detalle (Fig. 1) y muestreando las diversas capas. Se han tomado seis muestras orientadas estratigráficamente para láminas delgadas, en los puntos de Santa María de las Hoyas indicados en la columna, a partir de las cuales se han realizado láminas horizontales y verticales. Las horizontales se han teñido con la tinción de carbonatos de Lindholm & Finkelman (1972), y todas las láminas se han analizado mediante lupa binocular y microscopio petrográfico. Las muestras de mano se han tomado principalmente en las margas de Picoфrentes, donde abunda más la macrofauna, y se han siglado diferenciando las extraídas *in situ* y las rodadas.

La clasificación de los fósiles se ha llevado a cabo utilizando los trabajos de Geys (1990), Berrocal-Casero *et al.* (2013) y Moratilla-García *et al.* (2015) para macrofósiles, y el tratado de Moore (1964) para foraminíferos, si bien la mayor parte de estos últimos no se han podido clasificar, pues se deben estudiar en levigados. No se citan en la bibliografía los trabajos en los que se definió cada fósil, sino simplemente aquellos que se han utilizado para clasificarlos. En Santa María de las Hoyas la diversidad se ha valorado cualitativamente, pues no se han podido clasificar a nivel de especie los fósiles de las láminas delgadas. El muestreo de las margas de Picoфrentes ha permitido calcular su diversidad específica según el Índice de Shannon-Weaver, cuya fórmula es la siguiente:

$$-\sum_{i=1}^S \left(\frac{ni}{N} \right) \log_2 \left(\frac{ni}{N} \right)$$

donde S es el número de especies, ni es el número de individuos de una especie y N es el número total de individuos (Shannon & Weaver, 1963). No se han tenido en cuenta aquellos fósiles no clasificados a nivel de especie que pudieran pertenecer a alguna de las especies ya reconocidas, pero sí los que claramente eran diferentes.

RESULTADOS

Se describen brevemente a continuación las características de los distintos tramos identificados en la sección levantada; no se precisan ni espesores ni aquellos detalles que pueden observarse directamente en la columna (Fig. 1)

Tramo 1: Dolomía arenosa de color ocre en bancos gruesos, de 30 a 50 centímetros. Presentan venas milimétricas rellenas de carbonato. Se reconocen niveles con ostreidos y fragmentos de conchas de moluscos indeterminados. En lámina delgada se ha reconocido como un dolomudstone, ya que, si bien su textura es cristalina, por la ausencia de fósiles su textura original sería mudstone. Contiene entre un 85 y un 90% de cristales de dolomita, y de un 10 a un 15% de terrígenos, fundamentalmente cuarzo. El tamaño de grano es de arena muy fina a limo, pues la mayoría de los granos de cuarzo tienen un tamaño de 0,2 milímetros. Están distribuidos de forma desigual y mal seleccionados, llegando a haber algunos de 1 milímetro, y son de sub-redondeados a sub-angulosos. Hay dispersos algunos fragmentos de conchas de ostreidos recristalizadas, que en algún caso llegan a los 5 centímetros. Destacan las abundantes bioturbaciones, pues se pueden observar *burrows* verticales y horizontales. En las láminas se observan también las fracturas rellenas de cemento carbonático que se veían en el campo, y se aprecia también la presencia de un cemento ferruginoso.

Tramo 2: Dolomía arenosa tableada, formando bancos finos, de cinco a quince centímetros de espesor. Es igual a la anterior en contenido fósil y aspecto general, salvo por el tamaño de los bancos. Además, se aprecian superficies onduladas en los estratos, tipo *ripple* de oscilación, aunque no se apre-

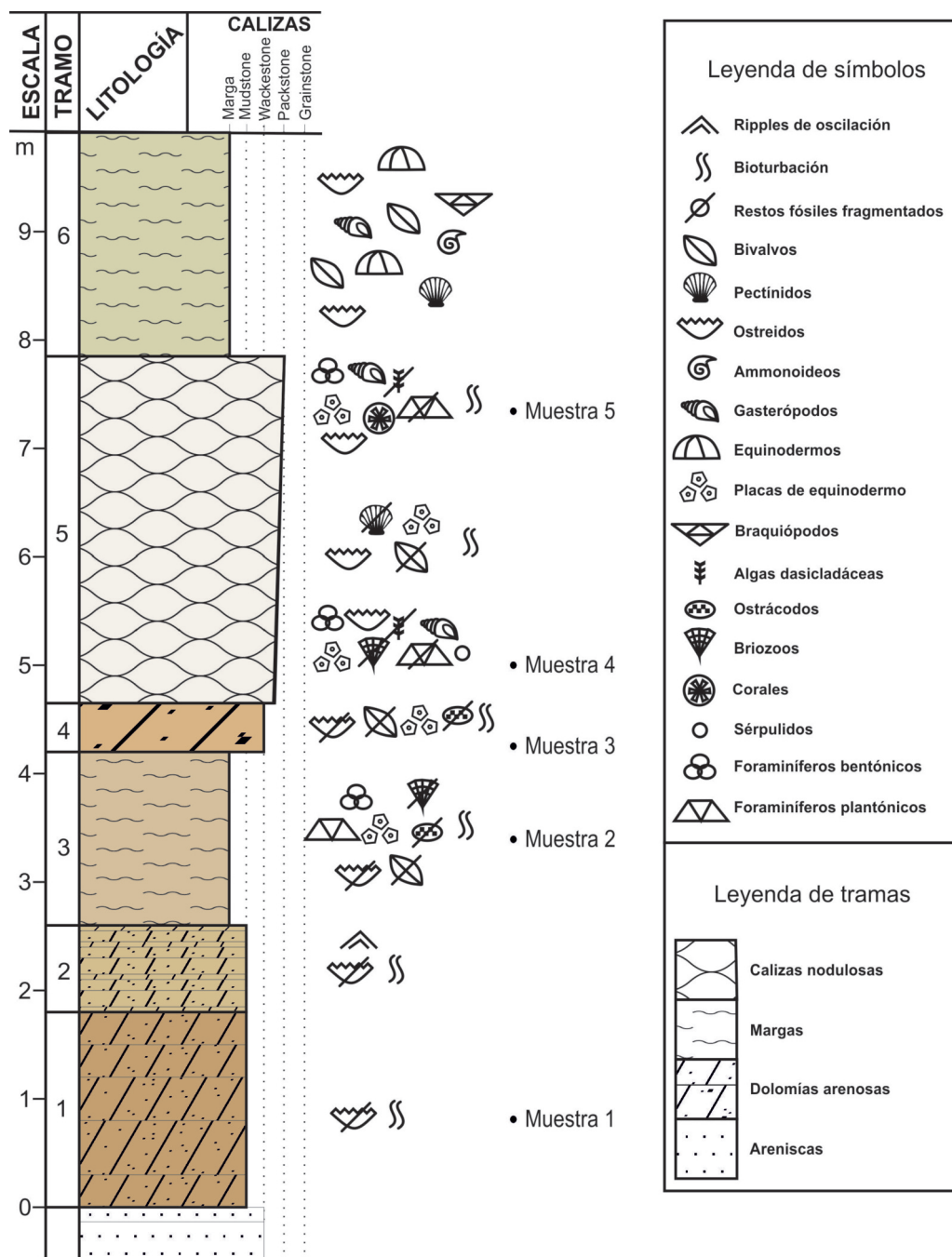


Figura 1. Columna estratigráfica de detalle.

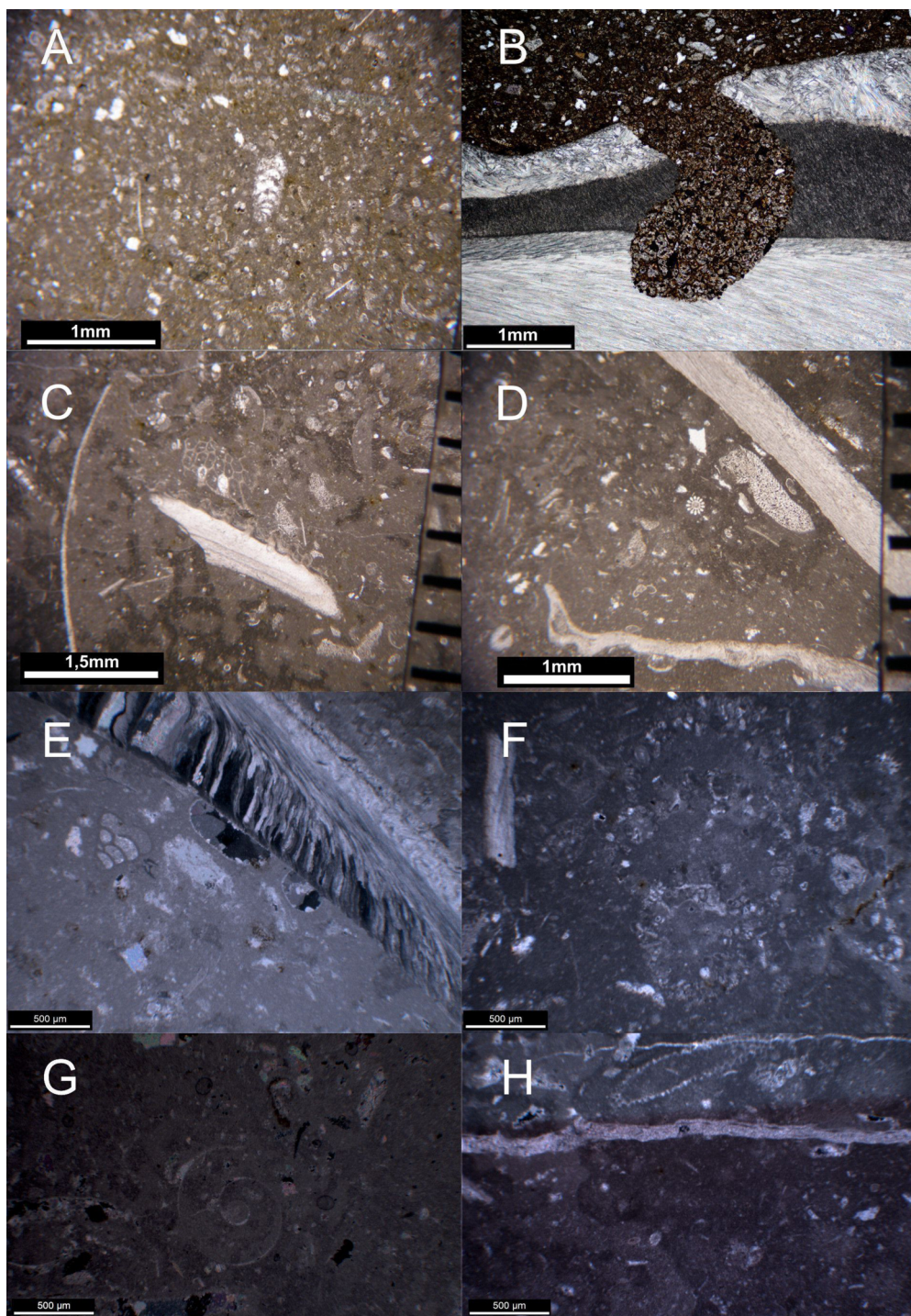
cia laminación. Se ha clasificado como un dolomudstone de textura cristalina, con una importante presencia de terrígenos. Por su similitud con el tramo anterior, no se ha considerado necesario su muestreo.

Tramo 3: Marga calcárea nodulosa de color ocre. Contiene fragmentos de conchas de moluscos y moldes de bivalvos, y se encuentra muy bioturbada. En lámina delgada se ha clasificado como wackestone. Está formada por un 75% de micrita, alrededor de un 1% de cuarzo y casi un 25% de granos esqueléticos, de los cuales la mayor parte, cerca del 20%, son foraminíferos. La mayor parte de estos son planctónicos, en concreto globigerináceos, aunque hay algunos *Rotaliina* indeterminados y *Textulariina*, entre los que se ha reconocido un posible lituólido (Figura 2A), con su característico enrollamiento planoespiral en los estados tempranos, seguidos de una sección rectilínea. También se han identificado radiolas y placas de equinodermos, fragmentos de conchas de ostreidos y otros moluscos, valvas de ostrácodos y algún briozoo. La mayor parte de los fósiles están rotos y son de pequeño tamaño, si bien hay un fragmento de bivalvo que llega al centímetro. Al igual que en el primer tramo, hay cementos ferruginosos y carbonáticos, este último rellenando fracturas. Se aprecia una orientación de los clastos mayores más o menos generalizada en planos horizontales.

Tramo 4: Dolowackestone arenoso de color ocre, formando un solo banco. Contiene niveles con fragmentos de conchas de moluscos, principalmente ostreidos. La bioturbación es más escasa que en los tramos anteriores. En lámina delgada se ha estimado su contenido en cristales de dolomita en un 75%, un 10% de terrígenos y un 15% de granos esqueléticos. Los terrígenos son fundamentalmente granos de cuarzo subangulosos de tamaño limo. Los fósiles son fragmentos de conchas de moluscos, principalmente ostreidos, con tamaños de 0,5 a 1 centímetro, destacando uno de varios centímetros. Hay también placas de equinodermos, briozoos, algunos globigerináceos, y se ha encontrado un miliólido muy fragmentado y un posible fragmento de rudista. La mayor parte de los fósiles están rotos. La bioturbación es más escasa que en las anteriores, pero es llamativa la presencia de perforaciones en las conchas, incluyendo una de tipo *Gastrochaenolites*. Dentro de ella los cristales de dolomita son de mayor tamaño, probablemente debido a que la dolomitización ha sido más lenta (Figura 2B). Se aprecia una orientación de los fósiles en planos horizontales, y varios de ellos se encuentran en posiciones de máxima estabilidad.

Tramo 5: Caliza nodulosa packstone de color blanquecino, muy bioturbada. Hay abundantes ostreidos, algunos fragmentados, fragmentos de conchas de bivalvos indeterminados, algunos pectínidos y placas de equinodermos. También presenta venas milimétricas de carbonato. Se han identificado en muestras de visu tres ejemplares de *Exogyra* (*Costagyr*) *olisiponensis* Sharpe 1850, dos de *Ceratostreon flabellatum* (Goldfuss 1834) y uno de *Trigonarca passyana* (d'Orbigny 1844). Además, entre las muestras recogidas hay tres Gryphaeidae y dos pectínidos indeterminados. En lámina delgada se ha podido observar que en la base la textura se encuentra entre wackestone y packstone, con cerca del 50% de micrita y de granos esqueléticos. El contenido fósil es muy abundante y diverso. Hay numerosas placas y

Figura 2. Fotografías de las láminas delgadas de los tramos de 3 a 5. A) Imagen del posible lituólido del tramo 3, rodeado por otros foraminíferos de menor tamaño y por algunos granos de cuarzo. B) Detalle de las perforaciones en el ostreido del tramo 4. C) Briozoo incrustante sobre un fragmento de concha de molusco, en la base del tramo 5. Se pueden ver, también, placas de equinodermos y foraminíferos. D) Aspecto general de la base del tramo 5, con placas y radiolas de equinodermos, foraminíferos y fragmentos de conchas de moluscos. E) Serpúlidos sobre una concha de ostreido, en la base del tramo 5. Junto a ellos hay también un foraminífero aglutinado biseriado (nícoles cruzados). F) Foraminífero aglutinado de más de 1mm, con bioclastos formando su concha, del techo del tramo 5. Hay también placas de equinodermos y otros foraminíferos. G) Detalle de un gasterópodo del techo del tramo 5 (nícoles cruzados). H) Dasycladacea (arriba, centro) en el techo del tramo 5. Hay una vena de carbonato atravesando la muestra de derecha a izquierda. La zona inferior de la lámina está teñida.



radiolas de equinodermos, y los foraminíferos son de mayor tamaño, además de que predominan los aglutinados por encima de los globigerináceos. También hay fragmentos de conchas de moluscos, algunos de ellos ostreidos, bastantes algas dasicladáceas, briozoos, gasterópodos recristalizados, ostrácodos y posibles serpulidos (Figura 2). Hay bastantes bioturbaciones. Los bioclastos mayores están más o menos en posición horizontal, y algunos en la de máxima estabilidad, pero los pequeños están dispuestos de forma caótica, revueltos por la bioturbación. La mayor parte de los fósiles están rotos, pero hay algunos completos e incluso uno articulado. En el techo la textura es packstone, con un 30% de micrita y un 70% de restos esqueléticos. Hay muchos equinodermos y foraminíferos, tanto Textulariina como globigerináceos. Resulta bastante llamativa la presencia de un aglutinado de más de un milímetro que, en su concha, ha incluido numerosos bioclastos (Figura 2F). Entre los moluscos se reconocen bivalvos y ostreidos, hay abundantes algas dasicladáceas, algunos gasterópodos (Figura 2G) y escasos fragmentos de corales escleractinios. Hay menos fósiles grandes que en la zona inferior, aunque la densidad de fósiles sea mayor, y no se ven orientaciones claras. Es especialmente llamativa la presencia de numerosas bioturbaciones, visibles porque fueron excavadas en una zona en la que la matriz es más clara, y han sido rellenadas con una matriz más oscura que predomina en el resto de la lámina. Son tanto verticales y oblicuas como horizontales.

Tramo 6: Margas de Picofrentes. En esta unidad no se han realizado láminas delgadas y el estudio se ha limitado a un análisis dos componentes macrofósiles a partir de un muestreo aleatorio. Se han muestreado los primeros metros de las margas, de color amarillento, blandas y con algunos niveles más calcáreos. Tienen un contenido en macrofósiles muy abundante. Se han muestreado tanto fósiles rodados como recogidos *in situ*. Entre los rodados se encuentran ostreidos y otros bivalvos, entre ellos pectínidos; equinodermos; gasterópodos y un ammonoideo (*Leoniceras sp.*). *In situ* se han recogido equinodermos, un ostreido, un braquiópodo y un gasterópodo (Figura 3).

DISCUSIÓN

Los factores ambientales interpretados permiten deducir el medio de sedimentación de los diferentes tramos de Santa María de las Hoyas y de la base de las margas de Picofrentes. Se han resumido en la tabla 1 para facilitar su recapitulación.

Hay varios factores que se mantienen bastante constantes durante toda la sección estudiada. La temperatura es cálida. La oxigenación es siempre buena, como prueban las abundantes bioturbaciones, y el sustrato es firme, salvo en las margas de Picofrentes, que es blando. La energía nunca es alta y continua, por lo que siempre hay matriz micrítica y no hay grainstones. Tampoco hay discontinuidades ni evidencias de emersión en ningún tramo.

El primer tramo, somero, con baja energía y con una salinidad posiblemente elevada, parece haberse depositado en un lagoon: un medio protegido del oleaje, tal vez lo suficientemente aislado como para desarrollar salinidades anómalas que dificulten la vida de los organismos, y próximo al continente, lo que explicaría la sedimentación de los terrígenos.

El segundo tramo es muy similar al anterior, si bien la energía parece mayor, pues se forman *ripples* en algunas superficies de estratificación, y la tasa de sedimentación es o más lenta, o más discontinua. La influencia del oleaje se puede explicar por una mayor cercanía a la barrera del lagoon, o por la erosión de la misma, que queda sumergida protegiendo sólo parcialmente la laguna.

En el tercer tramo disminuye la influencia de los terrígenos, pero aumenta la energía, aunque de forma discontinua. La salinidad es claramente normal, y lo seguirá siendo durante el resto de la suce-



Figura 3. Ejemplos de las muestras recogidas en las margas. A) *Temnocidaris* (*Temnocidaris*) sp. PF 1- 2. B) *Hemiaster bufo* (PF 1- 3, 10, 5). C) *Tetragramma cf. variolare* (PF 0- 22). D) *Tylostoma torrubiae* (PF 0 – 19). E) *Trigonarca passyana* (PF 0- 14). F) *Cerastostreon flabellatum* (PF 0- 5).

sión. Además, comienzan a aparecer foraminíferos planctónicos, propios de mar abierto. El ambiente de sedimentación debe ser, por tanto, abierto pero lo suficientemente somero como para ser influenciado por el oleaje, aunque no sea de forma continua. Se trata, por tanto, de una plataforma o rampa carbonatada, abierta, en la zona submareal, bajo el nivel de base del oleaje.

En el tramo cuatro vuelve a aumentar la influencia de los terrígenos, lo que probablemente sea el factor estresante que reduce la abundancia y diversidad de los fósiles. La energía aumenta, pero sigue

siendo discontinua. Por lo tanto, el ambiente de sedimentación sería similar al anterior, una plataforma carbonatada abierta, pero esta vez sobre el nivel de base del oleaje, y con un mayor aporte de sedimentos del continente.

En la parte baja del tramo cinco la energía disminuye, por lo que, aunque sigue siendo un ambiente somero, probablemente se depositara en la misma plataforma, pero por debajo del nivel de base del oleaje, como el tramo tres. El techo del tramo cinco, en cambio, vuelve a ser de alta energía, por lo que se interpreta como, de nuevo, sedimentado por encima del nivel de base del oleaje, pero en condiciones menos estresantes que el tramo cuatro, dado que el aporte de terrígenos del continente es prácticamente nulo y la diversidad aumenta.

El tramo seis, la base de las margas de Picofrentes, fue depositado claramente en ambientes más profundos que los anteriores, lo que coincide con los datos de Moratilla-García *et al.* (2015), que interpretan estas margas como un máximo eustático. La ausencia de tempestitas u otras facies de alta energía indican que la unidad se depositó bajo el nivel de base del oleaje de tormentas, aunque su profundidad no llega a ser tanta como para dificultar la producción de carbonato o la oxigenación del sustrato. Por todo esto, se depositarían en un ambiente de plataforma carbonatada abierta, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas.

La secuencia, por lo tanto, es una trasgresión marina que pasa de un lagoon (y, antes, de un ambiente continental, en el que se depositaron las Arenas de Utrillas) a una plataforma abierta por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas. Hay dos pequeñas regresiones, en el paso del tramo tres al cuatro y durante la sedimentación del tramo cinco, en el que el techo es más somero que la base, pero en seguida se reanuda la tendencia general a la trasgresión, pasando a las margas de Picofrentes.

CONCLUSIONES

Las asociaciones de fósiles y los detalles sedimentológicos de la formación Santa María de las Hoyas y la base de la formación Picofrentes permiten la reconstrucción de los factores ambientales bajo los que se depositaron.

	1	2	3	4	5.1	5.2	6
Energía	Baja	Baja/Media Discontinua	Intermedia Discontinua	Alta Discontinua	Intermedia Discontinua	Alta Discontinua	Baja
Sedimentación	Rápida	Media	Lenta	Lenta	Lenta	Rápida, brusca	Rápida
Sustrato	Firme	Firme	Firme	Firme	Firme	Firme	Blando
Nutrientes	¿Escasos?	¿Escasos?	Normales	¿Medios?	Normales	Normales	Normales
Oxigenación	Buena	Buena	Buena	Buena	Buena	Buena	Buena
Profundidad	Somero	Somero	Somero	Somero	Somero	Somero	Profundo
Temperatura	¿Cálida?	¿Cálida?	¿Cálida?	Cálida	¿Cálida?	¿Cálida?	¿Cálida?
Salinidad	¿Alta?	¿Alta?	Normal	Normal	Normal	Normal	Normal
Otros	Muchos terrígenos	Muchos terrígenos	Aguas Abiertas	Bastantes terrígenos	Aguas abiertas	Aguas Abiertas	Aguas abiertas

Tabla 1. Factores ambientales identificables en cada tramo.

Las asociaciones registradas varían desde el tramo uno al tramo seis de la sucesión estudiada. En el tramo uno y dos únicamente se encuentran restos resedimentados de ostreidos. A partir del tramo tres son abundantes los foraminíferos y restos de equinodermos. A partir del tramo cinco las asociaciones se diversifican, encontrando más restos de macrofósiles. Entre los componentes principales de las asociaciones se pueden destacar equinodermos, foraminíferos bentónicos y planctónicos, ostreidos y otros bivalvos, briozoos, algas, ostrácodos, etc.

La formación de Santa María de las Hoyas y la base de las margas de Picofrentes suponen una trasgresión marina, en la que se evoluciona de un ambiente de lagoon a una plataforma carbonatada abierta, en ambiente submareal; primero alrededor del nivel de base del oleaje, y finalmente por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas. En los primeros tramos hay un importante aporte de terrígenos desde el continente, pero una vez abandonada la etapa de lagoon las condiciones son muy favorables para la vida, con abundantes nutrientes, permitiendo asociaciones ricas y diversas.

Agradecimientos

El presente artículo se ha financiado con el proyecto de investigación CGL2016 78738-P del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades.

Referencias

- Berrocal-Casero, M.; Barroso-Barcenilla, F.; Callapez, P.; García Joral, F.; Segura, M. 2013. Bioestratigrafía de macrofósiles del Cenomaniense superior-Turonense inferior en el área de Santamera y Riofrío del Llano (Guadalajara, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26, 2, 85-106.
- García, A.; Segura, M.; Calonge, A.; Carenas, B. 1989. Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la Plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica, en: División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas. (J. A. Vera, Ed.), *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2 (3-4), 303-333.
- Geys, J. F. 1990. The Genus *Temnocidaris* (Echinoidea, Cidaroida) in the Upper Cretaceous and Lower Tertiary of the Maastricht area (Belgium and the Netherlands). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 760, 107-114.
- 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, 3-4, 249-266.
- Lindholm, R. C. & Finkelman, R. B. 1972. Calcite Staining: Semiquantitative Determination of Ferrous Iron: NOTES. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 1, 239-242.
- Moore, R. C. (1964), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C Protista 2*. Geological Society of America and University of Kansas Press, 900 pp.
- Moratilla-García, M.; Barroso-Barcenilla, F.; Callapez, P.; García Joral, F.; Segura, M. 2015. Nuevos datos paleontológicos sobre el Cretácico Superior de Pálmaces de Jadraque y Veguillas (Guadalajara, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural Sección Geología*, 109, 27-35.
- Shannon, C.E. & Weaver, W. 1963. *The mathematical theory of communications*. Universidad de Illinois Press, Urbana, EEUU, 117pp.
- Vilas, L.; Mas, J.R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Melendez, N.; Rincón, R. 1982. Ibérica Suroccidental. En *El Cretácico de España* (A. García, Ed.), Universidad Complutense de Madrid, 457-514.

MISCELÁNEA

DISTRIBUCIÓN, MORFOLOGÍA Y TAMAÑO DE INCLUSIONES ASOCIADAS A LOS FLUJOS DE RESINA EN EL ÁMBAR CRETÁCICO DE EL SOPLAO (CANTABRIA)

R.P. Lozano¹, E. Barrón¹, E. Peñalver¹, A. Rodrigo¹ y J.L. Viejo²

¹Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, Madrid 28003.
r.lozano@igme.es

²Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid, C/ Darwin, 2, 28049 Madrid.

Palabras claves: Cretácico, Albiense, ámbar, inclusión, bandeado.

INTRODUCCIÓN

El ámbar es resina fosilizada producida por árboles. Se encuentra en el registro geológico desde el Carbonífero hasta tiempos pre-Cuaternarios (Labandeira, 2014). La secreción pegajosa que fue la resina atrapó una amplia gama de elementos que formaban parte de los antiguos bosques (Penney y Green, 2010). Hasta ahora, la atención de los investigadores se ha centrado principalmente en las bioinclusiones, debido a la excepcional conservación de animales y vegetales incluidos en el ámbar. Su estudio proporciona valiosa información taxonómica (por ejemplo: Arillo *et al.*, 2015), datos relacionados con las interacciones entre diferentes especies (Arillo, 2007) e información ecológica con repercusión paleogeográfica (Martínez-Delclòs *et al.*, 2004). Sin embargo, apenas existen datos sobre las inclusiones asociadas a los flujos de resina original y sólo se han utilizado algunas bifásicas (burbujas de gas y líquido) para obtener información paleoambiental, aunque aún se debate sobre la preservación de la señal química original de estas inclusiones (Berner y Landis, 1988; Cerling, 1989).

En el yacimiento de El Soplao (Cantabria), de edad Albiense, resulta común encontrar piezas de ámbar con alternancias entre bandas onduladas de color marrón oscuro y bandas amarillas mucho más claras. Este bandeado es inexistente o muy sutil en pequeños ejemplares con forma de "estalactita" pero es muy evidente en grandes especímenes de forma arriñonada. En este trabajo hemos examinado detalladamente las bandas oscuras de varios ejemplares arriñonados de este yacimiento. El color oscuro de éstas se debe a la acumulación de inclusiones marrones con aspecto vacuolar, reconocidas en ámbar de diferentes partes del mundo (Girard *et al.*, 2011). En realidad, las supuestas vacuolas son gotas de ámbar rodeadas y aglutinadas por una sustancia oscura. El objetivo de este trabajo se centra en caracterizar las bandas oscuras del ámbar con forma de riñón, describiéndose la morfología, tamaño y distribución de las inclusiones de aspecto vacuolar.

LA INVESTIGACIÓN EN EL YACIMIENTO DE EL SOPLAO

El depósito de ámbar de El Soplao se encuentra cerca del pueblo de Rábago, en el territorio de El

Soplao (Cantabria). El yacimiento fue descubierto en la cuneta de la carretera de acceso a la cueva turística de El Soplao, donde aflora una unidad siliciolástica del Albiense (Najarro *et al.*, 2009). La abundancia de ámbar en este depósito es muy grande en relación a otros yacimientos de ámbar españoles (Najarro *et al.*, 2010). La mayor parte se encuentra formando grandes masas de morfología arriñonada (hasta 25 cm en su longitud máxima) y sólo una pequeña parte tiene forma "estalactítica".

Hasta el momento, en los ejemplares arriñonados no se han encontrado bioinclusiones vegetales ni animales, por lo que se han utilizado para estudiar la composición química del ámbar (Menor-Salván *et al.*, 2009, 2010, 2016) y sus propiedades físicas (Pérez-Castañeda *et al.*, 2014).

Por otra parte, los ejemplares de morfología estalactítica generalmente contienen bioinclusiones de artrópodos (Najarro *et al.*, 2010). A partir de este registro, los siguientes taxones han sido intensamente estudiados desde el punto de vista paleoentomológico: dípteros (Pérez-de la Fuente *et al.*, 2011; Arillo *et al.*, 2015, 2018; Lukashevich y Arillo, 2016), himenópteros (Peñalver *et al.*, 2010; Ortega Blanco *et al.*, 2010a, 2010b; Pérez-de la Fuente *et al.*, 2012), rafidiópteros (Pérez-de la Fuente *et al.*, 2010, 2012), coleópteros (Peris *et al.*, 2014), arañas (Saupe *et al.*, 2011; Pérez-de la Fuente *et al.*, 2013) y ácaros (Arillo *et al.*, 2016). Algunos de los trabajos más recientes se centran en procesos ecológicos sucedidos en el Cretácico, como la polinización (Peñalver *et al.*, 2015; Peris *et al.*, 2017), el camuflaje (Pérez-de la Fuente *et al.*, 2015), el parasitismo (Arillo *et al.*, 2018) o el consumo de resina por parte de hongos resinícolas (Speranza *et al.*, 2015).

METODOLOGÍA

Para observar el contraste de coloración del bandeado es necesario que los ejemplares sean gruesos, lo que permite que la interacción con la luz muestre claramente estas diferencias cromáticas. Para ello, hemos tallado varios cabujones a partir de fragmentos de ámbar con morfología arriñonada, similares al que se muestra en la Fig. 1 (A-C), utilizando una máquina para preparar materiales gemológicos (CAB KING - 6V3). Por otra parte, el estudio detallado del bandeado de color y las inclusiones de aspecto vacuolar requiere que las muestras sean lo suficientemente delgadas para que penetre la luz. Tras seleccionar con lupa binocular los fragmentos de interés (20 muestras), los hemos embutido en resina epoxi (Epotek 301) para consolidarlos e impedir su fracturación durante los siguientes pasos del proceso. Una vez cortados, hemos obtenido planos regulares con carburo de silicio (grano 1000; partículas de ~ 5 µm) para fijar la muestra en un portaobjetos de vidrio con cianocrilato. Tras el curado del pegamento, cortamos el sobrante y volvemos a rebajar con carburo de silicio hasta llegar al grosor definitivo, momento en el cual pulimos manualmente la superficie con pasta dentífrica aplicada sobre un paño. En los cortes hemos empleado una sierra REMET Micromet Evolution, con disco de acero bronceado con diamante (300 m de grosor). En el estudio petrográfico hemos usado un microscopio LEICA DMLP. Para ampliar la profundidad de campo en las fotografías de inclusiones individuales, hemos apilado 5 o 6 imágenes con el software Helicon Focus.

DISTRIBUCIÓN, MORFOLOGÍA Y TAMAÑO DE LAS INCLUSIONES

El ámbar de El Soplao muestra un intenso color púrpura bajo la luz natural (Fig. 1 A) pero bajo la luz artificial su tono es amarillo o marrón (Fig. 1 B). Esta peculiaridad cromática es debida a la fluorescencia azulada que emite el ámbar bajo la luz ultravioleta de onda larga (Fig. 1 C), debido a la presencia

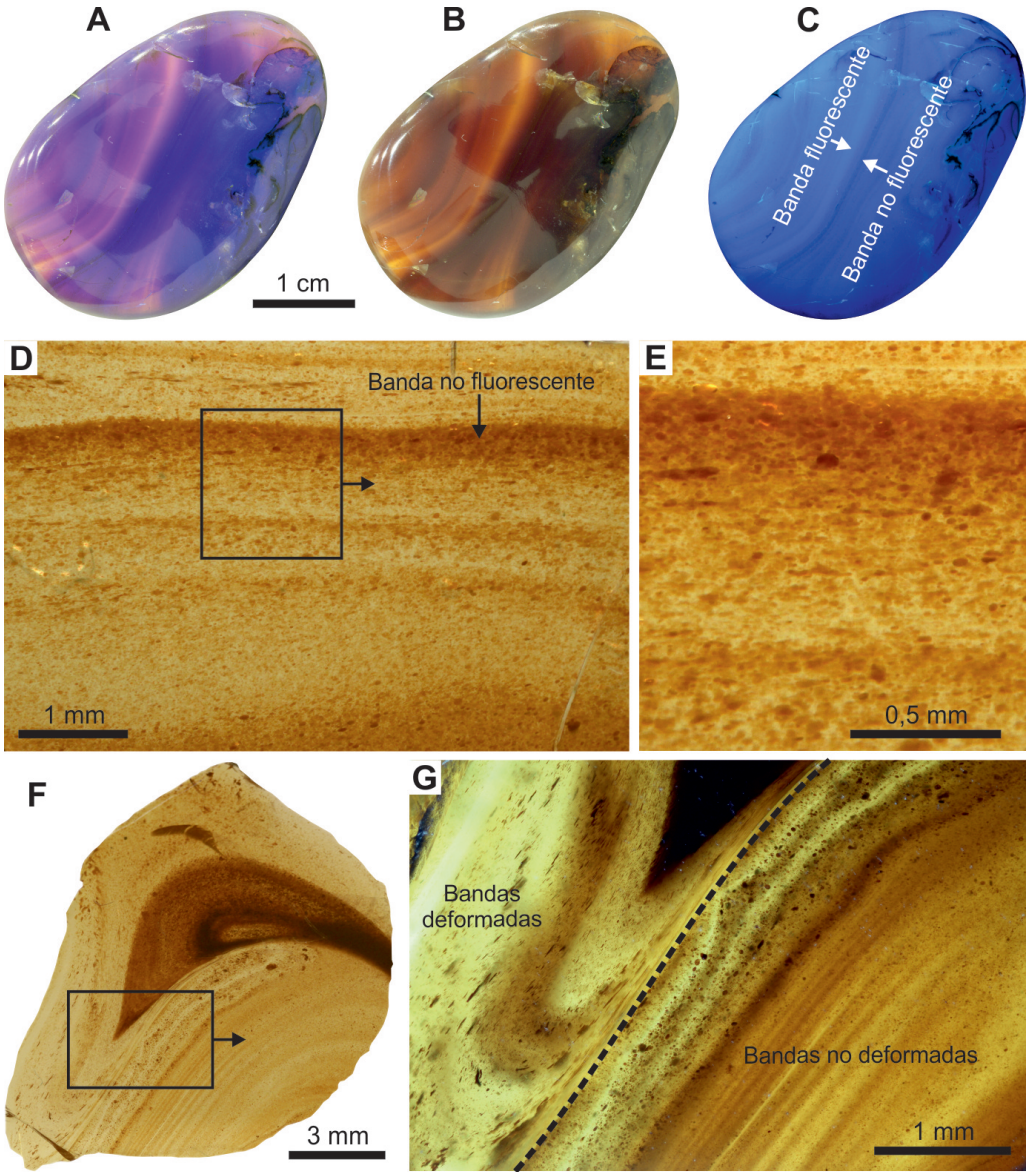


Figura 1. ABC: ejemplar pulimentado (cabujón) de ámbar azul de El Soplao visto bajo la luz natural (A), con luz artificial (B) y con luz ultravioleta de onda larga (C). D: alternancia de bandas oscuras y claras. E: detalle de una de las bandas oscuras donde se aprecia la acumulación de inclusiones oscuras. F-G: ejemplar con sectores muy deformados (izquierda) y sectores sin deformación (derecha). Nótese el contacto neto entre ambos sectores.

de derivados del azuleno (Menor-Salván *et al.*, 2009). Un efecto óptico similar se encuentra en el conocido como ámbar "azul", procedente de yacimientos cenozoicos de la República Dominicana y Rusia.

En estos dos ámbares, la molécula que produce la fluorescencia azul es el perileno (Bellani *et al.*, 2005; Chekryzhov *et al.*, 2014).

En el ámbar de El Soplao, la alternancia entre capas claras y oscuras es evidente no sólo con luz natural (Fig. 1 A) o artificial (Fig. 1 B) sino también bajo la luz ultravioleta de onda larga (Fig. 1 C). Las capas más oscuras están formadas por una alta densidad de inclusiones oscuras que no son fluorescentes bajo la luz ultravioleta. Por este motivo, las bandas oscuras son poco fluorescentes (menos fluorescentes cuanto mayor sea la densidad de inclusiones; Fig. 1 D, E) mientras que las bandas claras lo son mucho más (Fig. 1 C).

El grosor de las bandas varía entre 300 μm y 1 cm, aunque algunas se replegaron sobre sí mismas, doblando su grosor (Fig. 1 F). Resulta común dentro del mismo ejemplar encontrarlas muy deformadas junto a otras sin deformación (Fig. 1 F, G).

La morfología original de las inclusiones es prácticamente esférica. Estas inclusiones esféricas solo se encuentran en capas no deformadas (Fig. 2 A, B). En las capas moderadamente deformadas, éstas adoptan formas elipsoidales (Fig. 2 C, D) y cuando las capas están muy deformadas, pueden estirarse desdibujando completamente la morfología original (Fig. 2 E). Algunas inclusiones tienen un contorno irregular y recuerdan a la espuma jabonosa (Fig. 2 F, G, H). El grado de deformación puede ser bajo (Fig. 2 F, G) o moderado (Fig. 2 H).

En detalle, las inclusiones están formadas por esferas (Fig. 2 A) o elipsoides (Fig. 2 C) de ámbar unidos por una sustancia oscura. Esta peculiar textura es el origen del aspecto vacuolar de las inclusiones. El volumen de esta sustancia aglutinante en comparación con el volumen ocupado por las esferas o elipsoides (gotas) interiores de ámbar es variable, aunque la proporción de la sustancia oscura es siempre menor. Lógicamente, el aspecto de la inclusión es más oscuro cuando tiene una mayor proporción de esta sustancia (Fig. 2 B, D).

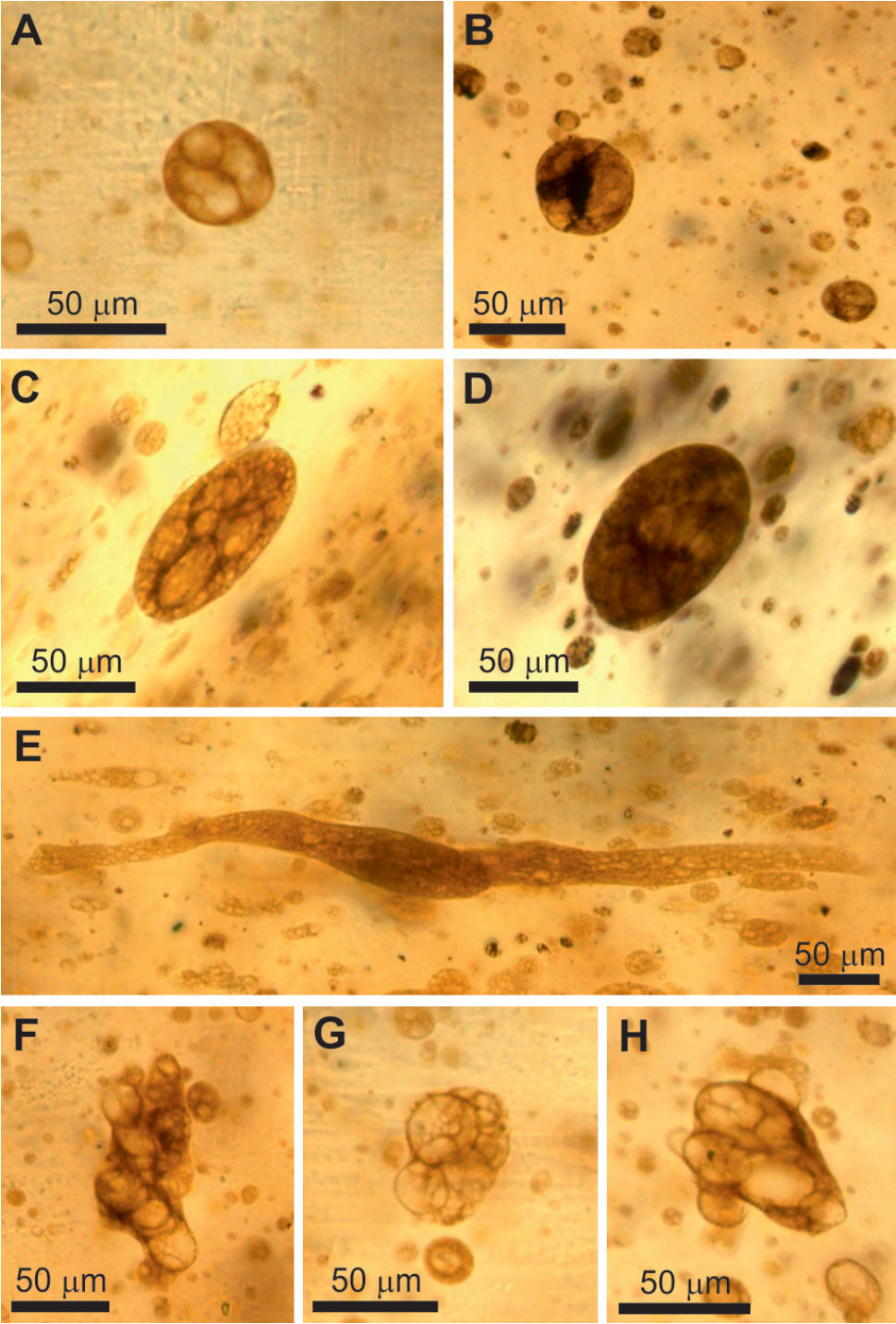
El tamaño original de las inclusiones sólo puede obtenerse en las capas no deformadas, donde las inclusiones son pseudo-esféricas. En estas capas, su diámetro varía entre 5 y 300 μm . Hemos estimado la distribución del tamaño en dos pequeños sectores de capas no deformadas (1,45 x 1,20 mm). En ambos casos, las inclusiones más pequeñas (diámetro < 25 μm) son las más frecuentes y las inclusiones más grandes (diámetro > 75 μm), las más escasas (Fig. 3).

DISCUSIÓN

El bandeado reconocido en ejemplares con forma arriñonada de El Soplao se formó gracias a la emisión reiterada de diferentes coladas o flujos de resina, generados probablemente en las raíces de los antiguos árboles productores (Speranza *et al.*, 2015). Este mismo bandeado se ha encontrado en ámbar cretácico español (Alcalá *et al.*, 2012) y de otras partes del mundo (Pereira *et al.*, 2009). El plegamiento y estrechamiento de la resina durante los procesos de emisión se traduce en los diferentes grados de deformación observados en el ámbar de El Soplao.

Las bandas oscuras que se encuentran ocasionalmente en ejemplares de morfología “estalactítica”, podrían haberse formado gracias al secado rápido motivado por la luz solar y el viento (Grimaldi *et al.*, 2002; Martínez-Delclòs *et al.*, 2004), ya que este tipo de piezas permaneció un cierto tiempo a la in-

Figura 2. Inclusiones de aspecto vacuolar en el ámbar de El Soplao. A-B: inclusiones sin deformación. C-D: inclusiones moderadamente deformadas. E: inclusión muy deformada. F-G-H: inclusiones de morfología irregular.



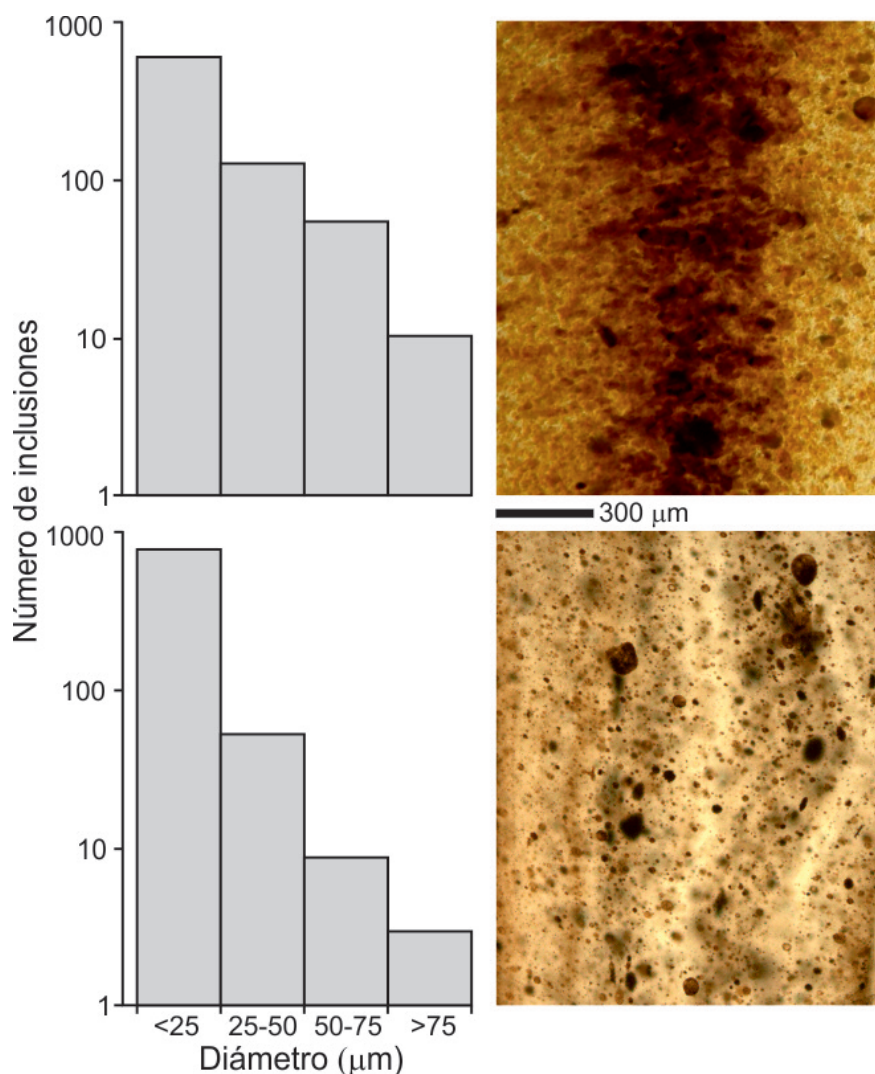


Figura 3. Distribución de tamaños de inclusiones de aspecto vacuolar en dos bandas oscuras sin deformar.

temperie durante la vida del árbol productor. No obstante, la naturaleza de los bandeados en los ejemplares arriñonados es diferente, ya que las bandas más oscuras están formadas por miríadas de inclusiones oscuras de aspecto vacuolar (Fig. 1 D, E). Además, asumiendo que estos ejemplares se formaron originalmente en las raíces, es poco probable que tuvieran una exposición subaérea prolongada.

Las vacuolas contráctiles son estructuras sub-celulares (orgánulos) presentes en células eucariontes y procariontes, relacionadas con procesos de osmorregulación (Komsic-Buchamann *et al.*, 2014). Algunos protistas, como las amebas y los ciliados, contienen vacuolas intracelulares (Arato, 2010), que pueden confundirse fácilmente con las inclusiones de aspecto vacuolar del ámbar (Girard *et al.*, 2011,

2013). La interpretación de estas formas como microorganismos vacuolares fosilizados (Schöborn *et al.*, 1999; Ascaso *et al.*, 2003; Martín González *et al.*, 2008, 2009) debe revisarse a la luz de los criterios considerados por Girard *et al.* (2011): a) la presencia de ornamentación superficial, b) la orientación de las inclusiones dentro de flujos de resina y c) el rango de variación de tamaños. Los resultados obtenidos en este trabajo muestran la ausencia de ornamentación superficial, la orientación sistemática de estas inclusiones dentro de flujos de resina y un amplio rango de variación del tamaño de las inclusiones (5-300 μm). Además, las supuestas vacuolas no son espacios huecos sino que realmente son gotas de ámbar, qué difícilmente pueden derivar de orgánulos intracelulares. Con estos argumentos, resulta improbable que estas formas correspondan a microorganismos.

La morfología y estructura interna de las inclusiones recuerda mucho a las asociaciones de burbujas que se forman cuando se mezclan dos líquidos inmiscibles. Probablemente, la resina se mezcló con pequeñas cantidades de otro líquido inmiscible producido por el mismo árbol: la savia. La savia elaborada de los árboles contiene aminoácidos, azúcares e iones de origen inorgánico (Dinant *et al.*, 2010). El azúcar más común en la savia elaborada es la sacarosa, que se descompone térmicamente en fructosa y glucosa (Lee *et al.*, 2011) mediante procesos de pirólisis (caramelización). El envejecimiento y calentamiento sufridos durante la diagénesis por el ámbar de El Soplao pueden ser los responsables del color oscuro de las inclusiones vacuolares. Aquilina *et al.* (2013) demuestran que el ámbar cretácico de Francia contiene trazas de iones inorgánicos, incorporados desde el suelo a la savia del árbol y transferidos después en pequeña proporción a la resina que se transformará posteriormente en ámbar. Este hecho refuerza la hipótesis de que las inclusiones de aspecto vacuolar son el resultado de la mezcla mecánica de pequeñas emisiones de savia junto con la más abundante resina que terminará formando las masas de ámbar.

En espera de obtener más información físico-química que aclare la naturaleza de esta sustancia oscura que forma las inclusiones de aspecto vacuolar, interpretamos estas inclusiones como restos de savia elaborada mezclada con la resina que dio origen al ámbar de El Soplao.

CONCLUSIONES

Las inclusiones de aspecto vacuolar son las responsables de los bandeados de color en piezas de ámbar con morfología arriñonada.

Las diferentes bandas son el resultado de la acumulación reiterada de coladas de resina con distinta proporción de inclusiones de aspecto vacuolar.

La ausencia de ornamentación superficial, la orientación dentro de flujos de resina y el amplio rango de variación de tamaños indican que las inclusiones de aspecto vacuolar no son microorganismos fosilizados.

La distribución espacial y la morfología de las inclusiones es coherente con un proceso de unión de dos líquidos inmiscibles de origen vegetal: la resina y la savia.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Proyecto CRE (CGL2017-84419), "Evento Cretácico de Resina: un bioevento global de producción en masa de resina en los albores de los ecosistemas terrestres modernos", del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad.

Referencias

- Alcalá, L., Espílez, E., Mampel, L., Kirkland, J.I., Ortiga, M., Rubio, D., González, A., Ayala, D., Cobos, A., Royo-Torres, R., Gascó, F. and Pesquero, M.D. 2012. A New Lower Cretaceous Vertebrate Bonebed Near Ariño (Teruel, Aragón, Spain); Found and Managed in a Joint Collaboration Between a Mining Company and a Palaeontological Park. *Geoheritage*, 4 (4), 275-286.
- Aquilina, L., Girard, V., Henin, O., Bouhnik-Le Coz, M., Vilbert, D., Perrichot, V. and Néraudeau, D. 2013. Amber inorganic geochemistry: New insights into the environmental processes in a Cretaceous forest of France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 220-227.
- Arato, R. 2010. Protist: Algae, Amoebas, Plankton, and other Protist (A class of their own). Crabtree Publishing Company, 48 pp.
- Arillo, A. 2007. Paleoethology: fossilized behaviors in amber. *Geologica Acta*, 5, 57-64.
- Arillo, A., Blagoderov, V. and Peñalver, E. 2018. Early Cretaceous parasitism in amber: A new species of *Burmazelmira* fly (Diptera: Archizelmiridae) parasitized by a *Leptus* sp. mite (Acari, Erythraeidae). *Cretaceous Research*, 86, 24-32.
- Arillo, A., Peñalver, E., Pérez-de la Fuente, R., Delclòs, X., Criscione, J., Barden, P.M., Riccio, M.L. and Grimaldi, D.A. 2015. Long-proboscid brachyceran flies in Cretaceous amber (Diptera: Stratiomyomorpha: Zhangsolvidae). *Systematic Entomology*, 40, 242-267.
- Arillo, A. Subías, L.S. and Sánchez-García, A. 2016. New species of fossil oribatid mites (Acariformes, Oribatida), from the Lower Cretaceous amber of Spain. *Cretaceous Research*, 63, 68-76.
- Ascaso, C., Wierzbos, J., Corral, C., López, R. and Alonso, J. 2003. New applications of light and electron microscopic techniques for the study of microbiological inclusions in amber. *Journal of Paleontology*, 77 (6), 1182-1192.
- Bellani, V., Giulotto, E., Linati, L. and Sacchi, D. 2005. Origin of the fluorescence in Dominican amber. *Journal of Applied Physics*, 97, 16101-16102.
- Berner, R.A. and Landis G.P. 1988. Gas bubbles in fossil amber as possible indicators of the major gas composition of ancient air. *Science*, 18-239 (4846), 1406-1409.
- Cerling, T.E. 1989. Does the gas content of amber reveal the composition of palaeoatmospheres? *Nature*, 339, 695-696.
- Chekryzhov, I.Y., Nechaev, V.P. and Kononov, V.V. 2014. Blue-fluorescing amber from Cenozoic lignite, eastern Sikhote-Alin, Far East Russia: Preliminary results. *International Journal of Coal Geology*, 132, 6-12.
- Dinant, S., Bonnemai J.L. Girusse, C. and Kehr, J. 2010. Phloem sap intricacy and interplay with aphid feeding. *Comptes Rendus Biologies*, 333, 504-515.
- Girard, V., Neraudeau, D., Adl, S.M. and Breton, G. 2011. Protist-like inclusions in amber, as evidenced by Charentes amber. *European Journal of Protistology*, 47, 59-66.
- Girard, V., Breton, G., Perrichot, V., Bilotted, M., Le Loeuffe, J., Nelf, A., Philippe, M. and Thevenard, F. 2013. The Cenomanian amber of Fourtou (Aude, Southern France): Taphonomy and palaeoecological implications. *Annales de Paléontologie*, 99, 301-315.
- Grimaldi, D.A., Engel, M.S. and Nascimbene, P.C. 2002. Fossiliferous Cretaceous Amber from Myanmar (Burma): Its Rediscovery, Biotic Diversity, and Paleontological Significance. *American Museum Novitates*, 3361, 71 pp.
- Komsic-Buchmann, K., Wöstehoff, L. and Becker, B. 2014. The contractile vacuole as a key regulator of cellular water flow in *Chlamydomonas reinhardtii*, *Eukaryotic Cell*, 13 (11), 1421-1430.
- Labandeira, C.C. 2014. Amber. In: Reading and Writing of the Fossil Record: Preservational pathways to

- exceptional fossilization. The Paleontological Society Papers, vol. 20. Laflamme, M. Schiffbauer, J.D. and Darroch, S.A.F. (Eds.). The Paleontological Society Short Course, 163-217.
- Lee, J.W., Thomas, L.C., Jerrell, J., Feng, H., Cadwallader, K.R. and Schmidt, S.J. 2011. Investigation of thermal decomposition as the kinetic process that causes the loss of crystalline structure in sucrose using a chemical analysis approach (Part II). *Journal on Agricultural and Food Chemistry*, 59, 702-712.
- Lukashevich, E.D. and Arillo, A. 2016. New Eoptychoptera (Insecta: Diptera, Ptychopteridae) from the Lower Cretaceous of Spain. *Cretaceous Research*, 58, 254-264.
- Martín-González, A., Wierzchos, J., Gutiérrez, J.C., Alonso, J. and Ascaso, C. 2008. Morphological stasis on protists in Lower Cretaceous amber. *Protists*, 159, 251-257.
- Martín-González, A.M., Wierzchos, J., Gutiérrez, J.C., Alonso, J. and Ascaso, C. 2009. Double fossilization in eukaryotic microorganisms from Lower Cretaceous amber. *BMC Biology*, 7 (1), 1-11.
- Martínez-Delclòs, X., Briggs, D.E.G. and Peñalver, E. 2004. Taphonomy of insects in carbonates and amber. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203, 19-64.
- Menor-Salván, C., Najarro, M., Velasco, F., Tornos, F. and Rosales, I. 2009. A new Lower Cretaceous fossil resin from El Soplao, Cantabria (Spain): Biomarkers and chemotaxonomy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(13S), A870.
- Menor-Salván, C., Najarro, M., Velasco, F., Rosales, I., Tornos, F. and Simoneit, B.R.T. 2010. Terpenoids in extracts of Lower Cretaceous ambers from the Basque Cantabrian Basin (El Soplao, Cantabria, Spain): Paleochemotaxonomic aspects. *Organic Geochemistry*, 41 (10), 1089-1103.
- Menor-Salván, C., Simoneit, B.R.T., Ruiz-Bermejo, M. and Alonso, J. 2016. The molecular composition of Cretaceous ambers: Identification and chemosystematic relevance of 1,6-dimethyl-5-alkyltetralins and related bisnorlabdane biomarkers. *Organic Geochemistry*, 93, 7-21.
- Najarro, M., Peñalver, E., Rosales, I., Pérez-de la Fuente, R., Daviero-Gomez, V., Gomez, B. and Delclòs, X. 2009. Unusual concentration of Early Albian arthropod-bearing amber in the Basque-Cantabrian Basin (El Soplao, Cantabria, Northern Spain): Palaeoenvironmental and palaeobiological implications. *Geologica Acta*, 7 (3), 363-387.
- Najarro, M., Peñalver, E., Pérez-de la Fuente, R., Ortega-Blanco, J., Menor-Salván, C., Barrón, E., Soriano, C., Rosales, I., López del Valle, R., Velasco, F., Tornos, F., Daviero-Gomez, V., Gomez, B. and Delclòs, X. 2010. Review of the El Soplao amber outcrop, Early Cretaceous of Cantabria, Spain. *Acta Geologica Sinica*, 84 (4), 959-976.
- Ortega-Blanco, J., Peñalver, E., Delclòs, X. and Engel, M.S. 2011a. False fairy wasps in Early Cretaceous amber from Spain (Hymenoptera: Mymarommatoidea). *Palaeontology*, 54 (3), 511-523.
- Ortega-Blanco, J., Delclòs, X., Peñalver, E. and Engel, M.S. 2011b. Serphitid wasps in Early Cretaceous amber from Spain (Hymenoptera: Serphitidae). *Cretaceous Research*, 32, 143-154.
- Penney, D. and Green, D.I. 2010. Introduction, preparation, study & conservation of amber inclusions. Penney, D. (ed.). *Biodiversity of fossils in amber from the major world deposits*. Siri Scientific Press, Manchester, 5-21.
- Peñalver, E., Ortega, J., Nel, A. and Delclòs, X. 2010. Mesozoic Evaniidae (Insecta: Hymenoptera) in Spanish amber: reanalysis of the phylogeny of the Evanioidea. *Acta Geologica Sinica* (English Edition), 84 (4), 809-827.
- Peñalver, E., Arillo, A., Delclòs, X., Peris, D., Grimaldi, D.A., Anderson, S.R., Nascimbene, P.C. and Pérez-de la Fuente, R. 2017. Ticks parasitised feathered dinosaurs as revealed by Cretaceous amber assemblages. *Nature Communications*, 8, 1924.
- Peñalver, E., Arillo, A., Riccio, M.L., Pérez-de la Fuente, R., Delclòs, X., Barrón, E. and Grimaldi, D.A. 2015.

- Long-proboscid Flies as Pollinators of Cretaceous Gymnosperms. *Current Biology*, 25 (14), 1917-1923.
- Pereira, R., de Souza Carvalho, I., Simoneit, B.R.T. and de Almeida Azevedo, D. 2009. Molecular composition and chemosystematic aspects of Cretaceous amber from the Amazonas, Araripe and Recôncavo basins, Brazil. *Organic Geochemistry*, 40, 863-875.
- Pérez-Castañeda, T., Jiménez-Riobóo, R.J. and Ramos, M.A. 2014. Two-level systems and boson peak remain stable in 110-Million-year-old amber glass. *Physical Review Letters*, 112, 165901.
- Pérez-de la Fuente, R., Nel, A., Peñalver, E. and Delclòs, X. 2010. A new Early Cretaceous snakefly (Raphidioptera: Mesoraphidiidae) from El Soplao amber (Spain). *Annales de la Société Entomologique de France*, 46 (1-2), 108-115.
- Pérez-de la Fuente, R., Delclòs, X., Peñalver, E. and Arillo, A. 2011. Biting midges (Diptera: Ceratopogonidae) from the Early Cretaceous El Soplao amber (N Spain). *Cretaceous Research*, 32, 750-761.
- Pérez-de la Fuente, R., Peñalver, E. and Ortega-Blanco, J. 2012. A new species of the diverse Cretaceous genus *Cretevania* Rasnitsyn, 1975 (Hymenoptera: Evaniidae) from Spanish amber. *Zootaxa*, 3514, 70-78.
- Pérez-de la Fuente, R., Saupe, E.E. and Selden, P.A. 2013. New lagonomegopid spiders (Araneae: Lagonomegopidae) from Early Cretaceous Spanish amber, *Journal of Systematic Palaeontology*, 11 (5), 531-553.
- Pérez-de la Fuente, R., Delclòs, X., Peñalver, E. and Engel, M.S. 2015. A defensive behavior and plant-insect interaction in Cretaceous amber - the case of *Hallucinochrysa diogenesi*. *Arthropod Structure and Development*, 45 (2), 133-139.
- Peris, D., Chatzimanolis, S. and Delclòs, X. 2014. Diversity of rove beetles (Coleoptera: Staphylinidae) in Early Cretaceous Spanish amber. *Cretaceous Research*, 48, 85-95.
- Peris, D., Peñalver, E., Delclòs, X., Barrón, E., Pérez-de la Fuente, R. and Labandeira, C.C. 2017. False blister beetles and the expansion of gymnosperm-insect pollination modes before angiosperm dominance. *Current Biology*, 27 (6), 897-904.
- Saupe, E.E., Pérez-de la Fuente, R., Selden, P.A., Delclòs, X., Tafforeau, P. and Soriano, C. 2011. New *Orchestina* Simon, 1882 (Araneae: Oonopidae) from Cretaceous ambers of Spain and France: First spiders described using phase-contrast X-ray synchrotron microtomography. *Palaeontology*, 55 (1), 127-143.
- Schonborn, W., Dorfelt, H., Foissner, W., Krienitz, L. and Schafer, U. 1999. Fossilized microcenosis in Triassic Amber, *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 46 (6), 571-584.
- Speranza, M., Ascaso, C., Delclòs, X. and Peñalver, E. 2015. Cretaceous mycelia preserving fungal polysaccharides: taphonomic and paleoecological potential of microorganisms preserved in fossil resins. *Geologica Acta*, 13 (4), 363-385.

IGCP PROJECT 652:
READING GEOLOGIC TIME
IN PALEOZOIC
SEDIMENTARY ROCKS

THE CORRELATION BOUNDARY TOURNAISIAN/VISÉAN (MISSISSIPPIAN) BASED ON CONODONT OCCURRENCES IN NORTHERN SPAIN

S. Blanco-Ferrera and J. Sanz-López

Departamento de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, Spain.
blancosilvia@uniovi.es, sanzjavier@uniovi.es

Keywords: Conodont, Tournaisian, Viséan, Cantabrian Mountains, Pyrenees

INTRODUCTION

The base of the global Viséan Stage was defined at the base of bed 85 at the Pengchong GSSP section in Guangxi, south China, by the first appearance of the foraminifer *Eoparastaffella simplex* in the lineage *Eoparastaffella ovalis*-*E. simplex* (Devuyst *et al.*, 2003). The GSSP was correlated with the base of the Moliniacian Regional Substage, revised and discussed in the Belgian Dinant-Namur Basin (Devuyst *et al.*, 2006; Poty *et al.*, 2006). The Tournaisian–Viséan boundary is below the entry of the conodont *Pseudognathodus homopunctatus*, which is considered a secondary marker for worldwide correlation. This horizon is above the last occurrences of the conodonts *Scaliognathus anchoralis* and *Doliognathus latus*, and the first occurrences of *Polygnathus bischoffi*, *Mestognathus praebeckmanni* and *M. beckmanni* in south China and Belgium (Groessens, 1975; Conil *et al.*, 1977, 1989, 1991; Devuyst *et al.*, 2003, 2006). The first occurrence of *Ps. homopunctatus* is a not precise horizon for correlation, because, in the GSSP section, the species appears less than 1 m above the boundary, but well above (26.5 m) the last occurrence of *S. anchoralis* (Devuyst *et al.*, 2003). The undefined interval between the disappearance of *S. anchoralis* and the appearance of *Ps. homopunctatus* could be subdivided utilizing the first occurrences of species of *M. beckmanni*. Anyway, The first occurrence of *Ps. homopunctatus* was applied to recognize the lower boundary of the Viséan in sections located in the carbonate platforms and basins of the British Isles (Metcalf, 1981; Higgins, 1985), the Bohrung Velbert-4 section of the Rhenish Mountains (Park, 1983; Herbig and Stoppel, 2006) and the Algerian Bechar basin (Nemyrovska *et al.*, 2006).

The first occurrence of *Ps. homopunctatus* was rarely reported in the early Viséan of the Cantabrian Mountains and the Pyrenees. This paucity could be in relation to the sedimentary setting, because carbonates were deposited in starved, deep marine basins (cephalopod-bearing limestone and shale). The aim of this work is the revision of the occurrences of biostratigraphically significant conodont taxa in the Cantabrian Mountains and particularly, the first occurrence of *Ps. homopunctatus*, because this area was almost free of shallow-water foraminifera.

GEOLOGICAL SETTING

The Alba Formation is composed of 20–30 m of red, nodular, cephalopod-bearing limestones deposited between the upper Tournaisian and the Serpukhovian. It deposited in a vast, starved, deep

basin where very condensed sedimentation. The nodular limestone of the Alba Formation is widely distributed in the Cantabrian Mountains, and similar sedimentation occurred in the Pyrenees (Aspe-Brouset Formation, 25–30 m thick), and other Paleozoic pelagic limestones in Western Europe, such as the Montagne Noire (Fig. 1).

The Alba Formation was subdivided into the Gorgera, Lavandera and Canalón members based on the occurrence of radiolarian cherts and shales in the middle member (Wagner *et al.*, 1971). Other three members may be locally differentiated above the Canalón Member (Sanz-López *et al.*, 2004). The Gorgera Member is usually 1.2 to less than 2.5 m thick and consists of light grey fine-grained carbonate nodules and beds included in mudstone or marl at the base, and red nodular limestone with red shales near the top. Limestones show an early episode of cementation (Balthasar and Amler, 2003) and bed surfaces include firm-ground horizons with small, patchy accumulations of bioclasts and intraclasts. The lowermost beds of the member included reworked bioclasts, iron-rich coated grains and less than 1 mm sub-angular to sub-rounded quartz grains. Shale content is high. The varied fauna indicates a deep, but more or less oxygenated, setting in contrast to underlying black shales of the Vegamián For-

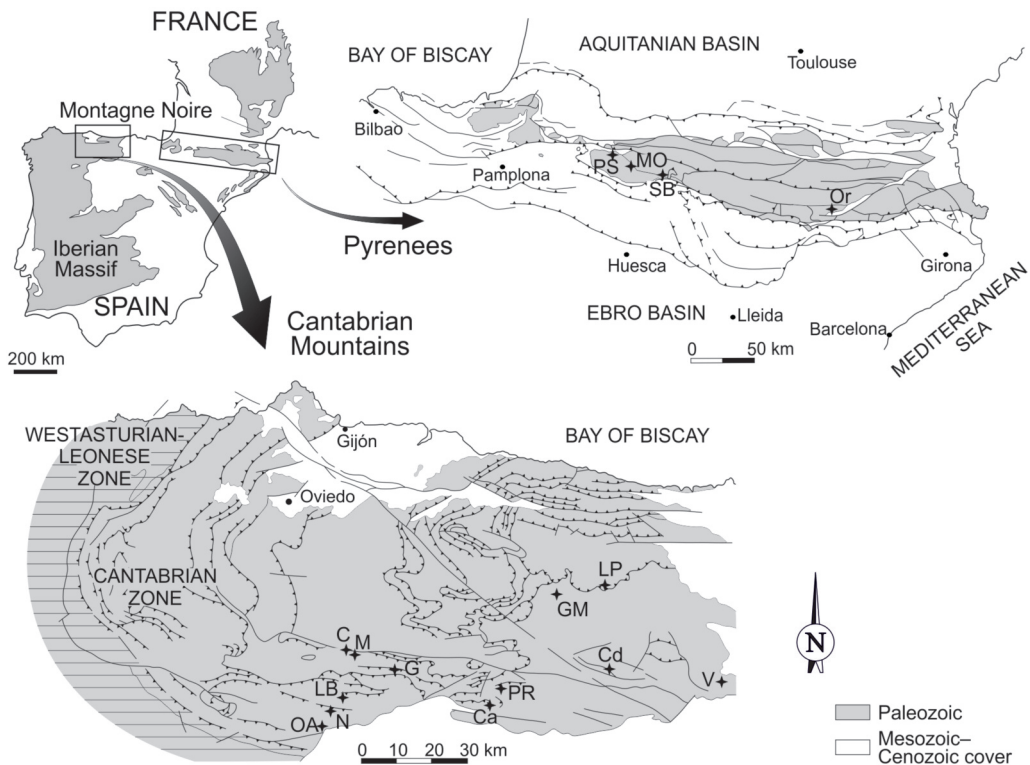


Figure 1. Geological sketch of the Paleozoic rocks with location of the sections cited in the text in the Cantabrian Mountains: (C) Camplongo, (Ca) Camperona, (Cd) Cardaño, (G) Venta de Getino, (GM) Gildar-Montó, (LB) Las Baleas, (LP) Las Portillas del río Nevandi, (M) Millaró, (N) Nocedo, (OA) Olleros de Alba, (PR) Peña Roscas, and (V) Villabellaco; and the Pyrenees: (M) Moustardé, (Or) Orden, (PS) Pont de Sebers, and (SB) Soum Blanc des Espicières.

mation. Greenish and reddish shales above the grey and black shales of the Vegamián Formation are included in the Gorgera Member of the Alba Formation (Winkler Prins, 1968; Wagner *et al.*, 1971). The fauna of the greenish and reddish shales consists of entomozoid and benthic ostracods, articulate brachiopods of the *Chonetipustula-Plicochonetes* Zone, bivalves, trilobites, pelmatozoan plates, bryozoan fragments, solitary corals, ammonoids, conodonts, and fish remains (Sánchez de Posada *et al.*, 2002). The carbonate beds of the Gorgera Member yielded silicified agglutinated foraminifera, small brachiopods such as *Rugosochonetes*, *Crurithyris* and *Chonetispula*, corals of the *Cyathaxonia* Fauna, crinoids, gastropods, and trilobites of genera *Griffithides* and *Liobole*, which are related at a generic level with those in the Kulm Facies of Central Europe.

The Lavandera Member consists of 1–10 m thick of shale and chert with a few ash horizons. Chert beds preserved radiolarians and poriferan spicules. Ash layers were derived from originally basaltic composition volcanics, and have been altered to kaolinite and sudoite (Loeschke, 1983). The Lavandera Member occurs in the deeper parts of the basin (Raven, 1983; Eichmüller and Seibert, 1984), whereas a fully condensed carbonate succession of the Alba Formation occurs on palaeotopographic highs. This carbonate succession shows a more argillaceous lower part (3.5–7 m thick) correlated with the Gorgera Member, which may include abundant intraformational breccia beds interpreted as debris flows in relation to instability at the margins of sedimentary palaeotopographic reliefs (Raven, 1983; Wendt and Aigner, 1985). Above the Lavandera or the Gorgera members, the Canalón Member consists of 15–25 m of pink and reddish grey limestone with thin shale layers. In the Pyrenees, the Aspet-Brousset Limestone includes a few metres of shale and cherts correlated with the Lavandera Member of the Cantabrian Mountains, so-called Louron Member (Perret, 1993). It shows interbedded graded tuff layers and green shales.

CONODONT AND AMMONOID BIOSTRATIGRAPHY

Higgins and Wagner-Gentis (1982) defined the *Gnathodus typicus* Conodont Zone in the lower beds of the Viséan, which they recognized in many sections of the Cantabrian Mountains by the occurrence of *G. typicus*, *G. antetexanus*, and *G. texanus pseudosemiglaber*. This zone was correlated with the *Ps. homopunctatus* Subzone described by Groessens (1975) in Belgium, because Higgins and Wagner-Gentis (1982) found very scarce specimens of *Ps. homopunctatus*, one or two in two samples from different sections. Marks and Wensink (1970) and Buchroithmer (1979) among others, applied the same zone in the Pyrenees. The systematics of *Gnathodus* species were being significantly revised at eighties: Lane *et al.* (1980) had restricted the occurrence of *G. typicus* to the upper Tournaisian and invalidated *G. antetexanus*. *Gnathodus pseudosemiglaber* occurred from the upper Tournaisian. Alternatively, Lane *et al.* (1980) proposed the first occurrence of *Gnathodus texanus* to correlate the base of the *G. texanus* Zone. This was applied by Park (1983). The concept of *G. texanus* was also equivocal, and doubtful specimens were recovered below the lower boundary of the *G. texanus* Zone (Lane *et al.*, 1980). In practice, the recognition of the lower boundary of the zone was based on the last occurrence of *S. anchoralis* in the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees (Park, 1983; Perret, 1993; Belka and Korn, 1994).

Upper Tournaisian conodonts of the *Scaliognathus anchoralis* Zone occur within in the basal beds of the Gorgera Member of the Alba Formation (Sanz-López & Blanco-Ferrera, 2012). Higgins and Wagner-Gentis (1982) obtained *Ps. homopunctatus* at the Camplongo and the Venta de Getino sections (Fig. 1), both occurrences in beds of the Gorgera Member and below the Lavandera Member. The marker datum level was located at 2.5 m above the base (7.9 m thick of member) at the Camplongo section

(sample 3077A), and at the top of the Gorgera Member (sample 1340A; 1.4 m thick) in the Venta de Getino section. The uppermost bed of the Gorgera Member at Las Portillas del río Nevandi (Picos de Europa tectonic unit; Figs. 1, 2) yielded the most productive sample for *Ps. homopunctatus* in the Cantabrian Mountains (60 specimens). Other known sections yielded 1–2 specimens at the first occurrence of the species. It is also the case in sections where the Lavandera Member is absent and replaced by limestone. Park (1983) reported *Ps. homopunctatus* at 1 m above the base in the Camperona section (Fig. 2; ABX section in the Esla area). One specimen of *Ps. homopunctatus* was identified by us in the sample 138C of the Villabellaco section stored in the Higgins Collection of the National History Museum UK, although it was not reported in the original publication (Higgins and Wagner-Gentis, 1982, table 3). The sample was collected at 2 m above the base of the Alba Formation (Text-fig. 2).

Pseudognathodus homopunctatus seems to occur in low number in the shaley carbonates of the deep parts of the basin and is locally abundant in the condensed carbonate strata on palaeotopographic high at the Las Portillas del río Nevandi section. Specimens of *Gnathodus texanus* are common in the carbonate beds below and above the Lavandera Member in the Millaró and the Las Portillas de río Nevandi sections, confirming the occurrence of this taxon in the Cantabrian Mountains. Only one specimen was observed in the basal bed of the Gorgera Member in the Millaró section (Fig. 2). This lower occurrence should be re-assessed, because it could be an immature element in the wide variation observed in the prevalent species *G. pseudosemglaber*. The occurrence of *G. texanus* close to the oldest occurrences of *Ps. homopunctatus* must be studied in detail. *G. texanus* is used to recognize and correlate the early Viséan in North America, because the first occurrence of *Ps. homopunctatus* occurred there from the middle Viséan (Meramecian beds) in Kansas and Oklahoma or from the late Viséan (Chesterian beds) in other area (see references in Sanz-López *et al.*, 2018).

The top of the Gorgera Member yields conodonts of the middle Viséan *Gnathodus praebilineatus* Zone in the sections where the Lavandera Member is absent or is very thin (Belka and Korn, 1994; García-López and Sanz-López, 2002). The lowermost beds of the Canaón Member yield conodonts from the *G. praebilineatus* Zone in the Olleros de Alba section (García-López and Sanz-López, 2002). *Gnathodus romulus* occurs in the Millaró and the Las Portillas del río Nevandi sections, and indicates correlation with the *G. romulus* Zone.

The lower beds of the Alba Formation yielded ammonoids with nearly globally distribution (such as *Eurites*, *Dzhaprakoceras* and *Merocanites*, or widely distributed (*Ammonellipsites* and *Muensteroceras*). Kullmann (1985) differentiated a Tournaisian *Ammonellipsites* Fauna, which consisted of *Eurites? browni* at the Olleros de Alba section and *Ammonellipsites* sp. in a few localities (Higgins *et al.*, 1964; Kullmann, 1966, 2011). A late Tournaisian to early Viséan *Merocanites* Fauna includes *Dzhaprakoceras hispanicum*, *Merocanites applanatus* and *Eurites corpulentum*. One of the most diverse ammonoid succession was described in the marly lower part of the Alba Formation at the Villabellaco section by Wagner-Gentis (in Higgins and Wagner-Gentis, 1982). *Munsteroceras* sp., *Winchelloceras palentinus* and *W. marshallensis* occur below the first occurrence of the conodont *Ps. homopunctatus* (Fig. 2). *Ammonellipsites kayseri*, *Dzhaprakoceras hispanicum*, *Merocanites applanatus*, *Muensteroceras parallelum*, *Pseudogirtyoceras villabellacoi* and *W. marshallensis*, are between 2–5 m above the base of the Alba Formation. The correlation of the ammonoid-bearing beds by Higgins and Wagner-Gentis (1982) with Osagean deposits in Michigan and Indiana (USA) and lower Viséan strata in the Tien Shan Mountains (central Asia) is consistent with the *Ps. homopunctatus* occurrence. Only one occurrence of the middle Viséan ammonoid *Beyrichoceras* is known in the Nocado section, just below cherty shales of the Lavandera Member (Kullmann, 1961).

Two U–Pb laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry ages (343.5 ± 1.1 Ma and

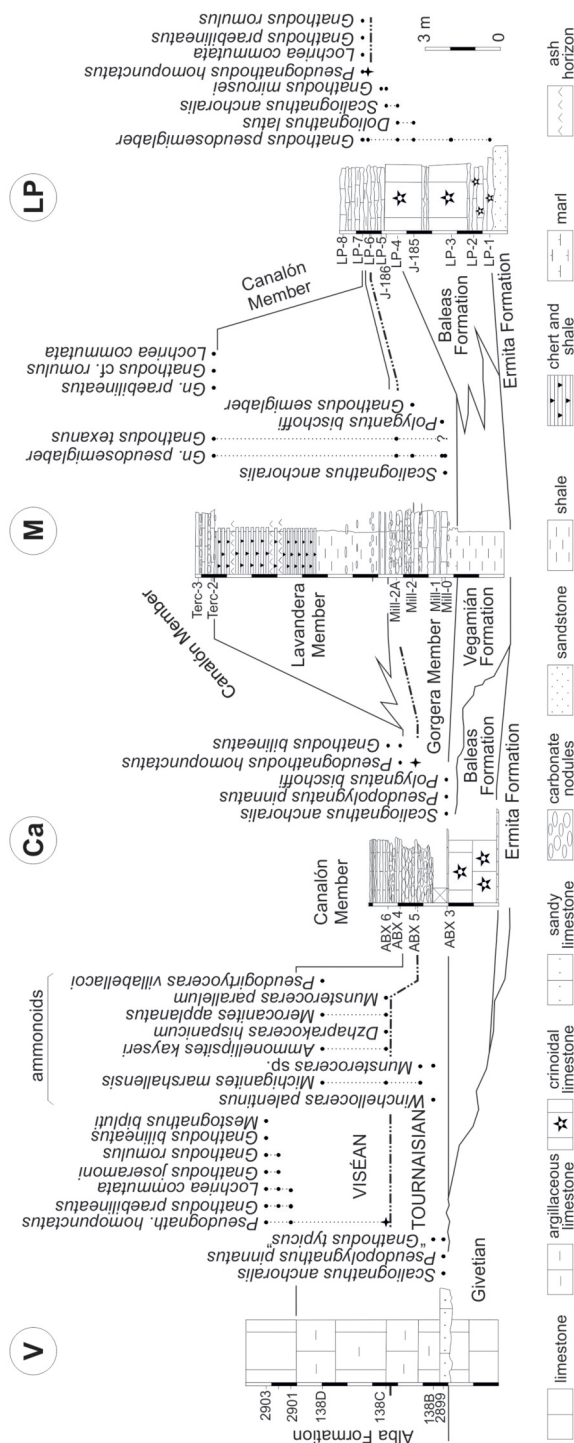


Figure 2. Stratigraphic sections from the Cantabrian Mountains with the distribution of selected conodonts and ammonoids, and the correlation with the Tournaisian–Viséan boundary in the Alba Formation (Gorgera, Lavandera and Canalón members) at the (V) Villablado, (Ca) Camperona, (M) Millaró and (LP) Las Portillas del río Nevandri sections. See Fig. 1 for the location of these sections.

337 ± 1 Ma) and other using isotope dilution in thermal ionization mass spectrometer (339.01 ± 0.21 Ma) were obtained from zircon grains in three ash layers of the Lavandera Member at the Las Baleas and Millaró sections (Merino-Tomé *et al.*, 2017; Campion *et al.*, in press). The lower bed is at the base of the member and the upper bed is one meter below the top of the Lavandera Member (17.5 m from the base of the section). The interval corresponds to the *P. homopunctatus* to *G. romulus* zones and it is approximately in coincidence with the interval between 346.5 and 337 Ma estimated for the *G. texanus* to *G. praebilineatus* zones by Ogg *et al.* (2016).

In the Pyrenees, conodonts of the *Scaliognathus anchoralis* Zone occur within in the lower beds of the Aspet-Brousset Formation (Perret, 1993). The first occurrence of *Ps. homopunctatus* in beds close to the base of the Viséan seems to occur in a few of the sections of the Aspe-Brousset Limestone studied by Perret (1993), such as Moustardé, Soum Blanc des Espézières and Pont de Sebers (Fig. 1). Sanz-López (1995) described *Ps. homopunctatus* just below the cherts of the Louron Member at Orden. *Mestognathus beckmanni* together with *Ps. homopunctatus* occurs only in early Viséan beds from basin to middle ramp facies of the Montagne Noire (Cózar *et al.*, 2017; Vachard *et al.*, 2017). Both conodont species occur in beds with Viséan foraminifers (among them the index *E. simplex*) according with Vachard *et al.* (2017) and with ammonoids assigned to the *Fascipericyclus-Ammonellites* Zone by Korn and Feist (2007).

CONCLUSIONS

The first occurrence of *Ps. homopunctatus* indicates the lower boundary of the *Ps. homopunctatus* Zone and is currently the best datum for locating and correlating the Tournaisian/Viséan boundary in deep-water limestones of the northern Spain. It occurs above the disappearance of *S. anchoralis* in the upper Tournaisian horizon, which is usually recognized in many sections. The Tournaisian/Viséan boundary is located in the lower beds of the Alba Formation (Cantabrian Mountains) and the Aspe-Brousset Formation (Pyrenees), below chert and shale member in sections where it is present. This Tournaisian/Viséan interval provided locally ammonoids assigned to the *Fascipericyclus-Ammonellites* Zone.

Acknowledgements

This paper is a contribution to the project CGL2016-78738-P of Spanish “Ministerio de Economía, Industria y Competitividad” and to the IGCP 652 (Reading geologic time in Palaeozoic sedimentary rocks).

References

- Balthasar, U. and Amler, M.R.W. 2003. Silicified foraminifera from the Lower Carboniferous Genicera Formation (Cantabrian Mountains, Northern Spain) and their palaeoenvironmental interpretation, *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 242, 1–19.
- Belka, Z. and Korn, D. 1994. Re-evaluation of the Early Carboniferous conodont succession in the Esla area of the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 168, 183–193.

- Buchroithner, von M.F. 1979. Die Conodontenchronologie im Karbon der Pyrenäen. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 70, 75–118 (printed in 1977).
- Campion, A., Maloof, A., Blair Schoene, B., Oleynik, S., Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S., Merino-Tomé, O., Bahamonde, J.R. and Fernández, L.P. in press. Constraining the timing and amplitude of early Serpukhovian glacioeustasy with a continuous carbonate record in Northern Spain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, doi:10.1029/2017GC007369.
- Conil, R., Groessens, E. and Pirlet, H. 1977. Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. *Annales de la Société géologique du Nord*, 96, 363–371.
- Conil, R., Groessens, E., Laloux, M. and Poty, E. 1989. La limite Tournaisien/Viséen dans la région type. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112, 177–189.
- Conil, R., Groessens, E., Laloux, M., Poty, E. and Tourneur, F. 1991. Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine basins: their potential for widespread correlations. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 130, 15–30.
- Cózar, P., Izart, A., Vachard, D. and Coronado, I. 2017. A mid Tournaisian–late Viséen carbonate ramp reconstructed from nappes and olistolites in the southern Montagne Noire (France). *Sedimentary Geology*, 358, 148–175.
- Devuyt, F.-X., Hance, L., Hou, H., Wu, X., Tian, S., Coen, M. and Sevastopulo, G. 2003. A proposed Global Stratotype Section and Point for the base of the Viséan Stage (Carboniferous): the Pengchong section, Guangxi, South China. *Episodes*, 26, 105–115.
- Devuyt, F.-X., Hance, L. and Poty, E. 2006. Moliniacian. *Geologica Belgica*, 9, 123–131.
- Eichmüller, K. and Seibert, P. 1984. Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 135, 163–191.
- García-López, S. and Sanz-López, J. 2002. Devonian to Lower Carboniferous conodont biostratigraphy of the Bernesga Valley section (Cantabrian Zone, NW Spain). In S. García-López and F. Bastida (eds.), *Palaeozoic conodonts from northern Spain*. Instituto Geológico y Minero de España, Serie Cuadernos del Museo Geominero 1, Madrid, 163–205.
- Groessens, E. 1975. Distribution des conodontes dans le Dinantien de la Belgique. In: *International Symposium Namur on 1974*, J. Bouckaert & M. Streel (eds). Geological Survey of Belgium, Publication 17, Brussels, 193 pp. (printed 1974).
- Herbig, H.-G. and Stoppel, D. 2006. Conodonten. In: *Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium)* (ed. Deutsche Stratigraphische Kommission). *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 41, 202–226.
- Higgins, A.C. 1985. The Carboniferous Subsystem: Part 2 – Conodonts of the Silesian Subsystem from Great Britain and Ireland. In A.C. Higgins and Austin, R.L. (eds.), *A stratigraphical index of conodonts*. The British Micropalaeontological Society, Ellis Horwood Limited, Chichester, 210–227.
- Higgins, A.C. and Wagner-Gentis, C.H.T. 1982. Conodonts, goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. *Palaeontology*, 25, 313–350.
- Higgins, A.C., Wagner-Gentis, C.H.T. and Wagner, R.H. 1964. Basal Carboniferous strata in part of northern Leon, NW. Spain: stratigraphy, conodont and goniatite faunas. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 72, 205–248.
- Korn, D. and Feist, R. 2007. Early Carboniferous ammonoid faunas and stratigraphy of the Montagne Noire (France). *Fossil Record*, 10, 99–124.
- Kullmann, J. 1961. Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie. Paläontologie der U.O. Goniatitina Hyatt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 113, 219–326.

- Kullmann, J. 1966. Goniatiten-Korallen-Vergesellschaftungen im Karbon des Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 125, 443–466.
- Kullmann, J. 1985. Relaciones faunísticas de los ammonoideos carboníferos de España-Portugal (Península Ibérica). In J.L. Escobedo, L.F. Granados, B. Meléndez, R. Pignatelli, R. Rey, & R.H. Wagner (eds.), *Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère volume 2*. IGME, Madrid, 509–512 (imprint 1983).
- Kullmann, J. 2011. *GONIAT online Paleozoic ammonoid database system, ver. 3.5.1*. <http://www.goniat.org/index.html>, last accessed 19 August 2017.
- Lane, H.R., Sandberg, C.A. and Ziegler, W. 1980. Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. *Geologica et Palaeontologica*, 14, 117–164.
- Loechke, J. 1983. Igneous and pyroclastic rocks in Devonian and Lower Carboniferous strata of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 8, 495–504.
- Marks, P. and Wensink, H. 1970. Conodonts and the age of the "Griotte" Limestone Formation in the Upper Aragón Valley (Huesca, Spain). *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen-Amsterdam, Proceedings, Serie B*, 73, 238–275.
- Merino-Tomé, O., Gutiérrez-Alonso, G., Villa, E., Fernández Suárez, J., Martín Llana, J. and Hofmann, M. 2017. LA-ICP-MS U–Pb dating of Carboniferous ash layers in the Cantabrian Zone (N Spain): stratigraphic implications. *Journal of the Geological Society*, 174, 836–849.
- Metcalfe, I. 1981. Conodont zonation and correlation of the Dinantian and early Namurian strata of the Craven Lowlands of northern England. *Institute of Geological Science, Report 80/10*, 1–70.
- Nemyrovska, T.I., Perret-Mirouse, M.F. and Weyant, M. 2006. The early Viséan (Carboniferous) conodonts from the Saoura Valley Algeria. *Acta Geologica Polonica*, 56, 361–370.
- Ogg J.G., Ogg, G.M. and Gradstein, F.M. 2016. *A concise Geologic Time Scale 2016*. Elsevier, Amsterdam, 234 pp.
- Park, S.I. 1983. *Zonenfolge, phylogenie und Taxonomie karbonischer Conodonten zwischen Tournai und Westfal (Westeuropa)*. PhD thesis, Universität Marburg, 189 pp.
- Perret, M.-F. 1993. *Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (conodontes-foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen*. Strata, 21, Toulouse, 597 pp. + 24 pls.
- Poty, E., Devuyst, F.X., and Hance, L. 2006. Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and northern France: a tool for Eurasian correlations. *Geological Magazine*, 143, 829–857.
- Raven, J.G.M. 1983. Conodont biostratigraphy and depositional history of the Middle Devonian to Lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 52, 265–339.
- Sánchez de Posada, L.C., Martínez Chacón, M.L., Méndez, C.A. and Villa, E. 2002. Rasgos paleontológicos del Carbonífero marino cantábrico. In J.A. Gámez Vintaned and E. Liñan (eds.), *Memorias de las VII Jornadas Aragonesas de Paleontología. La Era paleozoica. El desarrollo de la vida marina. Homenaje al Prof. Jaime Truysols*. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, pp. 191–222.
- Sanz-López, J. 1995. *Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico superior–Carbonífero inferior del Pirineo oriental y central*. PhD thesis, University of Barcelona, 717 pp. + 61 pls.
- Sanz-López, J. and Blanco-Ferrera, S. 2012. Revisión estratigráfica del Misisipiense al Pensilvaniense más bajo de la zona Cantábrica y la posición de los límites entre los pisos. *Geo-Temas*, 13, 90 (CD annex to Geotemas 13, 163–166).

- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. and Sánchez de Posada, L.C. 2004. Estratigrafía del Serpukhoviense y el Bashkiriense inferior (Carbonífero) en la provincia de Pliegues y Mantos Zona Cantábrica. *Geo-Temas*, 6, 131–134.
- Sanz-Lopez, J., Blanco-Ferrera, S. and Miller, C.G. 2018. Morphologic variation in the P1 element of Mississippian species of the conodont genus *Pseudognathodus*. *Spanish Journal of Palaeontology*, 33, 185–204.
- Vachard, D., Izart, A. and Cózar, P. 2017. Mississippian (middle Tournaisian–late Serpukhovian) lithostratigraphic and tectonosedimentary units of the southeastern Montagne Noire (Hérault, France). *Géologie de la France*, 1, 2017, 47–88.
- Wagner, R.H., Winkler Prins, C. F. & Riding, R.E. 1971. Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trabajos de Geología*, 4, 603–663.
- Wendt, J. and Aigner, T. 1985. Facies patterns and depositional environments of Palaeozoic cephalopod limestones. *Sedimentary Geology*, 44, 263–300.
- Winkler Prins, C.F. 1968. Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): systematic, stratigraphy and palaeoecology. *Leidse Geologische Mededelingen*, 43, 41–126.

EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE GÉNEROS RELACIONADOS CON *GNATHODUS* (CONODONTO) DURANTE EL MISISÍPICO

S. Blanco-Ferrera¹, J. Sanz-López¹ y C. G. Miller²

¹Departamento de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, Spain.
blancosilvia@uniovi.es, sanzjavier@uniovi.es

²Department of Earth Science, Natural History Museum, Cromwell Road, London SW7 5BD, UK.
G.Miller@nhm.ac.uk

Palabras clave: Evolución morfológica, *Pseudognathodus*, *Vogelgnathus*, conodontos, Misisípico.

INTRODUCCIÓN

A finales del Tournaisiense, un recambio en las especies de conodontos está asociado con la extinción de taxones y un descenso brusco en la diversidad, que es descrita en géneros como *Gnathodus*. A partir de uno de los taxones supervivientes de este género, *Gnathodus semiglaber*, parece haberse recuperado esta diversidad entre el Viseense y Serpukhoviense con diferentes líneas filogenéticas que dieron lugar a *G. joseramoni*, *G. kiensis*, *G. praebilineatus*, *G. bilineatus*, *G. truyolsi*, etc. (ver Sanz-López *et al.*, 2004, 2007). Esta evolución morfológica durante el Viseense y el Serpukhoviense también se ha podido establecer en otros géneros de conodontos como en *Lochriea*, un género que se ha relacionado con *Gnathodus* (Barham *et al.*, 2015). Los cambios producidos en los géneros *Pseudognathodus* y *Vogelgnathus*, inicialmente también incluidos dentro de *Gnathodus*, son aquí analizados a partir del estudio de las colecciones de conodontos del Reino Unido e Irlanda de Ronald Austin depositadas en el Museo de Historia Natural en Londres y su comparación con elementos procedentes del norte de la Península Ibérica.

DIVERSIFICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE *PSEUDOGNATHODUS* Y *VOGELGNATHUS*

Pseudognathodus y *Vogelgnathus* aparecieron ya por primera vez en el Tournaisiense y persistieron hasta el Serpukhoviense, Misisípico (ver Fig.1). La evolución de *Pseudognathodus* descrita recientemente (Sanz-López *et al.*, 2018) y la de *Vogelgnathus* muestra cambios paleoecológicos y paleogeográficos que conciernen a las especies. En el caso de *Pseudognathodus* la especie más antigua conocida del género en el registro estratigráfico es *Ps. symmutatus* en el Tournaisiense tardío. Los primeros hallazgos se encuentran en muy pocas localidades y necesitan de un estudio de detalle, ya que se desconoce su origen y se supone que deriva de un taxón cuyo elemento P1 es de tipo spathognathodido. En este sentido Tian y Coen (2005) propusieron su evolución a partir de "*Spathognathodus*" *macer*, aunque en nuestra opinión sus elementos P1 son muy distintos.

La reconstrucción del aparato de *Gnathodus simplicatus* en fase de publicación, sugiere que co-

rresponde al taxón más antiguo conocido de *Vogelgnathus*. *V. simplicatus* aparece por primera vez en la Zona de *Polygnathus carinus* en el noroeste de Europa (Ver Fig. 2). Poco después y en capas próximas a la primera aparición de *Ps. symmutatus* se produce la entrada de *V. campbelli*, inicialmente con una distribución geográfica restringida. Este taxón evolucionó a partir de *V. simplicatus* a través de la reducción en la altura de los denticulos ventrales (anteriores) del elemento P1 y la longitud de los procesos del elemento P2 (Fig. 1).

A finales del Tournaisiense tiene lugar un importante evento de extinción que produce una drástica caída en la diversidad de las faunas de conodontos, con pérdida de los géneros *Scaliognathus*, *Doliognathus*, *Dolymae*, y de un grupo de especies de *Gnathodus*. Las especies existentes de *Pseudognathodus* y *Vogelgnathus* sobrevivieron al evento y dieron origen a la radiación de estos géneros. A partir de *Ps. symmutatus* evolucionó *Ps. homopunctatus* mediante el desarrollo de filas de nódulos o crestas cortas sobre las expansiones de la cavidad basal (Fig. 1). Este taxón se dispersó en todo el mundo justo por encima del límite inferior del Viseense y es un marcador secundario para la base del Viseense. *Ps. mermadius* se desarrolló desde *Ps. homopunctatus* en el Viseense inferior (Arundiense), mediante el desarrollo de una taza proximal ornamentada por numerosos nódulos de talla pequeña (Fig. 1). El nuevo taxón tiene una distribución moderadamente amplia en el norte de Europa y en la plataforma rusa, aunque es un taxón que algunos autores incluyen en *Ps. homopunctatus* (Fig. 2). En el Viseense medio (Holkeriense superior) y con una distribución restringida en facies de aguas someras de las cuencas extensionales al Norte de Gales y de Craven en el Reino Unido, se encuentra *Ps. posadachaconae* (figuras 1 y 2.1). El elemento P1 de *Ps. posadachaconae* muestra una carena rostral alta y fuerte, así como un lento desarrollo de la taza y la ornamentación a lo largo de la ontogenia que pueden faltar durante el crecimiento del elemento. La morfología de *Ps. posadachaconae* es similar a la de ejemplares maduros y grandes de *Ps. symmutatus*, pero la presencia común de nódulos en elementos inmaduros sugiere una derivación desde *Ps. homopunctatus*. En el Viseense superior (Asbiense) y también desde la especie con amplia distribución *Ps. homopunctatus*, debió evolucionar *Pseudognathodus lineatus*, una especie que sólo es conocida desde la plataforma carbonatada en el suroeste de Irlanda (Fig. 2.3). Esta especie modifica su taza a ancha y triangular con el desarrollo de una terraza proximal. La ornamentación de crestas y nódulos alineadas sobre la terraza sugiere una evolución convergente con la radiación de especies ornamentadas que tiene lugar en el Viseense superior (Barham *et al.*, 2015).

La especie *V. campbelli* es sugerida como ancestro de *V. gladiolus* (Fig. 1). Los elementos P1 maduros de *V. gladiolus* parecen retener la morfología de los elementos P1 inmaduros de *V. campbelli* (Fig. 1), mientras que los elementos P2 de ambas especies tienen un proceso caudal (ventral) muy corto o carecen de él (Purnell y von Bitter, 1992). *V. gladiolus* tiene una distribución geográfica restringida a las cuencas extensionales relativamente pequeñas del Norte de las Islas Británicas (cuenca de Northumberland, Fig 2.1) y se encuentra en un área con sedimentación de aguas someras, sistemas fluviodeltaicos y de sabkha (Purnell y von Bitter, 1992). Allí evolucionó al inicio del Arundiense a *V. pesaquidi* y a una especie de corta duración *V. kyphus*. *V. pesaquidi* se dispersó al norte de Gales (Reino Unido) y por las facies de aguas someras de las cuencas extensionales del Atlántico canadiense. En el área canadiense evolucionó desde *V. pesaquidi* otra especie restringida geográficamente y estratigráficamente, *V. dhindsai* (Figs. 1 y 2).

La especie *V. campbelli* muestra una amplia distribución en el Viseense tardío donde evolucionó a *V. postcampbelli*, a través de la reducción a un proceso dorsal corto (posterior) formado por denticulos pequeños e indistintos (Purnell y von Bitter, 1992). Ambos taxones habitaban ambientes eurihalinos de la zona eufótica y probablemente alejados de la costa. Esta interpretación estaría de acuerdo con su abundancia limitada a los acontecimientos eustáticos de inundación en el Viseense y Serpukhoviense

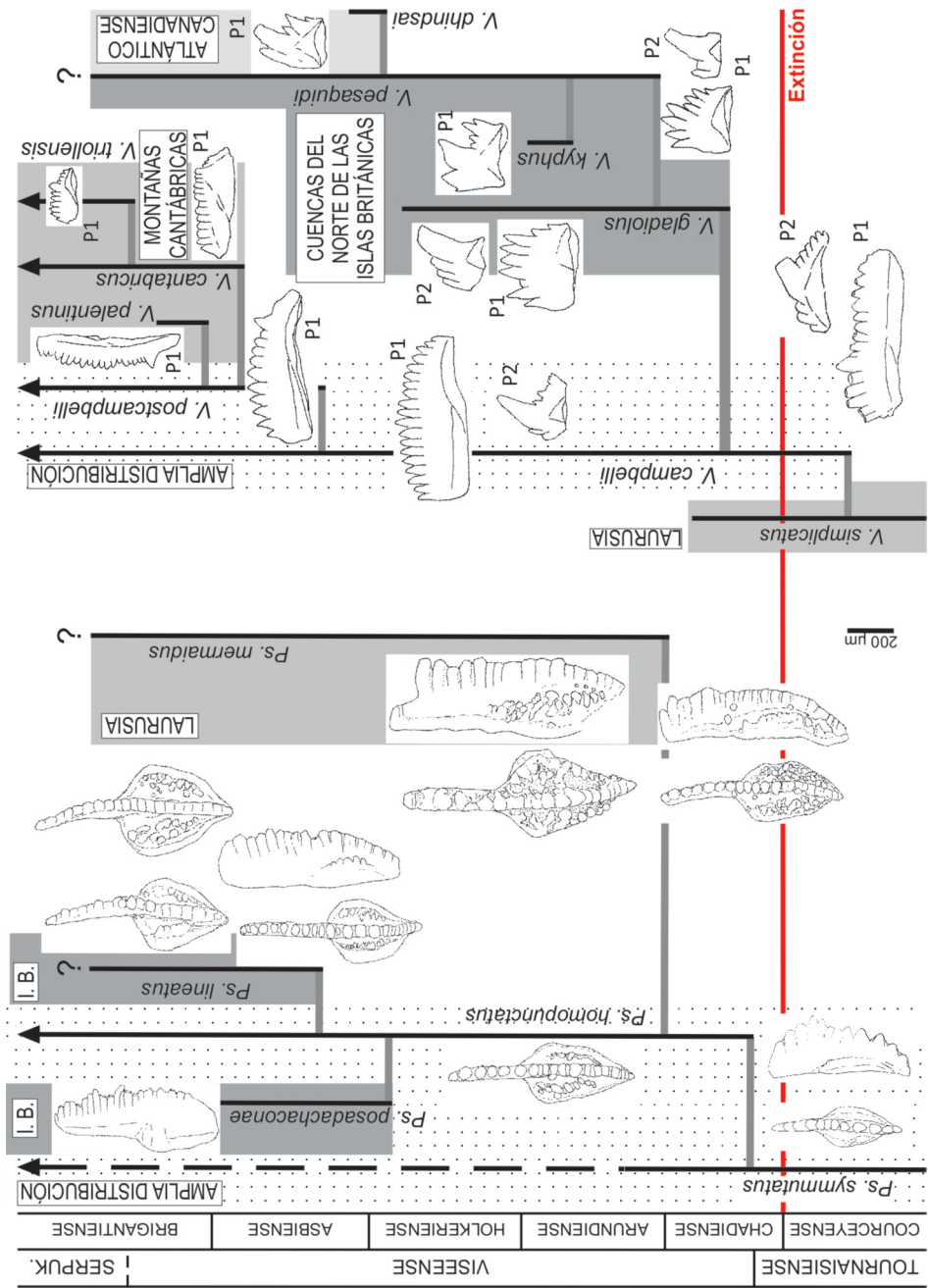


Figura 1. Filogenias propuestas para las especies de *Pseudognathodus* y *Vogelgnathodus* basadas en la morfología de los elementos P1 y P2, y rangos estratigráficos de las mismas en los pisos Regionales Británicos para el Tournaisian superior y el Viséen. La filogenia de *Pseudognathodus* está basada en Sanz-López et al. (2018) mientras que la de *Vogelgnathodus* está modificada de Purnell y von Bitter (1992) e incluye ejemplares de Nemyrovska (2005) y de este trabajo. El fondo gris muestra taxones con diferente distribución geográfica.

inferior en las Montañas Cantábricas (van den Boogard, 1992; Nemyrovska, 2005, Fig. 2). Además, ambas especies parecen tener una amplia distribución desde América del Norte hasta Asia y Australia (Koike, 1967, Norby y Rexroad, 1985, Jenkins *et al.*, 1993, Mizuno, 1997, Kabanov *et al.*, 2009, Qi *et al.*, 2014), pero estuvieron ausentes en la pequeña cuenca extensional de Northumberland, que se caracteriza por sedimentos de aguas someras (Purnell y von Bitter, 1992) (Fig. 2). Una diversificación en el Viseense superior de formas con un proceso rostral corto y bajo, similar al del elemento P1 de *V. postcampbelli*, ha sido descrito por Nemyrovska (2005) en las Montañas Cantábricas: *Vogelgnathus cantabricus*, *V. palentinus* y *V. triolloensis* (figuras 1 y 2.8). Estas especies estuvieron adaptadas a ambientes marinos abiertos y profundos como *V. postcampbelli* en un entorno alejado de la costa. Su distribución es restringida, aunque algunas de las especies descritas lejos de España parecen estar relacionadas. Este es el caso de *V. akyoshiensis*, conocido en el sudoeste de Japón, con una morfología cercana a *V. cantabricus*, o el de *V. angustus* del este de Australia, próximo a *V. palentinus*.

La desaparición de las especies de *Pseudognathodus* y de *Vogelgnathus* se produce como hallazgos ocasionales a lo largo del Serpukhoviense. Las formas con una amplia distribución se encuentran hasta el Serpukhoviense superior. Por otro lado, la distribución estratigráfica de *Ps. symmutatus*, *Ps. homopunctatus* y *Ps. mermadius* necesita de una revisión, ya que estas formas sólo pueden diferenciarse desde ejemplares maduros con una cierta talla.

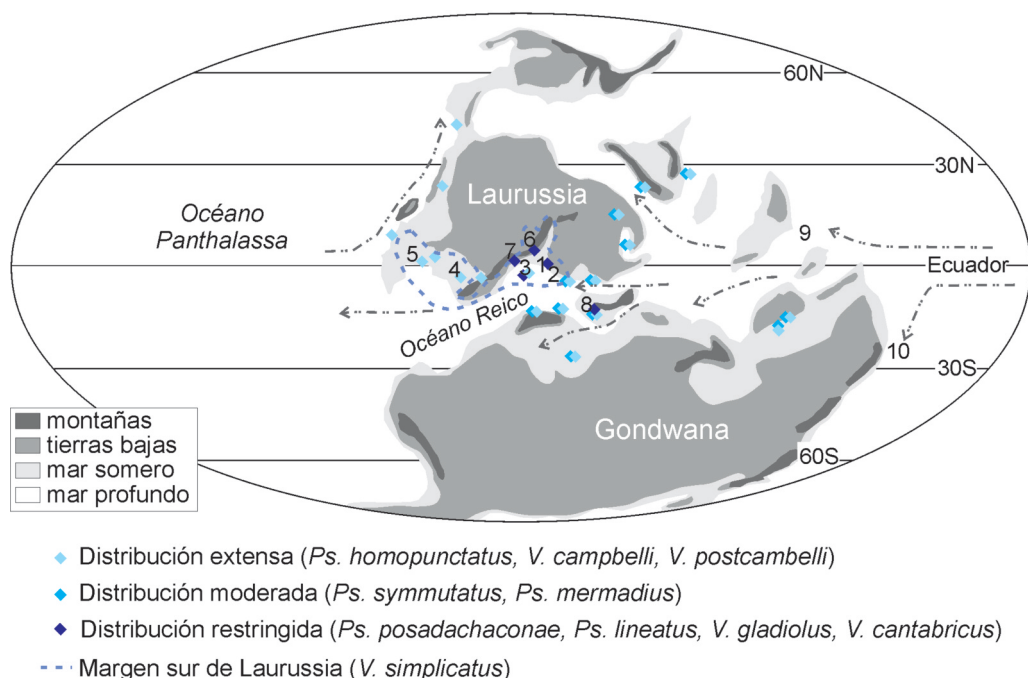


Figura 2. Paleogeografía del Viseense (de Rowley *et al.*, 1985) mostrando la distribución de las especies de *Pseudognathodus* y *Vogelgnathus* (basado en Sanz-López *et al.*, 2018 y este trabajo): (1) Inglaterra; (2) Bélgica; (3) Irlanda; (4) suroeste de Missouri; (5) Nuevo México; (6) cuenca de Northumberland; (7) Atlántico canadiense; (8) Montañas Cantábricas; (9) Japón y (10) este de Australia.

La aparición de los primeros *Vogelgnathus* conocidos, *V. simplicatus*, tuvo lugar en las plataformas de la cuenca de Namur-Dinant, el Reino Unido e Irlanda, así como en Misuri y Nuevo México (Norte América). Su presencia en toda esta área del margen meridional de Laurusia está asociado con el desarrollo de los complejos de montículos microbianos en facies Waulsortiense. Esta facies corresponde a aguas con moderada profundidad, en algún caso estimada entre 65–170 m (Histon y Sevastopulo, 1993). *V. simplicatus* evolucionó hacia una forma con amplia distribución (*V. campbelli*) en el Viseense al igual que también ocurrió con la amplia presencia de *Ps. homopunctatus* desde la base del Viseense. Estas formas con un rango estratigráfico extenso debieron dispersarse geográficamente hacia aguas profundas, pero dieron lugar en las aguas someras de las pequeñas cuencas extensionales del Viseense en el sur de Laurusia a especies con distribución restringida, tanto de *Pseudognathodus* como de *Vogelgnathus*. En el caso de *Vogelgnathus* una diversificación de taxones de aguas profundas en el Viseense superior muestra formas de amplia extensión como *V. postcampbelli*, como otras que parecen están restringidas geográficamente.

La dispersión de *V. campbelli* y *Ps. homopunctatus* en el Viseense de Norteamérica sufrió de algún tipo de barrera que no muestra *V. simplicatus* en el Tournaisiense superior. *V. campbelli* se encuentra desde el Viseense medio (Subpiso Regional Merameciense) según Lane y Brenckle (2005), al igual que el hallazgo más bajo de *Ps. homopunctatus* en Kansas y Oklahoma (ver Sanz-López *et al.*, 2018). Esta especie se conoce ya desde el Viseense superior (Subpiso Chesteriense) en Utah, California, Virginia, Terreno Quesnel de la Columbia y su amplia presencia en Norteamérica coincide con la mayor diversidad en el resto del mundo. Tan sólo un hallazgo probable es conocido desde el Viseense temprano del norte del Alaska (Dumoulin *et al.*, 2006). Retrasos en la dispersión de los taxones de conodontos se conocen desde el Bashkiriense inferior (Sanz-López *et al.*, 2013).

CONCLUSIONES

La morfología de los elementos P1 y las historias evolutivas derivadas de sus cambios en el Misisípico permiten considerar algunas coincidencias en los géneros de conodontos *Pseudognathodus* y *Vogelgnathus*. Ambos géneros se originaron en el Tournaisiense tardío (*Ps. symmutatus* y *V. simplicatus*) y tras sobrevivir al evento de extinción en el Tournaisiense final evolucionaron a especies con amplia distribución geográfica y estratigráfica en torno al límite Tournaisiense/Viseense (*Ps. homopunctatus* y *V. campbelli*). Estas especies evolucionaron a especies con distribución restringida, generalmente en cuencas pequeñas y en aguas someras (*Ps. posadachaconae* y *Ps. lineatus*, *V. gladiolus* y sus descendientes). La diversidad más alta conocida coincidió en el Viseense superior, durante un intervalo en el que las especies con amplia distribución se dispersaron con retraso por la mayor parte de Norte América.

Agradecimientos

J. Sanz-López recibió apoyo financiero del proyecto SYNTHESIS 1 (Solicitud GB-TAF-4210, 2008) de la Unión Europea. Él y S. Blanco-Ferrera se beneficiaron del apoyo del proyecto CGL2016-78738-P del Ministerio de Economía y Competitividad de España. Este trabajo es una contribución al proyecto del PICG 652: Reading geologic time in Palaeozoic sedimentary rocks.

Referencias

- Barham, M., Murray, J., Sevastopulo, G.D. & Williams, M. 2015. Conodonts of the genus *Lochriea* in Ireland and the recognition of the Viséan–Serpukhovian (Carboniferous) boundary. *Lethaia*, 48, 151–171.
- Boogaard, M., van den. 1992. The recurrence of *Vogelgnathus campbelli*-dominated conodont faunas in the Visean and early Namurian of the Cantabrian Mts. (Spain): a reflection of sea-level fluctuations? *Scripta Geologica*, 99, 1–33.
- Dumoulin, J.A., Harris, A.G., Blome, C.D. and Young, L.E. 2006. *Conodont and radiolarian data from the De Long Mountains quadrangle and adjacent areas*. U.S. Geological Survey Open-File Report 2006-1068; accessed January 24, 2011, at <http://pubs.usgs.gov/of/2006/1068/>.
- Histon, K. and Sevastopulo, G. D. 1993. Carboniferous nautiloids and the bathymetry of Waulsortian limestones in Ireland. *Proceedings of Geologists' Association*, 104, 149–154.
- Jenkins, T.B.H., Crane, D.T., and Mory, A.J. 1993. Conodont biostratigraphy of the Visean Series in eastern Australia. *Alcheringa*, 17, 211–283.
- Kabanov, P.B., Gibshman, N.B., Barskov, I.S., Alekseev, A.S., and Goreva, N.V. 2009. Addendum, Zaborie section, lectostratotype of Serpukhovian Stage, in Alekseev, A.S., and Goreva, N.N., eds., *Type and reference Carboniferous sections in the south part of the Moscow Basin*. Field trip guidebook of International Field Meeting of the IUGS Subcommission on Carboniferous Stratigraphy, August 11–12, 2009: Moscow, Borissiak Paleontological Institute of Russian Academy of Sciences, 45–64.
- Koike, T. 1967. A Carboniferous succession of conodont faunas from the Atetsu Limestone in southwest Japan (studies of Asiatic conodonts, Part 6). *Tokyo Kyoiku Daigaku Science Reports*, Section C (Geology, Mineralogy and Geography), 9 (93), 279–318.
- Lane, R.H. and Brenckle, P.L. 2005. Type Mississippian subdivisions and biostratigraphic succession, in Heckel, P.H., ed., *Stratigraphy and biostratigraphy of the Mississippian Subsystem (Carboniferous System) in its type region, the Mississippi River Valley of Illinois, Missouri, and Iowa: Champaign. Illinois State Geological Survey*, 34, 76–105.
- Mizuno, Y. 1997. Conodont faunas across the Mid-Carboniferous boundary in the Hina Limestone, Southwest Japan. *Paleontological Research*, 1, 237–259.
- Nemyrovska, T.I. 2005. Late Viséan/early Serpukhovian conodont succession from the Triollo section, Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Scripta Geologica*, 129, 13–89.
- Norby, R.D. and Rexroad, C.B. 1985. *Vogelgnathus*, a new Mississippian conodont genus: Bloomington. *Indiana Geological Survey, Occasional Paper*, 50, 14 p.
- Purnell, M.A. and von Bitter, P.H. 1992. *Vogelgnathus* Norby and Rexroad (Conodonta): new species from the Lower Carboniferous of Atlantic Canada and northern England. *Journal of Paleontology*, 66, 311–332.
- Qi, Y., Nemyrovska, T.I., Wang, X., Chen, J., Wang, Z., Lane, H.R., Richards, B.C., Hu, K., and Wang, Q., 2014. Late Visean–early Serpukhovian conodont succession at the Naqing (Nashui) section in Guizhou, South China. *Geological Magazine*, 151, 254–268.
- Rowley, D.B., Raymond, A., Parrish, J.T., Lottes, A.L., Scotese, C.R. and Ziegler, A.M. 1985. Carboniferous paleogeographic, phytogeographic, and paleoclimatic reconstructions. *International Journal of Coal Geology*, 5, 7–42.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. and García-López, S. 2004. Taxonomy and Evolutionary significance of some *Gnathodus* species (conodonts) from the Mississippian of the Northern Iberian Peninsula. *Revista Española de Micropaleontología*, 36 (2), 215–230.

- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. Sánchez de posada, L. C. and García-López, S. 2007. Serpukhovian conodonts from Northern Spain and their biostratigraphic application. *Palaeontology*, 50 (4), 883-904.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. and Miller, C. G. 2018. Morphologic variation in the P1 element of Mississippian species of the conodont genus *Pseudognathodus*. *Spanish Journal of Palaeontology*, 33 (1), 185-204.
- Tian, S. and Coen, M. 2005. Conodont evolution and stratotype sign of Carboniferous Tournaisian–Visean boundary in South China. *Science in China Series D, Earth Sciences*, 48, 2131–2141.

LOS PARADOXÍDIDOS DE LA FM. MANSILLA Y BASE DE LA FM. MURERO (LEONIENSE SUPERIOR–CAESARAUGUSTIENSE MEDIO, SERIE 3 DEL CÁMBRICO) EN LAS CADENAS IBÉRICAS (ESPAÑA)

J.B. Chirivella¹, E. Liñán², M.E. Dies Álvarez³ y R. Gozalo⁴

¹Departamento de Ciencias de la Educación, Universidad CEU Cardenal Herrera. Avda. Seminario s/n, 46113 Moncada, España.
juamar@iesorriols.com

²Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA. Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España.
linan@unizar.es

³Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales-IUCA, Universidad de Zaragoza, C/ Valentín Cardenera 4,
22003 Huesca, España.
medies@unizar.es

⁴Departamento de Botánica y Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, España.
rodolfo.gozalo@uv.es

Palabras clave: Sistemática, Trilobites, Bioestratigrafía, Correlación, Cámbrico medio.

INTRODUCCIÓN

La Familia Paradoxididae (Trilobita) tiene gran importancia bioestratigráfica para los materiales del clásico Cámbrico medio, habiéndose utilizado en muchas regiones las especies de paradoxíddos para la subdivisión de esta serie. En el caso de España, la caracterización bioestratigráfica del piso Leoniense se ha establecido mediante tres biozonas de paradoxíddos y se han reconocido otras tres dentro del piso Caesaraugustiense (Liñán & Gozalo, 1986; Gozalo & Liñán, 1995; Sdzuy *et al.*, 1999). Se estudian los paradoxíddos de la Fm. Mansilla y de la base de la Fm. Murero procedentes de once secciones de las Cadenas Ibéricas, lo que ha permitido establecer de manera detallada su distribución.

Desde el punto de vista sistemático, los paradoxíddos son un grupo muy estudiado desde principios del siglo XIX y presenta una complejidad taxonómica importante, por lo que se hace necesario realizar una revisión en profundidad del grupo (ver Rushton *et al.*, 2016). En este trabajo se pretende una puesta al día de sus especies registradas desde el Leoniense superior hasta la base del Caesaraugustiense medio, de la serie 3 del Cámbrico (Serie Miaolingianense, pendiente de aprobación por la ICS); concretamente en niveles en los que se encuentra el límite entre los pisos Wuliuense (pendiente de aprobación) y Drumiense, con los que la correlación internacional de los pisos españoles todavía presenta algunos problemas (Gozalo *et al.*, 2011).

SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRATIGRAFÍA

Todas las secciones se localizan en la provincias de Zaragoza y Soria. Desde un punto de vista geológico las secciones estudiadas se encuentran en los núcleos paleozoicos de las Cadenas Ibéricas (Fig.

1), en las unidades de Badules y Mesones (Gozalo & Liñán, 1988). Se han estudiado en profundidad la Fm. Mansilla y base de la Fm. Murero en 11 secciones, en la figura 2 se presenta la correlación de las 6 secciones que presentan el registro más continuo.

Las Fms. Valdemiedes, Mansilla y Murero constituyen el Grupo Mesones, que se caracteriza por tener una facies mixta lutítico-carbonatada, con predominio de las lutitas con nódulos carbonatados y con algunas intercalaciones de niveles carbonatados (Liñán *et al.*, 1992, 2002).

La Fm. Mansilla se caracteriza por ser una alternancia de carbonatos y lutitas de colores rojizos y violáceos, con abundantes nódulos carbonatados. Su espesor varía entre 10 metros en la región meridional hasta 90 m en la región septentrional de las Cadenas Ibéricas. Los niveles basales de esta formación se caracterizan por la presencia de niveles carbonatados tableados y/o nodulares, generalmente dolomitizados, con intercalaciones de lutitas violáceas, el espesor de este tramo varía entre 3 y 25 me-

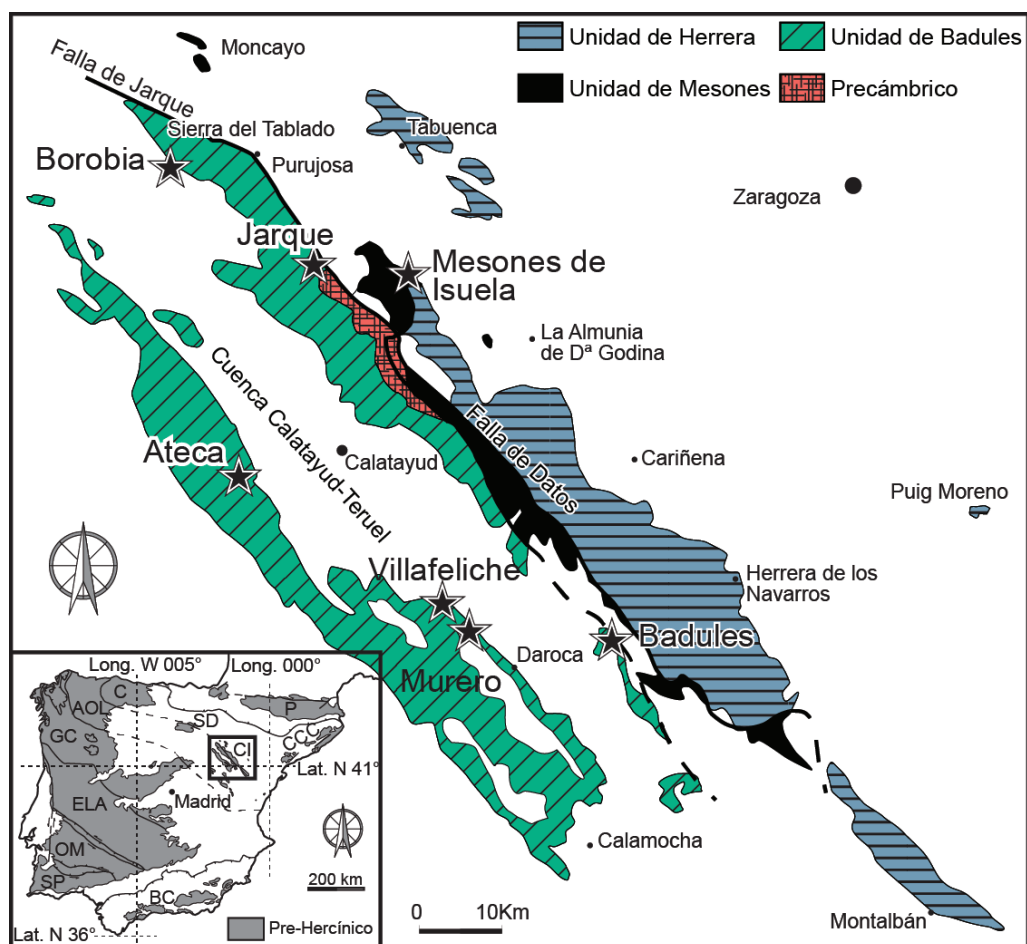


Figura 1. Situación geológica del área de estudios y localización de las secciones estudiadas.

tros. Por encima, predominan los niveles lutíticos de color violáceo que presentan intercalados nódulos carbonatados y, esporádicamente, algún nivel decimétrico de carbonatos. Los nódulos carbonatados se hacen más esporádicos hacia techo, donde también aparecen algunas intercalaciones de color verde; la desaparición de las lutitas violáceas, marca el inicio de la suprayacente Fm. Murero.

Los niveles basales de la Fm. Mansilla no han librado fósiles diagnósticos, los últimos niveles bien datados de la Fm. Valdemiedes pertenecen a la biozona de *Acadoparadoxides mureoensis* (Leoniense inferior) o, en el caso de la sección de Villafeliche 1, a la biozona de *Eccaparadoxides sdzuyi* (Leoniense medio) (Dies *et al.*, 2004), por lo que se puede suponer que el tramo inferior carbonatado de la Fm. Mansilla se depositó, en su mayor parte, durante el Leoniense medio, ya que en todas las secciones los fósiles que se encuentran en los primeros niveles lutíticos, del tramo superior, pertenecen a la biozona de *Eccaparadoxides asturianus* (Leoniense superior). El límite entre las Fms. Mansilla y Murero es ligeramente diacrónico, en la mayoría de las secciones se sitúa en la biozona de *Badulesia granieri* o en la base de la biozona de *Pardailhanian hispidus*, a excepción de las secciones más meridionales (Villafeliche 1 o Rambla de Valdemiedes 1) donde este límite se sitúa en la biozona de *Badulesia tenera*.

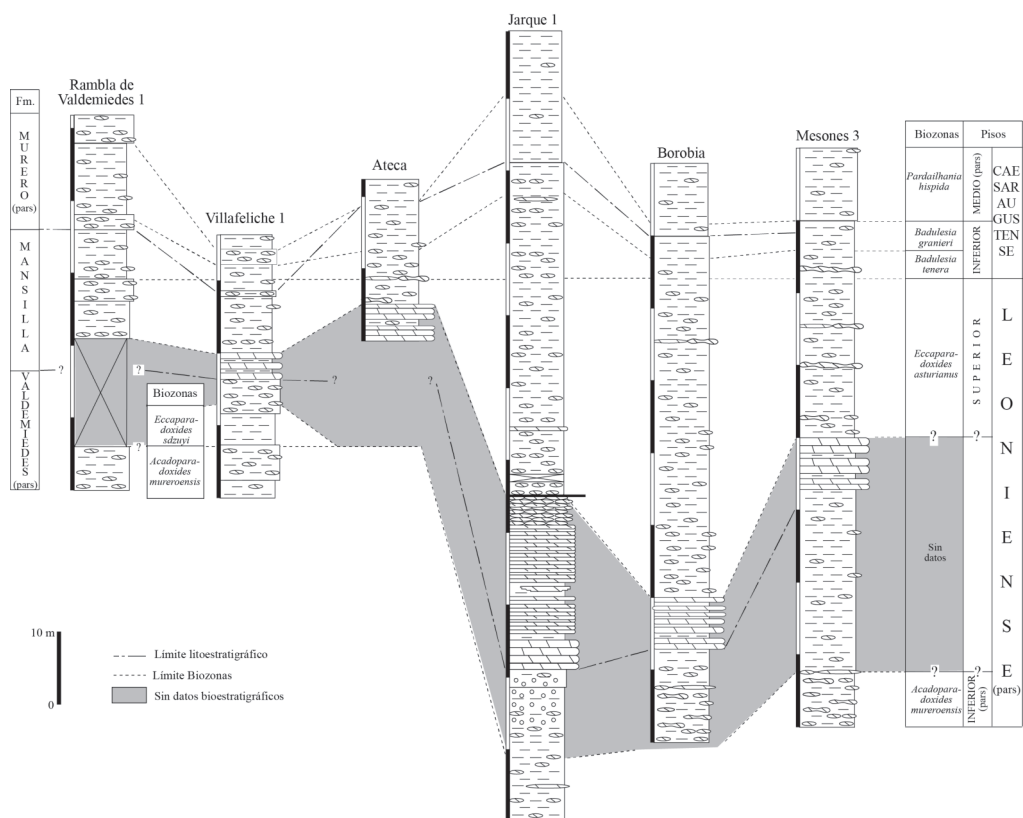


Figura 2. Correlación estratigráfica del techo de la Fm. Valdemiedes, Fm. Mansilla y base de la Fm. Murero de las secciones estudiadas.

SISTEMÁTICA

El material de la Familia Paradoxididae estudiado pertenece a tres géneros: *Eccaparadoxides*, *Aca-*
doparadoxides e *Hydrocephalus*; siendo el género *Eccaparadoxides*, con seis especies, el más abundante
y diverso; mientras que los otros dos géneros sólo están representados por dos taxones y un número
reducido de ejemplares. En la figura 3 se ofrece la distribución estratigráfica de las 10 especies de pa-
radoxididos identificadas desde la biozona de *Eccaparadoxides sduzyi* (Leonense medio) hasta la bio-
zona de *Pardailhanian hispida* (Caesaraugustiense medio), dentro del marco bioestratigráfico establecido

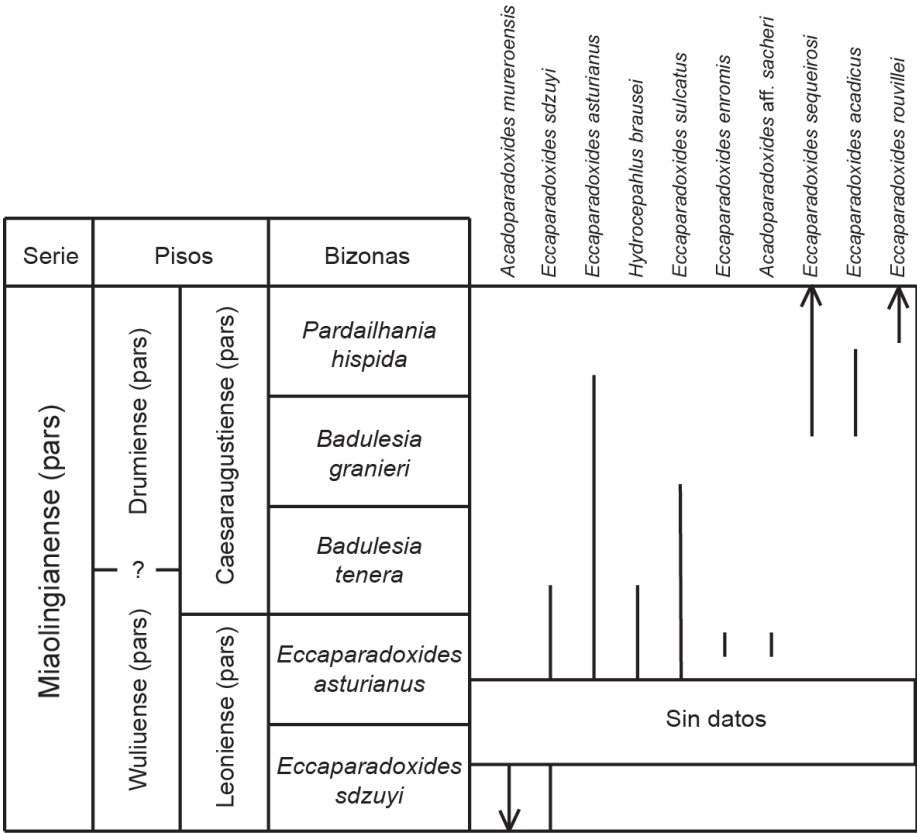
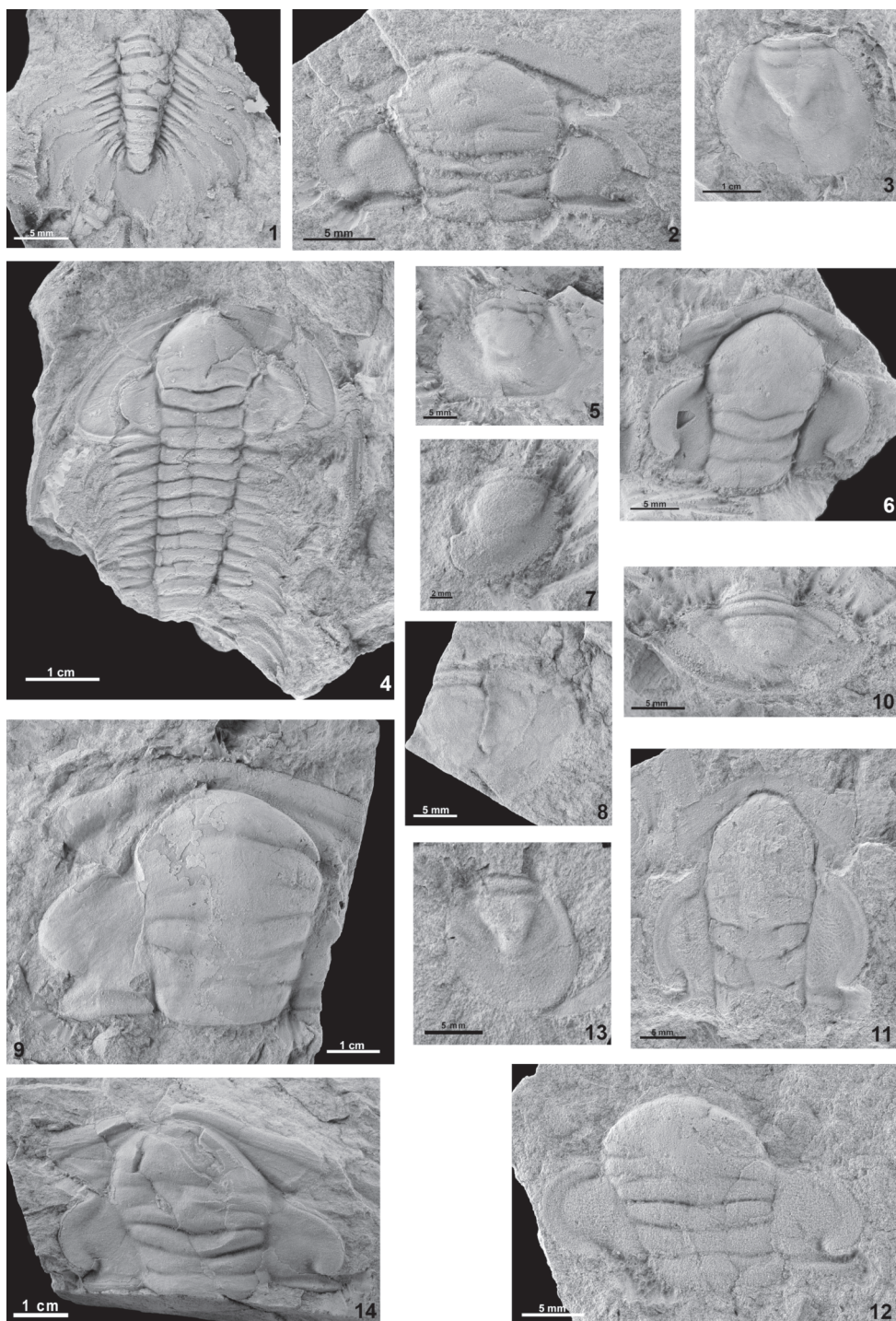


Figura 3. Distribución bioestratigráfica de los paradoxididos del techo de la Fm. Valdemiedes, Fm. Mansilla y base de la Fm. Murero.

Figura 4. 1-2, *Eccaparadoxides acadicus* (Matthew, 1883); 1, pigidio (MPZ 2007/516); 2, cranidio (MPZ 2007/501). 3-5, *Eccaparadoxides asturianus* (Sdzuy, 1968); 3, pigidio (MPZ 2007/579); 4, Cefalón y 10 segmentos torácicos (MPZ 2007/559); 5, pigidio (MPZ 2007/575). 6-7, *Eccaparadoxides sduzyi* Liñán Gujarró, 1978; 6, cranidio (MPZ 2007/604); 7, pigidio (MPZ 2007/615). 8-9, *Eccaparadoxides enromis* (Sdzuy, 1968); 8, pigidio (MPZ 2007/599); 9, cranidio (MPZ 2007/597). 10-12, *Eccaparadoxides sulcatus* Liñán & Gozalo, 1986; 10, pigidio (MPZ 2007/1019); 11, cranidio (MPZ 2007/997); 12, cranidio (MPZ 2007/991). 13-14, *Eccaparadoxides sequeirosi* Liñán & Gozalo, 1986; 13, pigidio (MPZ 2007/960); 14, cranidio (MPZ 2007/1452).



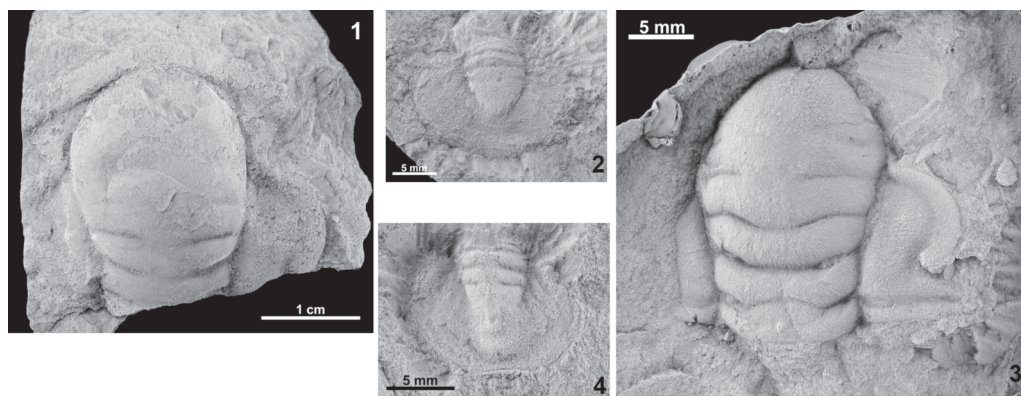


Figura 5. 1-2, *Acadoparadoxides* aff. *sacheri* (Barrande, 1852) sensu Sdzuy, 1968; 1, cranidio (MPZ 2007/494); 2, pigidio (MPZ 2007/495). 3-4, *Hydrocephalus brausei* (Sdzuy, 1970); 3, pigidio (MPZ 2007/1039); 4, cranidio (MPZ 2007/1033).

para la región Mediterránea (ver Sdzuy, 1968; Liñán & Gozalo, 1986; Sdzuy *et al.*, 1999; Dies *et al.*, 2004; Gozalo *et al.*, 2011).

Las especies identificadas en la Fm. Mansilla y base de la Fm. Murero son: *E. accadicus* (Matthew, 1883), con 25 ejemplares (Fig. 4.1-4.2); *E. asturianus* (Sdzuy, 1968), con 171 ejemplares (Fig. 4.3-4.5), *E. enormis* (Sdzuy, 1968), con cinco ejemplares (Fig. 4.8-4.9), *E. sdzuyi* Liñán Guijarro, 1978, con 24 ejemplares (Fig. 4.6-4.7), *E. sequeirosi* Liñán & Gozalo, 1986, con 119 ejemplares (Fig. 4.13-4.14) y *E. sulcatus* Liñán & Gozalo, 1986, con 110 ejemplares (Fig. 4.10-4.12). Además, un taxón del género *Acadoparadoxides*: *A. aff. sacheri* (Barrande, 1852) sensu Sdzuy, 1968, con 2 ejemplares (Fig. 5.1-5.2) y otra especie del género *Hydrocephalus*: *H. brausei* (Sdzuy, 1970) con 6 ejemplares (Fig. 5.3-5.4).

La mayoría de estos taxones son endémicos de la subprovincia Mediterránea (*sensu* Sdzuy *et al.*, 1999). Las especies *Acadoparadoxides* aff. *sacheri*, *Eccaparadoxides sdzuyi*, *E. sequeirosi* y *E. sulcatus* sólo son conocidas en la Península Ibérica. La especie *E. asturianus* ha sido identificada en el Alto Atlas (Marruecos; Geyer *et al.*, 1995) y, con dudas, en Doberlug (Alemania; Sdzuy, 1970). Además, esta localidad alemana es el área tipo de *Hydrocephalus brausei* y también se ha registrado *E. aff. enormis* (ver Sdzuy, 1970).

Solamente la especie *Eccaparadoxides acadicus* presenta un potencial de correlación con otras áreas paleogeográficas; concretamente con Avalonia, ya que se ha encontrado en New Brunswick y Terranova (Canadá; Kim *et al.*, 2002; Fletcher, 2006) y en Inglaterra (Rushton *et al.*, 2007) en niveles correspondientes a las zonas de *Eccaparadoxides etemicus* y *Hartella* en New Brunswick y Terranova, y en la parte superior de la zona de *Ptychagnostus gibbus* o base de la zona de *Tomagnostus fissus*, lo que permite un punto de correlación con las Cadenas Ibéricas, donde esta especie se registra en la parte alta de la zona de *Badulesia granieri* y en la base de la zona de *Pardailhania hispida*, que se correspondería aproximadamente con el Drumiense inferior (Gozalo *et al.*, 2011).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto PIGC 652 *Reading geologic time in Palaeozoic sedimentary rocks*.

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.
- Fletcher, T.P. 2006. Bedrock geology of the Cape St. Mary's Peninsula, southwest Avalon Peninsula, Newfoundland (includes parts of NTS maps sheets 1M/1, 1N/4, 1L/6 and 1K/13), Newfoundland. Government of Newfoundland and Labrador, Geological Survey, Department of Natural Resources, Report 06-02, 117 pp.
- Geyer, G., Landing, E. & Heldmaier, W. 1995. Faunas and depositional environments of the Cambrian of the Moroccan Atlas regions. *Beringeria*, special Issue 2, 47-119.
- Gozalo, R., Chirivella Martorell, J.B., Esteve, J. & Liñán, E. 2011. Proposal of correlation between the base of Drumian Stage and the base of middle Caesaraugustan Stage in the Iberian Chains (NE Spain). *Bulletin of Geosciences* 86, 545-554.
- Gozalo, R. & Liñán, E. 1988. Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios Geológicos* 44, 399-404.
- Gozalo, R. & Liñán, E. 1995. Leonian (early Middle Cambrian) *Paradoxides* biostratigraphy. *Beringeria*, special Issue 2, 169-171.
- Kim, D.H., Westrop, S.R. & Landing, E. 2002. Middle Cambrian (Acadian series) conocoryphid and paradoxid trilobites from the Upper Chamberlain's Brook Formation, Newfoundland and New Brunswick. *Journal of Paleontology*, 76, 822-842.
- Liñán Guijarro, E. 1978. *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctorales de la Universidad de Granada, 191, 212 pp.
- 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., Gámez, J.A. & Álvaro, J.J. 1992. Las Formaciones del Grupo Mesones (Cámbrico Inferior-Medio) en las Cadenas Ibéricas. *III Congreso Geológico de España, Actas* 1, 517-523.
- Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez Vinaned, J.A., Ugidos, J.M. & Mayoral, E. 2002. Cambrian, 17-29. In Gibbons, W. & Moreno, T. (eds) *The Geology of Spain*. The Geological Society, London.
- Matthew, G.F. 1883. Illustrations of the fauna of the St. John Group, núm. 1, The *Paradoxides*. *Transactions of the Royal Society of Canada*, section III, 1, 271-279.
- Rushton, A.W.A., Weidner, T. & Ebbestad, J.O.R. 2016. Paradoxid trilobites from a mid-Cambrian (Series 3, stage 5) limestone concretion from Jämtland, central Sweden. *Bulletin of Geosciences*, 91, 515-552.
- Rushton, A.W.A., Williams, M., Siveter, David & Berg-Madsen, V. 2007. A new mid-Cambrian trilobite fauna from Shropshire. *Proceedings of the Geologists' Association*, 118, 129-142.
- Sdzuy, K. 1968. Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 1, year 1967, 77-133.
- Sdzuy, K. 1970. Mittelkambrische Fossilien aus neuen Bohrungen bei Doberlug und bei Delitzsch. *Geologie*, 19, 1066-1091.
- 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.

TRILOBITES DEL CÁMBRICO INFERIOR (MARIANIENSE) DE LA UNIDAD FREGENAL-CUMBRES (SIERRA NORTE DE HUELVA)

L. Collantes¹, R. Gozalo², I. Garzón³ y E. Mayoral^{4,5}

¹C/ Valdés Leal 16, 21110 Bellavista, Aljaraque.

luis.collantes.geo@gmail.com

²Departamento de Botánica y Geología, Universitat de València, Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot.

Rodolfo.gozalo@uv.es

³C/ Virgen del Valle, 10 alto, 21230 Cortegana.

gargonig@gmail.com

⁴Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de El Carmen, Universidad de Huelva,
Avda. 3 de Marzo s/n, 21071 Huelva.

mayoral@uhu.es

⁵CCTH - Centro de Investigación Científico Tecnológico, Universidad de Huelva, Avda. 3 de Marzo, s/n, 21071 Huelva

Palabras clave: Sistemática, Trilobita, Picos de Aroche, cubeta de Cumbres, Correlación Internacional, Piso 4 y Serie 2 del Cámbrico.

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos cámbricos del norte de la provincia de Huelva han suscitado el interés de distintos geólogos a lo largo del siglo XX. Los primeros fósiles de esta zona fueron recogidos por Lotze en 1937 y por Schneider al realizar su tesis doctoral (*vide* Richter and Richter, 1941). Estos últimos nombraron a la asociación de fósiles de la zona como "*Fauna von Cala*". Posteriormente, Sdzuy (1962) revisó y estudió nuevo material de esta "*Fauna*" en varias localidades, refiriendo hasta 13 taxones. Desde estos trabajos no se ha realizado ningún trabajo paleontológico detallado en la zona, a lo sumo se han referenciado algunas localidades en los trabajos relacionados con las hojas MAGNA (ver Ruiz López *et al.*, 1979).

En la actualidad se continúa trabajando en la subdivisión del Cámbrico por parte de la ISCS, sobre todo en el denominado Cámbrico inferior (ver Zhang *et al.*, 2017), uno de los niveles propuestos para analizar como candidato a ser indicador de la base del Piso 4 dentro de la Serie 2 del Cámbrico, sería la base del nivel con la asociación de *Hebediscus*, *Calodiscus*, *Serrodiscus* y *Triangulaspis* (ver Peng *et al.*, 2012). La importancia del yacimiento estudiado es que la asociación faunística coincide, en gran medida, con este nivel lo que junto con la presencia de Atopidae permite establecer una buena correlación con otras áreas paleogeográficas.

El presente trabajo se centra en el estudio sistemático de las faunas de trilobites del Cámbrico inferior que afloran en un yacimiento del norte de la provincia de Huelva, en la Zona de Ossa-Morena. Este yacimiento es objeto de encuadre dentro del contexto geológico regional, que a día de hoy necesitaría de una revisión en profundidad, dado que la mayoría de las unidades estratigráficas no están definidas formalmente.

CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La zona de estudio se encuentra dentro del término municipal de Cumbres de San Bartolomé, al norte de la provincia de Huelva. El yacimiento se localiza al sudeste de dicho municipio, al norte de dos sierras denominadas Sierra del Álamo y Sierra Maijuanes, pertenecientes al Parque Natural de Sierra de Aracena y Picos de Aroche (Fig.1).

Desde un punto de vista geológico, el área de estudio se enclava en la denominada "cubeta de Cumbres" (Liñán and Quesada, 1990, Fig. 2) dentro de la Zona de Ossa-Morena. Los fósiles hallados se registran dentro de la llamada "Alternancia de Cumbres", una unidad estratigráfica informal, empleada por Ruiz López *et al.* (1979) dentro del denominado Grupo vulcanosedimentario del Cámbrico inferior.

La Alternancia de Cumbres está formada por una sucesión de pizarras y areniscas de potencia muy variable, que puede variar según sectores, desde 350 m a 1.100 m (Ruiz López *et al.*, 1979), la serie estudiada presenta una intensa deformación y se encuentra muy verticalizada. La columna de detalle de los niveles estudiados puede verse en la figura 3, con indicación de las asociaciones de fósiles e icnofósiles.



Figura 1. Situación geográfica de la zona de estudio dentro de la provincia de Huelva y localización del yacimiento dentro del término municipal de Cumbres de San Bartolomé.

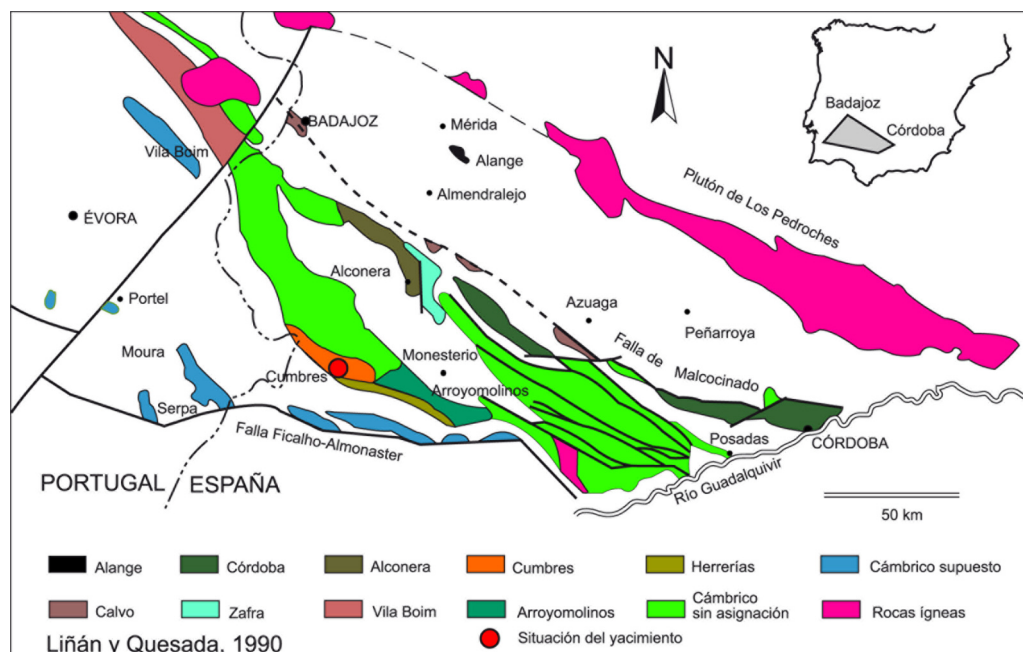


Figura 2. Mapa geológico de las principales unidades tectosedimentarias (cubetas) del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena propuestas por Liñán and Quesada (1990).

PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA

Calodiscus ibericus Sdzuy, 1962 (Fig. 4.1)

Material: Un cefalón conservado como molde interno y molde externo en pizarras moradas. El ejemplar se encuentra deformado (CSB-16-11/11M)

Descripción y comentarios: Se ha encontrado un cefalón semicircular, con el borde marginal plano-convexo. Glabella larga que llega hasta el surco anterior, carece de área preglabellar. Lóbulo anterior de forma subrectangular con la parte anterior redondeada, de longitud equivalente a la del lóbulo posterior. Lóbulo posterior de forma subcónica, con una espina occipital apuntando hacia la parte posterior. Las características del ejemplar encontrado permiten incluirlo dentro de la especie definida por Sdzuy (1962).

Serrodiscus silesius Richter and Richter, 1941 (Figs. 4.2-4.4)

Descripción: Se ha encontrado más de 100 cefalones, 35 pigidios y dos ejemplares articulados. Cefalón semielíptico. Borde marginal ancho y tuberculado. Glabella de forma subtriangular, redondeada en la parte anterior y ensanchada en la parte posterior, con tres surcos laterales. Lóbulo occipital con una pequeña espina occipital. Acrolóbulo homogéneo y ligeramente abombado. Surco marginal posterior redondeado, cortándose en la glabella. Área genal ensanchada y de forma subtriangular. Tórax compuesto por tres segmentos torácicos. Anillos axiales estrecho. Pleuras de forma subtriangular, atravesadas por un surco pleural poco profundo de forma subtriangular. Espina pleural corta y ancha. Pigidio subtriangular. Raquis estrechado hacia la parte posterior. Presenta diez segmentos pigidiales con tu-

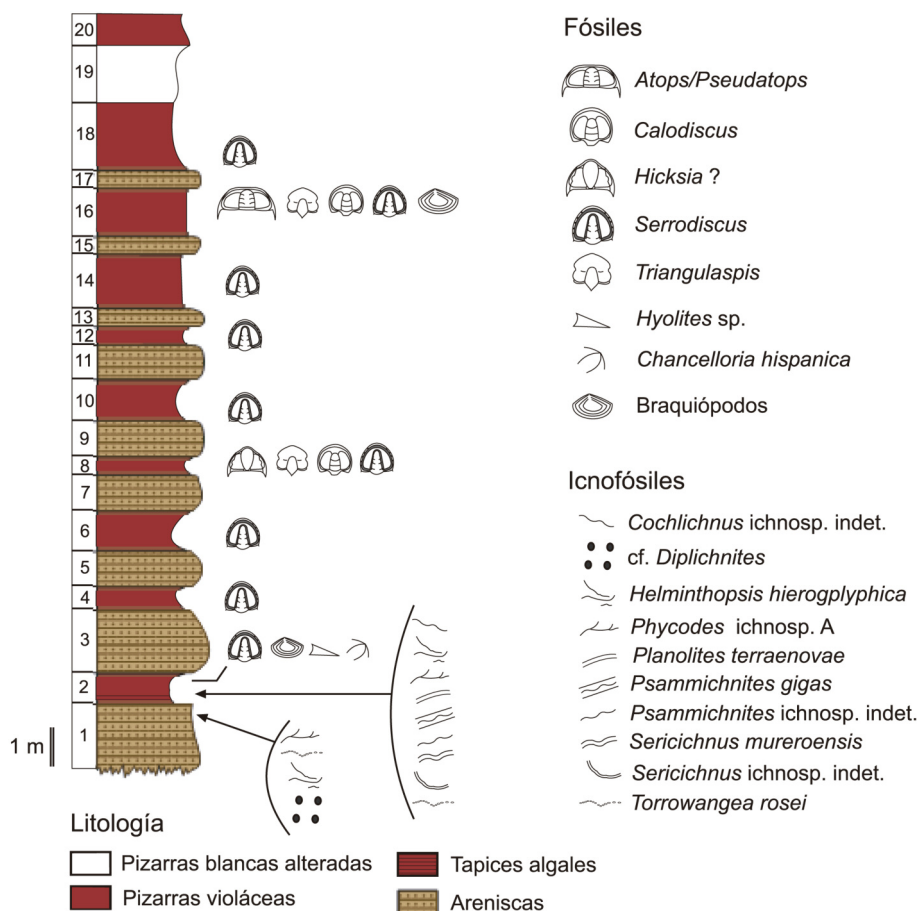


Figura 3. Columna estratigráfica sintética del yacimiento de Cumbres de San Bartolomé.

bérculos axiales. Acrolóbulo ligeramente abombado y homogéneo. Borde marginal ancho y homogéneo, presentando ocasionalmente entre tres y cuatro espinas en los laterales. Ornamentación en el acrolóbulo a modo de líneas ligeramente curvadas hacia la parte posterior

Comentarios: las características morfológicas permiten incluir el material dentro de la variabilidad morfológica aceptada para esta especie (ver Sdzuy, 1962 y Geyer and Elicki, 1995, con sinónimos anteriores).

Triangulaspis fusca Sdzuy, 1962 (Fig. 4.5)

Material: cinco cranioides, tres conservados como moldes internos y dos como moldes externos en pizarras moradas. Todos los ejemplares se encuentran deformados y/o fracturados en mayor o menor grado (CSB-8-03/04, CSB-16-08/11)

Descripción y comentarios: Se han encontrado cinco cranioides, con un bajo relieve y forma sub-triangular. Borde anterior de forma subtriangular. Glabella ensanchada hacia la parte posterior, sin surcos

glabellares. Arista ocular redondeada y levemente marcada. Área palpebral reducida en comparación al borde anterior, de forma subrectangular y muy levemente redondeada. Área postocular reducida y curvada hacia la parte posterior. Borde posterior estrecho y con una ligera curvatura hacia la parte posterior. Fletcher (2003: lám. 3 fig. 10) cita la presencia de *Triangulaspis meglitzkii* (von Toll, 1899) en la fauna de Cala, la característica que destaca es la prominente espina occipital, que no está presente en los ejemplares aquí encontrados, y cuyos caracteres morfológicos permiten incluirlos dentro de la especie definida por Sdzuy.

Hicksia? sp. (Fig. 4.6)

Material: Un único ejemplar del que se conserva medio cráneo y medio tórax en pizarras moradas. Se encuentra deformado y fragmentado (CSB-14-01)

Descripción y comentarios: Se ha encontrado un solo ejemplar con el cráneo mal conservado en conexión 14 segmentos torácicos. El cráneo es de forma trapezoidal con sutura opistopárica. Glabella en forma piriforme, ensanchada hacia la parte anterior, con tres surcos laterales muy pronunciados. Surcos axiales profundos y anchos. Surco occipital profundo. Área palpebral de forma subtriangular. Surco occipital profundo y ancho. El tórax se estrecha hacia la parte posterior de forma progresiva (trans.). Anillos axiales son estrechos y muy pronunciados en la zona axial. Pleuras atravesadas por un surco pleural profundo y alargado, que ocupa casi la totalidad de la pleura. Presenta espinas pleurales largas y estrechas. El único género conocido previamente en estos niveles con una glabella piriforme es *Hicksia*, por lo que a la espera de encontrar más material se asigna al mismo con dudas.

Atops cf. *calanus* Richter and Richter, 1941 (Fig. 4.7)

Material: Un cráneo conservado parcialmente como molde interno y externo en pizarras moradas (CSB-16-14)

Descripción y comentarios: Se ha encontrado un cráneo de forma subtrapezoidal. Glabella subtriangular que llega hasta el surco anterior, área preglabellar muy estrecha. Tres surcos laterales. Lóbulo occipital de forma subtrapezoidal. Arista ocular pronunciada. Área palpebral subtrapezoidal. Área postocular de forma subrectangular. Borde posterior estrecho y ligeramente curvado. Ornamentación granulada. Las características morfológicas coinciden con las de la especie *Atops? calanus*, pero ésta tiene un área preglabellar ancha, mientras que el ejemplar aquí encontrado es muy estrecha, por lo que de momento se prefiere clasificar en nomenclatura abierta.

Pseudatops n. sp. (Fig. 4.8)

Descripción y comentarios: Se han encontrado siete cefalones, de forma trapezoidal. Borde anterior estrecho (sag.) y ligeramente abombado. Área preglabellar ausente. Glabella que en su parte anterior intruye sobre el borde anterior, alargada de forma subrectangular con tres surcos laterales estrechos y profundos. Lóbulo occipital estrecho. Arista ocular poco marcada. Área palpebral de forma trapezoidal. Área postocular de forma subrectangular. Borde posterior estrecho y plano. Borde lateral estrecho y abombado. Ángulo genal entorno a 90° con una corta espina genal. Ornamentación reticulada. Las características morfológicas de los ejemplares permiten asignarlo sin ninguna duda al género *Pseudatops*.

CONSIDERACIONES PALEOECOLÓGICAS

La icnocenosis presente en la base de la serie (Fig. 3) se engloba en la icnofacies de *Cruziana*, según



Figura 4. 1. Molde externo del cefalón de *Calodiscus ibericus* (CSB-16-11M) 2. Cefalón de *Serrodiscus silesius* (CSB-18-03) 3. Pigidio de *Serrodiscus silesius* (CSB-18-06) 4. Ejemplar completo de *Serrodiscus silesius* (CSB-14-01) 5. Cranidio de *Triangulaspis fusca* (CSB-16-08) 6. Medio cranidio y tórax de *Hicksia* ? sp. (CSB-8-01) 7. Cranidio de *Atops* cf. *calanus* (CSB-16-14) 8. Cefalón de *Pseudatops* n. sp. (CSB-16-07). El material figurado se encuentra depositado en la colección paleontológica del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Huelva.

Seilacher (1963), la cual está asociada a un medio sublitoral poco profundo y de energía moderada. Por otro lado, la presencia de trilobites miómeros (*Serrodiscus*) en los niveles medios y superiores de la serie indicaría un cambio a condiciones de mayor profundidad y mar abierto.

BIOESTRATIGRAFÍA

La asociación de trilobites perteneciente a la "Alternancia de Cumbres" está encuadrada dentro del Cámbrico inferior. Concretamente, Liñán *et al.* (1993) indican la aparición de *Serrodiscus* como el

indicador de la base del Marianiense superior en la escala de pisos españoles. La presencia conjunta de *Serrodiscus*, *Calodiscus* y *Triangulaspis* marca una clara correlación con uno de los niveles propuestos como posible indicador de la base del Piso 4 del Cámbrico (ver Liñán *et al.*, 2006). Por otro lado, la presencia en los mismos niveles de *Pseudatops*, refuerza esta correlación, ya que este género en Terranova oriental se encuentra en la subzona de *Hebediscus attleborensis* de la zona de *Callavia broeggeri* (ver Fletcher, 2006), en Marruecos en la parte alta de la zona de *Antatlasia guttapluvia* y con la fauna de *Elliptocephala asaphoides* del Alóctono Tacónico (ver Sundberg *et al.*, 2016).

CONCLUSIONES

El yacimiento estudiado en el término municipal de Cumbres de San Bartolomé se caracteriza por:

La presencia de una asociación de trilobites compuesta por *Calodiscus ibericus*, *Serrodiscus silesius*, *Triangulaspis fusca*, *Hicksia?* sp., *Atops* cf. *calanus* y *Pseudatops* n. sp.

La transición de un medio sublitoral poco profundo a condiciones de mayor profundidad y mar abierto.

Una edad correspondiente al Marianiense tardío por la asociación de trilobites del género *Serrodiscus* y *Triangulaspis*, que junto con la presencia de *Pseudatops* permite una buena correlación con Terranova Oriental, el Alóctono Tacónico y Marruecos que, posiblemente, indica una edad 4 del Cámbrico.

Agradecimientos

A D. José Ramírez Cuadri y Luis Miguel Collantes Morillo por su gran ayuda en la recolección de las muestras. Este trabajo se ha llevado a cabo dentro del Proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación CGL2015-66835-P y con las ayudas de la Junta de Andalucía al Grupo de Investigación RNM 276 y del Centro Científico-Tecnológico de Huelva al Departamento de Geociencias Aplicadas. Este trabajo es una contribución al proyecto PIGC 652 "Reading geologic time in Palaeozoic sedimentary rocks

Referencias

- Fletcher, T.P. 2003. *Ovatoryctocara granulata*: the key to a global Cambrian Stage Boundary and the correlation of the Olenellid, Redlichiid and Paradoxidid Realms. *Special Papers in Palaeontology*, 70, 73-102.
- Fletcher, T.P. 2006. Bedrock geology of the Cape St. Mary's Peninsula, southwest Avalon Peninsula, Newfoundland (includes parts of NTS maps sheets 1M/1, 1N/4, 1L/6 and 1K/13), Newfoundland. Government of Newfoundland and Labrador, *Geological Survey*, Department of Natural Resources, Report 06-02, 117 pp.
- Geyer, G. and Elicki, O. 1995. The Lower Cambrian trilobites from the Görlitz Synclinorium (Germany) - review and new results. *Paläontologische Zeitschrift*, 69, 87-119.
- Liñán, E., Gámez Vintaned, J.A., Gozalo, R., Dies, M.E. and Mayoral, E. 2006. Events and biostratigraphy in the Lower Cambrian of Iberia. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 157, 597-609.

- Liñán, E., Perejón, A. and Szalay, K. 1993. The Lower -Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, 130, 817-833.
- Liñán, E. and Quesada, C. 1990. Ossa-Morena Zone. Stratigraphy. Rift phase (Cambrian). In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 259-266.
- Peng, S., Babcock, L.E. and Cooper, R. A. 2012. Chapter 19. The Cambrian Period. In: F. M. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz and G. Ogg, (eds), *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, 437-488.
- Richter, R. and Richter, E. 1941. Die Faune des Unter-Kambrians von Cala in Andalusien. *Abhandlungen der senckenbergische naturforschenden Gessellschaft*, 455, 1-90.
- Ruiz López, J.L., Fernández Carrasco, J., Collaut Saenz de Sicilia, J.L. and Apalategui, O. 1979. Memoria de la hoja N° 896 (Higuera la Real). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA)*. Segunda serie, Primera edición. IGME, 47 pp.
- Szalay, K. 1962. Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S. Spanien). *Senckenbergiana lethaea*, 43, 181-229.
- Seilacher, A. 1963. *Lebensspuren und Salinitätsfazies. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalens*, 10, 81-94.
- Sundberg, F. A., Geyer, G., Kruse, P. D., McCollum, L. B., Pegel, T. V., Zylinska, A. and Zhuravlev, A. 2016. International correlation of the Cambrian Series 2-3, Stages 4-5 boundary interval. *Australasian Palaeontological Memoirs*, 49, 83-124.
- Zhang, X., Ahlberg, P., Babcock, L. E., Choid, D. K., Geyer, G., Gozalo, R., Hollingsworth, J. S., Li, G., Naimark, E. B., Pegel, T., Steiner, M., Wotte, T. and Zhang, Z. 2017. Challenges in defining the base of Cambrian Series 2 and Stage 3. *Earth-Science Reviews*, 172, 124-139.

HALLAZGO DE ESCLERITOS DE ALCIONÁCEOS EN MATERIALES PALEOZOICOS: DESENTRAMANDO EL REGISTRO DE OCTOCORALLIA

E. Fernández-Martínez¹, I. Coronado², S. Rodríguez³ y F. Tourneur⁴

¹Área de Paleontología. Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales. Campus de Vegazana, s/n. 24071 León.
e.fernandez@unileon.es

²Institute of Paleobiology, Twarda 51/55, PL-00-818 Warsaw (Poland).
icoronad@twarda.pan.pl

³Geosciences Institute - Paleontology Department, Complutense University of Madrid, C/ José Antonio Nováis 12,
Ciudad Universitaria, E-28040 Madrid, Spain. (IGEO. CSIC-UCM), C/José Antonio Novais 12, Ciudad Universitaria,
E-28040 Madrid, Spain.
sergrodr@geo.ucm.es

⁴Pierres et Marbres de Wallonie, ASBL. 11 rue des Pieds d'Alouette. B-5100 Naninne, Belgium.
francis.tourneur@pierresetmarbres.be

Palabras clave: Syringopóridos, espículas, Alcyonacea, epibiontes, Carbonífero.

INTRODUCCIÓN

Octocorallia Haeckel 1866 es una subclase de Cnidaria Anthozoa que agrupa organismos mayoritariamente coloniales cuyos pólipos tienen tentáculos pinnados con simetría radial 8 (Barnes, 1987). Dentro de esta subclase, el orden Alcyonacea Lamarck 1816 se caracteriza por producir pequeñas piezas individuales de carbonato cálcico, denominadas escleritos o espículas, que ejercen una función de soporte del tejido blando. Estas piezas son morfológicamente similares a las de otros grupos taxonómicos y tienen formas y ornamentaciones muy diversas (Majoran, 1987), pudiendo aparecer varias morfologías dentro de una misma especie e incluso individuo.

A pesar de su innegable presencia en mares actuales (donde se han descrito más de 3000 especies, McFadden & Hochberg, 2003), su registro fósil es escaso y muy irregular (Cope 2005). Este hecho podría ser debido al bajo potencial de conservación de sus esqueletos por estar constituidos por piezas sueltas; pero, sobre todo, a las dificultades que supone reconocer como octocorales a estos escleritos aislados en la matriz. Estas dificultades han llevado a varios autores, como Zuschin & Gebhardt, 2009, a pensar que los escleritos de alcionáceos pasan desapercibidos al analizar las muestras y que serían más comunes en el registro fósil de lo que las citas parecen indicar. Independientemente de las dificultades, la cita más antigua de espículas atribuidas a alcionáceos corresponde al género *Atractosella* Hinde (1888), del Llandoveryense-Wenlockense de Gotland (Bengston, 1981). Esta es también la única cita indudable del Paleozoico.

En este trabajo exponemos algunas de las conclusiones obtenidas a partir del estudio de 56 muestras paleontológicas procedentes de 18 localidades del Paleozoico, la mayoría del Carbonífero, que contienen escleritos atribuibles a Alcyonacea. La identificación de estos escleritos permite realizar diversas consideraciones paleobiológicas y paleogeográficas sobre algunos integrantes de este grupo en el Paleozoico.

ANTECEDENTES: EL GÉNERO *SYRINGOALCYON* TERMIER Y TERMIER, 1945

En una nota corta publicada en 1945, Termier y Termier crearon el género *Syringocalyon* para nombrar un ejemplar con una morfología muy peculiar procedente de materiales del Viseense (Carbonífero inferior) de Marruecos (Fig. 1A). Este ejemplar consistía en una colonia similar a la de los corales tabulados de la familia Syringoporidae, compuesta por tubos verticales con tábulas irregulares y unidos ocasionalmente por cortos estolones transversales. A diferencia de los syringopóridos típicos, este ejemplar contenía numerosas espículas insertadas a lo largo de las paredes externas de los tubos y sobre la superficie superior de algunos estolones. Según Termier & Termier (1945, 1950, 1975) estos escleritos pertenecerían al mismo taxón que los tubos, el cual podría asignarse bien a "Alcyonaria" o bien a "Porifera".

Trabajos posteriores con materiales similares del Silúrico de Canadá (Young & Noble, 1987) y revisiones de los materiales originales (Tournéur *et al.*, 1995) interpretaron *Syringocalyon* como un género constituido por un coral de tipo syringopórido sobre el que crecía un epibionte de afinidades desconocidas, el cual se anclaba al coral mediante los escleritos.

Coronado *et al.* (2015) realizaron un exhaustivo análisis del material asignado a *Syringocalyon* procedente de varias localidades (incluyendo un paratipo de *Syringocalyon*), utilizando diversas técnicas (microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido, microscopio de fuerza atómica, microsonda electrónica y microscopía de luz polarizada integrada por ordenador). Este análisis permitió caracterizar la mineralogía original, rasgos microestructurales y diversidad morfológica de los escleritos, al mismo tiempo que estableció la presencia de un cuerpo blando que ocuparía los espacios entre coralitas donde se encuentran los mismos. Estos datos permitieron no sólo corroborar la interpretación de Young & Noble (1987) y de Tournéur *et al.* (1995), sino también asignar los escleritos estudiados a un alciónáceo.

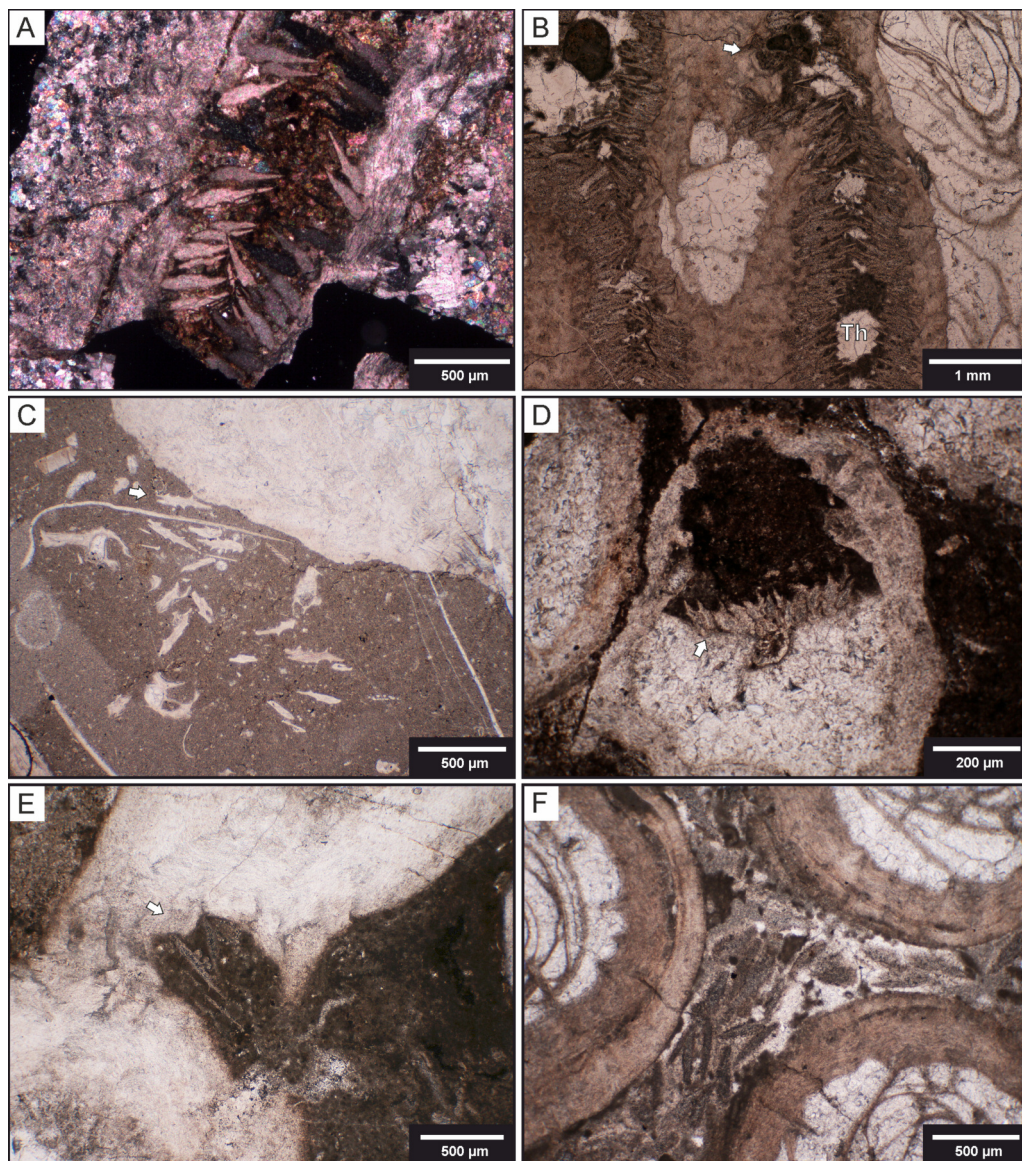
Además del material de Termier y Termier (1945, 1950, 1970), varios autores han descrito ejemplares que han atribuido a *Syringocalyon* (Wang, 1983; Lin Baoyu, 1985; Tchudinova, 1986; Ogar, 1992). Escleritos similares a los presentes en este género han sido descritos esporádicamente vinculados a corales rugosos solitarios (con edades del Silúrico al Carbonífero), por ejemplo, por Lonsdale (1845) o Lavru-sevich (1971) entre otros.

MATERIAL Y MÉTODOS

Se han estudiado 56 colonias con escleritos similares a los descritos en *Syringocalyon*. De ellas, 12

Figura 1. Escleritos de alciónáceos de varias localidades. A) Escleritos del material original de Tizi Ben Zizouit (Marruecos) descritos por Termier & Termier (1945) creciendo sobre las paredes de dos coralitas de *Syringopora* sp. (muestra albergada en la colección del Muséum national d'Histoire naturelle, París). B) Escleritos creciendo en empalizada procedentes de la localidad de Fuenteovejuna (España, DPM 00782 SYR02) tapizando las paredes de varias coralitas, entre ellas se puede observar el tubo del icnofósil *Thartharella*. La flecha blanca señala trazas de disolución de la pared de la coralita. C) Escleritos sueltos en la matriz de la localidad de Cheshmeh-Shir, Formación Sardar (Irán, muestra DPM Vch), donde se pueden observar escalas del morfotipo en huso con largas espinas (flecha blanca) y del morfotipo en porra. D) Escalas de alciónáceos de la localidad de Tirhela, Formación Tirehla (Marruecos, muestra DPM 00800 TIR/2) creciendo dentro de un cáliz de *Syringopora* sp. sobre una tábula (flecha blanca). Notar que los escleritos se encuentran perfectamente orientados. E-F) Espículas de alciónáceos de la localidad de Tizra, Formación Tizra (Marruecos, muestra DPM 00800 Tiz/2). E) Escleritos del morfotipo en huso alargado creciendo en una cavidad generada por la disolución de la pared de *Multithecopora* sp. (flecha blanca). F) Escleritos creciendo sobre un parche de esparita situado entre tres coralitas de *Syringopora* sp.

corresponden a ejemplares de *Syringopora*, 5 al género *Multithecopora*, 1 a *Neosyringopora* y una de ellas al coral rugoso solitario *Tryplasma*. Estas muestras pertenecen a diversas colecciones tanto históricas como actuales y proceden de Marruecos, Argelia, España, Irán, China, Estados Unidos, México y Canadá. Todas ellas son de edad Carbonífero excepto el material de Canadá, que es Silúrico (Llando-veriense-Ludlowiense) y parte del material español (localidad Chamorra), que es Devónico (Lochkoviense).



De estas colonias se han estudiado 168 láminas delgadas y ultrafinas usando un microscopio petrográfico Zeiss con una cámara fotográfica, CANON EOS 70D, acoplada.

RESULTADOS

A pesar de que el estudio de los escleritos presentes en las láminas es bidimensional, la gran cantidad de ejemplares existentes en ellas nos ha permitido reconocer rasgos a diversas escalas.

Dimensiones: Todos los escleritos estudiados tienen unas dimensiones comunes, aunque varían ligeramente en función de su forma general (ver punto 3). La longitud media varía entre 138 y 856 μm , aunque la mayoría no excede de las 600 μm . Su anchura se sitúa entre 20 y 134 μm , alcanzando ocasionalmente las 198 μm . La relación longitud/anchura oscila entre 4 y 6.

Microestructura

Cada esclerito es un cristal único de calcita baja en magnesio (*low-Mg calcite*, LMC). Bajo luz polarizada, cada uno de ellos muestra un aspecto turbio debido a la presencia de numerosas microinclusiones, las cuales permiten diferenciar dos regiones: un núcleo interno más denso y un reborde externo más claro. En ocasiones el núcleo dibuja un estrecho eje central.

Morfotipos. Utilizando varios rasgos se han definido cuatro tipos morfológicos de escleritos, que pueden aparecer juntos en una misma muestra.

Morfotipo en huso (*spindle morphotype*). Es el más común y el que aparece en el material original de *Syringocalcyon* (Fig. 1A). En sección longitudinal tienen forma de cayado, mientras que la sección transversal varía en función de la zona y ángulo de la misma. En tres dimensiones su forma recuerda a un huso o a un arpón. Puede ser liso, pero con frecuencia desarrolla espinas (Fig. 1B-D, F) o protuberancias romas con una distribución irregular que son las causantes de que sus perfiles tengan aspecto aserrado (Fig. 1A). En algunos casos la parte basal muestra una bifurcación (Fig. 1C). Microestructuralmente, en este morfotipo se diferencia bien el núcleo del reborde externo.

Morfotipo en porra (*club morphotype*). Son escleritos comunes, aunque no aparecen en todas las muestras. Son más largos que anchos, usualmente rectos o suavemente ondulados (Fig. 1C). Sus secciones son variaciones de contornos elipsoidales. Están ornamentados con tubérculos alineados que generan secciones longitudinales simétricas. Su microestructura muestra un eje oscuro.

Morfotipo en huso alargado (*elongate spindle morphotype*, similar a los escleritos actuales denominados *rod* o *collaret spindle*). Poco habituales ya que aparecen sólo en el material de dos localidades. Tienen forma de varilla con el extremo romo o puntiagudo, aunque sus secciones son en ocasiones redondeadas (Fig. 1E). Estos escleritos están ornamentados con espinas u otro tipo de protuberancias con distribución irregular. Al observar su microestructura se aprecia un eje central más oscuro.

Morfotipo en punta de flecha (*arrow point morphotype*). Es el esclerito menos común, ya que tan sólo aparece en una localidad. Su sección longitudinal es aproximadamente triangular pero debido a la escasez de ejemplares no se ha podido realizar su reconstrucción tridimensional.

Sustrato y disposición de los escleritos

La mayoría de los escleritos se encuentran anclados a sustratos biogénicos (esqueletos de corales

tabulados y rugosos). Algunos ejemplares están vinculados a diversos sustratos abiogénicos (parches de esparita, microsparita, dolomicrita, micrita y peloides), pero siempre relacionados con los corales antes citados. Por otro lado, se han observado espículas vinculadas a varias partes del coral siendo la disposición ligeramente diferente en cada una de ellas.

En las paredes externas de las coralitas, los escleritos suelen disponerse en múltiples filas verticales que parecen recubrir totalmente las paredes (Fig. 1A-B).

En las zonas huecas entre dos coralitas se observan densos manojos de escleritos de tipo huso, que suelen estar cementados o embebidos en esparita (Fig. 1F).

En el interior de los cálices y parte superior de las últimas tábulas la diversidad de morfotipos y disposiciones de los escleritos es muy alta. Es habitual el crecimiento en filas o con forma de abanico que, con frecuencia, acontece no directamente sobre el coral sino sobre sustratos micríticos y esparíticos vinculados al mismo (Fig. 1D).

En pequeños huecos producidos por la disolución de la pared o por la separación entre dos capas de pared con diferente microestructura. En estas localizaciones es habitual la presencia de pequeños grupos o filas de escleritos de tipo huso (Fig. 1E).

Anclaje al sustrato

Se ha observado la presencia de tres tipos de relaciones entre el esclerito y el sustrato. En los tres casos que vamos a describir, la orientación de los escleritos sugiere que están en posición de vida y la orientación que muestra su crecimiento es la equivalente a la que tendría el organismo generador de los mismos.

Insertión. Escleritos del morfotipo en huso están fijados, perpendicular y/o tangencialmente, a la pared del coral o a los estolones. Este tipo de anclaje se reconoce por la presencia de una cicatriz de disolución en el sustrato, que se observa muy bien cuando el esclerito se ha desprendido. Además de las cavidades por disolución, algunas de las cuales pueden tener un tamaño considerable, se han observado casos de malformación de la pared y de recrecimiento posterior (Fig. 1A, B, D, E).

Cementación. Diversos morfotipos de escleritos y con diversas orientaciones se unen al coral mediante varios tipos de sustratos abiogénicos: esparita (Fig. 1F), micrita, dolomicrita, etc.

Apilamiento. Conjuntos de escleritos, sobre todo de tipo porra, aparecen unidos sin cemento aparente en el interior de algunos cálices.

Escleritos aislados. Habitualmente entre la matriz. Se interpretan como escleritos *exsitu* emplazados en su lugar actual por procesos bioestratinómicos (Fig. 1C).

Observaciones sobre la matriz. A pesar de cierta diversidad, todas las muestras comparten una matriz rica en micrita, microdolomita, micropeloides, esparita, dolo-esparita y parches de microesparita. En varios ejemplares destaca la presencia de bioturbaciones, y en especial del icnofósil *Thartharella* (Coronado & Rodríguez, 2009, Fig. 1B), con ocasionales escleritos en el interior de sus paredes.

COMPARACIÓN CON ALCIONÁCEOS ACTUALES

En su estudio previo de *Syringocalyon*, Coronado *et al.* (2015) proporcionaron evidencias sobre la presencia de un tejido blando que habría podido estar soportado por los escleritos. Estas evidencias, que incluyen a *Thartharella* isp. están también presentes en las nuevas muestras estudiadas (Fig. 1B).

Los datos procedentes del nuevo análisis nos permiten hacer una comparativa con los escleritos presentes en formas actuales. Así, en cuanto a dimensiones se refiere, los escleritos paleozoicos y actuales muestran una gran similitud, tanto en cuanto a tamaño como en relación a la variación del mismo (ver, por ejemplo, los tamaños aportados para varias especies del género *Alcyonium* por Ofwegen *et al.*, 2007).

A nivel de morfología y disposición, en los ejemplares fósiles el modelo más habitual es el formado por escleritos de tipo huso dispuestos en filas o vallas verticales que recorren el sustrato. Esta disposición ha sido también descrita en formas recientes, por ejemplo, por Stokvis & Ofwegen, 2006. En géneros actuales, es también habitual la existencia de diferentes disposiciones en función del lugar donde se encuentran y también de la presencia de diversos morfotipos vinculados a regiones corporales concretas. En los ejemplares paleozoicos con dos o más morfotipos la presencia de disposiciones especiales es poco habitual, posiblemente por causas tafonómicas. Una excepción se encuentra en la muestra procedente de Irán donde los escleritos mantienen una disposición habitual en el género actual *Sinularia* (McFadden *et al.*, 2009, ver fig. 1).

Otra similitud es la relativa a los diversos sustratos colonizados por los alcionáceos actuales (rocas, cavidades, conchas, esqueletos...) sin existir preferencia por un determinado sustrato, aunque algunas especies sí tienen una cierta selectividad en este ámbito. Sería el caso de *Alcyonium coralloides*, que crece habitualmente sobre ejes de gorgonias aunque también puede ocupar cavidades o promontorios verticales.

CONCLUSIONES

Este estudio ha permitido identificar 4 morfotipos de escleritos de octocorales procedentes de 18 localidades geográficas diferentes y con edades del Silúrico al Carbonífero. Por tanto, su primera conclusión es el hecho de que los escleritos de alcionáceos no son tan raros en el registro fósil como se presuponía.

Por otra parte, se han establecido grandes semejanzas morfológicas y ecológicas con alcionáceos actuales y se han descrito sus relaciones con sustratos bióticos y abióticos, algo hasta el momento poco conocido en actuales.

Utilizando estudios de filogenia molecular, Park *et al.* (2012) establecieron el origen del orden Alcyonacea enraizado en el Paleozoico (con imprecisiones sobre la edad). La presencia de escleritos de alcionáceos en materiales paleozoicos de 18 nuevas localidades, frente a la única cita confirmada hasta el momento (Bengston, 1981), apoya esta hipótesis y muestra un registro mucho más continuo para este grupo fósil.

La presencia de estos escleritos en corales aislados que habitaron los mares someros del Paleozoico Tethys del Silúrico al Carbonífero subraya la necesidad de una revisión detallada de estos materiales que ayude a perfilar la distribución paleogeográfica y paleoecológica de este grupo y a conocer mejor su paleobiología.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto del PIGC 652: *Reading geologic time in Palaeozoic sedimentary rocks* y su investigación ha sido financiada a través de los proyectos de investigación

CGL2012-30922BTE and CGL2016-78738-P del Ministerio de Economía y Competitividad de España. Así mismo los autores agradecen el apoyo otorgado por el Grupo de Investigación de la Universidad Complutense de Madrid (910231).

Referencias

- Barnes, R.D. 1987. *Invertebrate Zoology*. W.B. Saunders Company, Eastbourne.
- Bayer, F.M. 1956. Octocorallia. F166–F231. In Moore R.C. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F, Coelenterata*. Geological Society of America, Boulder, CO, and University of Kansas Press, Lawrence, KS.
- Bengtson, S. 1981. *Atractosella*, a Silurian alcyonacean octocoral. *Journal of Paleontology*, 55, 281–294.
- Cope, J.C.W. 2005. Octocorallian and hydroid fossils from the Lower Ordovician of Wales. *Palaeontology*, 48, 433–445.
- Coronado, I. y Rodríguez, S. 2009. Análisis de microfacies de los montículos de la Formación Cosgaya. Sección de Las Ilces, Pensilvánico, Cantabria/Microfacies analysis of the Cosgaya Formation mounds. Las Ilces Section, Pennsylvanian, Cantabria, N Spain. *Coloquios de Paleontología*, 59, 61–91.
- Coronado, I., Fernández-Martínez, E., Rodríguez, S. and Tourneur, F. 2015. Reconstructing a Carboniferous inferred coral-alcyonarian association using a biomineralogical approach. *Geobiology*, 13(4), 340–356.
- Lavrusevich, A.I. 1971. Rugosa from the Early Silurian of the Zeravshan-Hissar mountainous region. *Trudy Upravleniya Geologii Soveta Ministrov Tadzhikskoy SSR, paleontologiya i stratigrafiya*, 3, 38–136. (In Russian)
- Lin, B.Y. 1985. A preliminary study on the stratigraphical distribution and zoogeographical provinces of the Carboniferous tabulate corals of China". *Professional papers of Stratigraphy and Paleontology*, 12, 27–41.
- Lonsdale, W. 1845. Description of some characteristic Palaeozoic corals of Russia In: Murchison, R.I., De Verneuil, E. and Von Keyserling, A. *The geology of Russia in Europe and the Ural Mountains*, 1. John Murray, London, 591–634.
- Majoran, S. 1987. Structural investigations of octocoral sclerites. *Zoologica Scripta* 16, 277–287.
- McFadden, C.S. and Hochberg, F.G. 2003. Biology and taxonomy of encrusting alcyoniid soft corals in the northeastern Pacific Ocean with descriptions of two new genera (Cnidaria, Anthozoa, Octocorallia). *Invertebrate Biology*, 122(2), 93–113.
- McFadden, C.S., Ofwegen L.P. van, Beckman, E.J., Benayahu, Y. and Alderslade, P. 2009. Molecular systematics of the speciose Indo-Pacific soft coral genus, *Sinularia* (Anthozoa: Octocorallia). *Invertebrate Biology*, 128, 303–323.
- Ofwegen, L.P. van, Häussermann, V. and Försterra, G. 2007. The genus *Alcyonium* (Octocorallia: Alcyonacea: Alcyoniidae) in Chile. *Zootaxa*, 1607, 1–19.
- Ogar, V.V. 1992. Discovery of the tabulate genus *Syringalcyon* in the Lower Carboniferous of Tien Shan. *Paleontologicheskii Zhurnal*, 110–112. In Russian
- Park, E., Hwang, D.-S., Lee, J.-S., Song, J.-I., Seo, T.-K. and Won, Y.-J. 2012. Estimation of divergence times in cnidarian evolution based on mitochondrial protein-coding genes and the fossil record. *Molecular Phylogenetics and Evolution*, 62, 329–345.
- Stokvis, F.R. and van Ofwegen, L.P. 2006. New and redescribed encrusting species of *Alcyonium* from the Atlantic Ocean (Octocorallia: Alcyonacea: Alcyoniidae). *Zoologische Mededelingen*, 80(4), 165–183.

- Tchudinova, I.I. 1986. "Composition, System and Phylogeny of Fossil Corals. Order Syringoporida". *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademia Nauka SSSR*, Moscow, 216, 3-77. (In Russian)
- Termier H. et Termier, G. 1945. Sur la présence de spicules chez quelques Alcyonaires viséens du Maroc. *Société Géologique France, Comptes Rendus, Séances*, série 5 (15), 70-72.
- Termier H. et Termier, G. 1950. Paléontologie Marocaine. II. Paléozoïque. 1. Foraminifères, Spongiaires, Coelentérés. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 73, 220 pp.
- Termier H. et Termier, G. 1975. Nouvelles données sur le tabulé énigmatique *Syringalcyon* Termier et Termier 1945. *Geologica et Palaeontologica*, 9, 85-93.
- Tourneur, F., Boulvain, F. and Young, G.A. 1995. Reinterpretation of *Syringalcyon* Termier & Termier 1945 (Tabulata): syringoporid coral with epibionts. In: Comas-Rengifo, M.J., Perejón, A., Rodríguez, S. and Sando, W.J., *Abstracts of the VII International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera*, Madrid (Spain), 92-93.
- Wang, Z.J. 1983. On the Carboniferous stratigraphy from the western section of eastern Kunlunshan. *Contributions to the Geology of Qinghai-Xizang Tibet Plateau* 2, 207-225.
- Young G.A. and Noble, J. P. A. 1987. The Llandovery-Wenlock Syringoporidae from New Brunswick, Canada. *Journal of Paleontology*, 61(2), 268-283.
- Zuschin, M. and Gebhardt, H. 2009. Octocorals as hosts to serpulid-macroids from the Cretaceous of the Potiguar Basin, Brazil. *Lethaia*, 42, 382-382.

PALINOMORFOS MISISÍPICOS DEL ÁREA DEL GUADIATO. DATOS PRELIMINARES

F. González¹, I. Rodríguez-Castro² y S. Rodríguez^{2,3}

¹Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Avda. Fuerzas Armadas s/n, Campus de El Carmen, 21071 Huelva.
fbarrio@uhu.es

²Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, c/José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid (Spain).
sergrodr@geo.ucm.es

³Departamento de Geología Sedimentaria y Cambio Medioambiental, Instituto de Geociencias, CSIC, UCM,
c/ José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid (Spain)

Palabras clave: Área del Guadiato, Palinomorfos, Misisípico.

El Área del Guadiato representa una serie de afloramientos carboníferos correspondientes a dos cuencas superpuestas. La cuenca Misisípica es muy extensa y ocupó en su día gran parte de los dominios de Ossa-Morena y Centroibérica, siendo predominantemente marina y abarcando parte del Viseense superior y del Serpukhoviense inferior, en tanto que la cuenca superpuesta del Pensilvánico es una cuenca continental estrecha y alargada localizada exclusivamente en el valle del Guadiato. La cuenca del Misisípico está constituida estructuralmente por bandas de dirección NE-SW y distinta edad, separadas por cabalgamientos de gran amplitud. En la banda central y meridional afloran unidades siliciclásticas y carbonatadas de facies mayoritariamente marinas y edad Viseense- Serpukhoviense. El contenido faunístico de los niveles carbonatados de estas unidades ha sido ampliamente estudiado (Cozar & Rodríguez 1999a, b, 2000, etc.), dando lugar al establecimiento de un buen control bioestratigráfico que ha servido de base para la elaboración de modelos paleogeográficos y deposicionales (Cózar & Rodríguez, 1999a). Por contra, el potencial fosilífero de los niveles siliciclásticos de estas unidades ha recibido escasa o nula atención. A fin de corregir este déficit, se ha realizado un muestreo en distintos niveles de pizarras y margas susceptibles de contener palinomorfos.

En este trabajo se presentan los datos preliminares del estudio palinológico llevado a cabo en los depósitos marinos del Área del Guadiato. Concretamente se aportan datos sobre los palinomorfos de una secuencia mixta siliciclástica-carbonatada localizada en las inmediaciones del antiguo Balneario de Fuente Agria, término de Villaharta, perteneciente a la denominada Unidad de San Antonio-La Juliana. La secuencia, de 17,25 m de potencia, está constituida por pizarras margosas masivas de color oscuro que evolucionan gradualmente hacia términos más calcáreos. En concreto, se pueden diferenciar 5 tramos de muro a techo: el primero (3,30 m) de pizarras margosas, en el segundo (1,70 m) aparecen cuatro intercalaciones de calizas centimétricas, el tercero (3,05 m) son calizas margosas wackstone-packstone con algunas intercalaciones de margas, el cuarto son 6 m de calizas bioclásticas wackstone-packstone y el quinto 3,20 m de calizas nodulosas.

El contenido fosilífero de los niveles calcáreos aumenta hacia los tramos de techo, especialmente en el 3 y el 4. Predominan los braquiópodos, crinoides y corales rugosos, la mayoría fragmentados y ninguno en posición de vida, y hay también abundantes oncoides y nodulizaciones.

Las muestras para palinología se tomaron en el nivel pizarroso de muro, en los tramos intermedios donde las pizarras margosas aparecen intercaladas entre niveles carbonatados, y en un pequeño nivel pizarroso de la parte alta de la secuencia. Todas las muestras analizadas resultaron ser productivas. El contenido palinológico recuperado está constituido por esporas de briofitas, fitoclastos y escasos organismos fitoplanctónicos, destacando la ausencia de materia orgánica amorfa. El grado de preservación de los palinomorfos es desigual, de manera que prácticamente todas las muestras contienen palinomorfos degradados y con claros indicios de oxidación subaérea coexistiendo con esporas, acritarcos y algas prasinofíceas bien preservadas. Tanto la diversidad como la abundancia de esporas y organismos marinos varían a lo largo de la secuencia, aunque en general, el contenido de estos últimos es muy escaso.

Las esporas más abundantes y/o bioestratigráficamente significativas de la asociación recuperada fueron *Bellisporites* sp. A, *Calamospora microrugosa*, *C. pallida*, *Cingulizonates bialatus*, *C. cf. C. capistratus*, *Convolutispora tessellata*, *Crassispora kosankei*, *Densosporites anulatus*, *D. variomarginatus*, *Granulatisporites granulatus*, *Lycospora pusilla*, *Pilosporites venustus*, *Propriporites laevigatus*, *Raistrickia nigra*, *Savitrissporites nux*, *Schulzospora campyloptera*, *S. ocellata*, *S. rara*, *Tripartites vetustus* y *Triquitrites trivalvis*. La coexistencia de *Raistrickia nigra*, *Cingulizonates* cf. *C. capistratus* y *Bellisporites* sp. A permite asignar la asociación recuperada a la Biozona CN (*Cingulizonates* cf. *capistratus* – *Bellisporites nitidus*) del Viseense superior- Serpukhoviense inferior de acuerdo con el esquema revisado por Owens *et al.* (2004) para el Oeste Europeo. La presencia, aunque escasa, de *Crassispora kosankei* construye esta asignación a la subzona *V. murolatus*, de edad exclusivamente Serpukhoviense inferior. Por tanto, las esporas halladas en la sección de la unidad San Antonio–La Juliana objeto de estudio aportan una edad totalmente coherente con la propuesta para esta unidad en base al contenido fosilífero (esencialmente foraminíferos y corales) de los niveles carbonatados.

Además del análisis bioestratigráfico, el estudio en conjunto de todos los palinomorfos recuperados aporta información sobre las características ambientales de la secuencia estudiada. En este sentido, la evolución de parámetros como el tamaño medio de los fitoclastos, la relación esporas/fitoclastos o la relación fitoclastos marrones/oscuros apunta hacia un carácter claramente regresivo y somerizante de la secuencia. El uso de estos indicadores se manifiesta por tanto como una herramienta particularmente útil para el estudio de las características ambientales y deposicionales de secuencias como la aquí estudiada, donde el contenido en palinomorfos de origen marino es escaso o inexistente.

Agradecimientos

El presente artículo se ha financiado con el proyecto de investigación CGL2016 78738-P del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades y es una contribución al proyecto IGCP 652.

Referencias

- Cózar, P. & Rodríguez, S. 1999a. Evolución sedimentaria del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (España). *Boletín Geológico y Minero*, 110(6), 663–680.
- Cózar, P., y Rodríguez, S. 1999b. Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). *Boletín Geológico y Minero*, 110(3), 237–254.

- Cózar, P., & Rodríguez, S. 2000. Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Viseense superior de Sierra Boyera (Área del Guadiato, SO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13(1), 91-103
- Owens, B., Mclean, D. & Bodman, D. 2004. A revised palynozonation of the British Namurian deposits and comparisons with eastern Europe. *Micropaleontology*, 50, 89–103.

THE KA ÁK EPISODE (MIDDLE DEVONIAN) RECORD IN THE IBERIAN PENINSULA

J.-C. Liao¹, J. I. Valenzuela-Ríos¹, S. García-López² and P. Carls³

¹Dept. of Botany and Geology; University of Valencia; c/ Dr. Moliner 50; E-46100 Burjasot, Spain.

jau.liao@uv.es, jose.i.valenzuela@uv.es

²Dept. of Geology, University of Oviedo; c/ Jesús Arias de Velasco, s/n, E-33005 Oviedo, Asturias, Spain.

sgarcia@geol.uniovi.es

³Institute of Geoecology, Technical University of Braunschweig; Langer Kamp 19c D-38106 Braunschweig, Germany

Keywords: Conodonts, Ka ák Episode, Middle Devonian, Central Pyrenees, Palentine Domain, Iberian Range.

BACKGROUNDS AND GOALS

House (1985, 1996) introduced the *Ka ák* Event, characterized by black and calcareous shale, in which the index *Nowakia otomari* occurs. Walliser (1985) proposed the *Otomari* Event based on the onset of the *Nw. otomari* lineage. Subsequently, Chlupá *et al.* (2000) recognised the entry of the index conodont *Tortodus kockelianus* in the uppermost part of the Chote Limestone (below the Ka ák Mb) in the Bohemian Massif. García-Alcalde *et al.* (1990) already demonstrated that this event was not instantaneous, but represents a polyphased dioxid/anoxic event-interval. In order to avoid confusion, Walliser (2000) proposed a subdivision of the *Ka ák* Episode into two Late Eifelian Events. Later, Walliser & Bultynck (2011) proved that the *Ka ák* Episode (KE) record in the south-eastern Morocco corresponds to a two Event levels. The lower level corresponds with the sudden onset of dark shales, known as Late Eifelian Event 1 (LEE 1) and can be assigned to the former *Otomari* Event (Walliser, 1985). The rocks of the upper level, called Late Eifelian Event 2 (LEE 2), become progressively lighter and contain marly and nodular limestone. The thickness of this interval varies from 0.5 to 2.5 meters.

An ample Middle Devonian conodont database from three selected areas of the Iberian Peninsula, allows the recognition of the characteristic expression of the KE. The precise age control in each section allows the description bed by bed of the faunal content around the transition from the uppermost Eifelian (*kockelianus-ensensis* zone) to the base of the Givetian (*hemiansatus* zone) interval.

The purposes of this study are: 1) to show the KE record in the Iberian Peninsula; 2) to characterize each event on the base of extinct, surviving and innovative conodont species; 3) to recognize the two Late Eifelian events and 4) to analyse the conodont biodiversity around the KE interval from three different settings.

GEOLOGICAL CONTEXT

Our study is focused on six Middle Devonian successions from three different geological regions: Central Pyrenees, Palentine Domain and Iberian Range.

In the Southern Facies area of the Central Pyrenees (Mey 1967, Hartevelt 1970, Zwart 1979; Valenzuela-Ríos & Liao 2006), two selected successions belonging to the Renanué Subfacies (Renanué section) and Compte Subfacies (La Guàrdia d'Ares section -LGA). The studied interval in Renanué is characterized by the presence of black shale (Renanué Shale), which higher up become gradually brighter marly and amalgamated nodular limestone (Renanué Limestone). The analysed strata in LGA show no lithological changes; however, the conodont fauna indicates the KE. In both cases the thickness varies between 4 to 6 meters.

In the Pisuerga-Carrion Unit of the Palentine Domain, three selected sections from Gildar-Montó and Alto Carrión subareas (Julivert 1971, Frankenfeld 1983, Jahnke *et al.* 1983) have been examined. Several evidences of bioevent are recorded within the Gustalapedra Fm., with the most significant lithologic and biotic changes enclosed between the 5 to 10 meters of the Man Mb. and composed by brown siltstone and black shale with some calcareous sandstone.

In the Axial Depression of the Río Cámaras (ADRC), within the Moyuela Fm. there is a succession of 4-6 m of black shale followed by 10-15 m of marly alternating with discontinuous nodular limestone. This lithological change shows a slightly evidence of the KE that is also documented by faunistic evidences.

MATERIAL AND METHODS

63 conodont samples, which recorded 26 taxa grouped into five genera, have been analysed. All samples come from Renanué (Re) and La Guàrdia d'Ares (LGA), Las Verdes (LV), El Calero (C-CAL) and Monderrío (MR) and Camino de Molino (CMOL) sections.

A high bio-chronostratigraphical resolution method based on conodonts was used for the bioevent analysis.

RESULTS

Open marine to offshore facies faunas (conodonts, dactriocorinids, brachiopods, ammonoids) are mainly represented in all studied successions.

The Pyrenean expression of the KE is recognised both in the LGA section and in Renanué section. In the LGA section, last occurrences of *Polygnathus robusticostatus*, *Po. costatus* and *Po. c. oblongus* identify the LEE 1 and limit its upper boundary to Bed 172. *T. kockelianus*, *Icriodus struvei*, *Po. angusticostatus* and *Po. angustipennatus* are survival species that even cross the LEE 2. *Ic. obliquimarginatus* (Bed 178a) and *Po. hemiansatus* (Bed 180) are innovative species that appear in the LEE 2, coinciding with the Eifelian/Givetian boundary, although the lowest record in LGA of the latter taxon is slightly delayed (Liao, 2014; Liao & Valenzuela-Ríos, 2013). Therefore, LGA section shows both Events.

In Renanué section, *T. kockelianus*, *Ic. amabilis*, *Po. angusticostatus* and *Po. angustipennatus* become extinct in bed Re¹⁰⁴ within the LEE2. *Ic. struvei*, *Po. pseudofoliatus*, *Po. linguiformis linguiformis* and *Po. ling. klapperi* are survival species. *Po. hemiansatus*, *Po. xylus*, *P. eiflius* and *Ic. obliquimarginatus* are the innovative species (Liao, 2014; Liao *et al.* 2008). Thus, Renanué section shows only the LEE 2.

The Palentian fossil record suggests that the KE is placed within the Man Mb. The LEE 1 is identified in two sections, MR and LV. There last occurrences of *Po. robusticostatus*, *Po. costatus*, *Po. angusticostatus* and *Ic. regularicrescens* take place in beds MR10/11 and in bed LV 44. Thus, the LEE 1 will start most likely above these beds.

The LEE 2 starts with the innovative species *Po. hemiansatus* and *Ic. obliquimarginatus* in Bed MR 14 A-3. *Po. eiflius*, *Po. amphora* and *Po. pseudofoliatus* become extinct in this Bed.

Po. ling. linguiformis, *Po. l. klapperi*, and *Ic. amabilis* are survival species crossing up both events. Other fauna records can be correlated with conodont data (García-Alcalde 2010; Truyols *et al.* 1990; Liao & García-López 2018). Indeed, ammonoid forms as *Cabrieroceras crispiforme*, *C. ougartense*, *Pinacites jugleri* and *Subanarcestes macrocephalus* become extinct below or within the LEE 1, while *Holzapfeloceras* survived both events. *Wedekindella*, *Agoniatites costulatus*, *Parodiceras*, and *Tornoceras* are innovative species above the LEE 2 (Montesinos, 1990). The dacroconarid *Nw. otomari* was considered the typical diagnostic specie during the KE interval and its range extends below and above the Man Mb. in the Gustalapedra Fm. A brachiopod faunal assemblage mainly characterized by the occurrences of *Paraplicanoplia infima*, *Holynetes* cf. *holynensis*, *Palentiella palentina* and *Prodauidsonia havliceki* is recorded just below the KE interval; the latter taxon extends wide beyond the KE (García-Alcalde & Truyols-Massoni 2000; García-Alcalde 2009).

The conodont record of the Camino del Molino section of the Iberian Range shows only evidence of part of the LEE 2 at the lower part of the outcrop. It contains first occurrences of *Ic. obliquimarginatus* and *Po. hemiansatus*, which are innovative species, while *Po. angusticostatus*, *Po. angustipennatus* and *Ic. struvei* are the survival species (Liao *et al.*, 2018). Unfortunately, the lower Eifelian event is covered in this outcrop, but according to data from Carls (2002), and Carls & Valenzuela-Ríos (2002) in an adjacent section, the KE will be more complete represented; we are still working on this section.

CONCLUSIONS

The Ka ák Episode expression in the Iberian Peninsula cannot be considered as an unique event.

The space-time analysis on the evolution of conodonts faunas have led to the identification, delimitation and characterisation of the two Late Eifelian events corresponding to the Ka ák Episode. Evolutionary conodont sequences from three different settings allow having a more comprehensive global pattern of similar lithologic and associated biotic changes during the time interval represented by *kockelianus-ensensis-hemiansatus* zones.

The species of the *Po. angusticostatus* group (*Po. robusticostatus*, *Po. anigusticostatus*, *Po. costatus* and *Po. angustipennatus*) become extinct earlier in the Palentine record (LEE 1) than in the Pyrenean and Iberian Range records (within or in LEE 2).

Common Eifelian *Icriodus* as *I. regularicrescens* disappears earlier in MR (in LEE 1) than in Re (LEE 2). *Ic. struvei* and *Ic. amabilis* are survival species and cross LEE 1, or slightly above the LEE 2, in the three areas.

Also species belonging to *Polygnathus pseudofoliatus* group, become extinct in LEE 2 or higher in the three areas.

Po. hemiansatus and *Ic. obliquimarginatus* are innovative species with first occurrences in LEE 2 or above and this innovation pattern is similar in the three areas.

The Middle Devonian conodont data from the Pyrenees, Palentine Domain and the Iberian Range are comparable to the fauna record around the Eifelian/Givetian boundary in the SE Morocco.

Acknowledgements

JCL is supported by Juan de la Cierva Postdoctoral Fellowship (MINECO Ref. FJCI-2015-26813) and

José Castillejo Fellowship (MECD, Ref. CAS18/00328). This work represents a contribution to the IGCP-652.

References

- Carls, P. 2002. Iberian Ranges and eastern Guadarrama. In W. Gibbons and T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, 76-79.
- Carls, P. & Valenzuela-Ríos, J. I. 2002. Devonian-Carboniferous rocks from the Iberian Cordillera. In: S. García-López and J. Bastida (eds.), *Palaeozoic conodonts from Northern Spain*. Cuadernos del Museo Geominero, 1. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 299-314.
- Chlupá, I., Galle, A., Hladil, J. and Kaldova, J. 2000. Series and stage boundaries in the Devonian of the Czech Republic. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225, 159-172.
- Frankenfeld, H. 1983. El manto de Montó-Arauz: interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zone Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología*, Oviedo, 13: 37-47.
- García-Alcalde, J. L. 2009. *Palentiella palentina* n.g.n.sp. (Braquiópodos Camarotoechioidea) del Eifelense Superior de la region Palentina (Cordillera Cantábrica oriental, N de España). *Revista Española de Paleontología*, 24, 79-92.
- García-Alcalde, J. L. 2010. Givetian Brachiopod faunas of the Palentian Domain (N Spain). *Revista Española de Paleontología*, 25(1), 43-69.
- García-Alcalde, J. L., Montesinos, J. R., Truyols-Massoni, M., García-López, S. Arbizu, M. A. and Soto, F. 1990. The Palentine Domain (Palentian Zone). In R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 20-23.
- García-Alcalde & Truyols-Massoni 2000. Iberian Massif. Cantabrian Mountains. In: P. Bultynck (ed.), Subcommission on Devonian Stratigraphy. Recognition of Devonian series and stage boundaries in geological areas. Devonian chronostratigraphy of Spain. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225, 132-136.
- Hartevelt, J. J. A. 1970. Geology of the upper Segre and Walira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* 45, 167-236.
- House, M. R. 1985. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature*, 313, 17-22.
- House, M. R. 1996. The middle Devonian Kaák event. *Geoscience in South-West England*, 9(1), 79-84.
- Jahnke, H., Henn, A., Mader, H. and Schweineberg, J. 1983. Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Prov. Palencia, N-Spanien). *Newsletter in Stratigraphy*, 13, 40-66.
- Julivert, M. 1971. Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal Science*, 270(1), 1-29.
- Liao, J.-C. 2014. *Givetian (Middle Devonian) Conodont Biostratigraphy from the Central Pyrenees*. Doctorate European Ph. D Thesis. Complutense University of Madrid, TESEO Base, 322 pp., Anexo I - II.
- Liao, J.-C. and García-López, S. 2018. Capturing the Kaák Episode (Middle Devonian) in the Palentine Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain). *5th International Palaeontological Congress*, París, France, July 2018, 797.
- Liao, J.-C. and Valenzuela-Ríos, J. I. 2013. The Middle and Upper Devonian Conodont Sequence from La Guàrdia d'Ares section (Spanish Central Pyrenees). *Bulletin of Geosciences*, 88(2), 339-368.
- Liao, J.-C., Königshof, P., Valenzuela-Ríos, J. I. and Schindler, E. (2008): Depositional environment interpretation and development of the Renanué section (Upper Eifelian - Lower Frasnian; Aragonian Pyrenees, N. Spain). *Bulletin of Geosciences*, 83(2), 481-490.

- Liao, J.-C., Valenzuela-Ríos, J. I., Martínez-Pérez, C., Carls, P. 2018. Givetian (Middle Devonian) Conodonts from the Iberian Chains (Spain). *5th International Palaeontological Congress*, París, France, July 2018, 831.
- Mey, P. H. W. 1967. Evolution of the Pyrenean Basins during the Late Palaeozoic. In Oswald, D. H. (ed.) *International Symposium on the Devonian System, Alberta Society of Petroleum Geologists*, Memoir 2, 1157-1166.
- Montesinos, J. R. 1990. Las biozonas de ammonoideos del Devónico (Emsiense Inferior-Famenniense Inferior): crítica al sistema de clasificación zonal. *Revista Española de Paleontología*, 5, 3-17.
- Truyols-Massoni, M., Montesinos, J. R., García-Alcalde, J. L. and Leyva, F. 1990. The *Ka ák-Otomari* event and its characterization in the Paleontine Domain /Cantabrian Zone, NW Spain). In Kauffman, E. G. and Walliser, O. H. (eds.) *Extinction events in Earth History. Lecture Notes in Earth Sciences*, 30, 133-143.
- Walliser, O. H. 1985. Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian, *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 75, 401-408.
- Walliser, O. H. 2000. The Eifelian-Givetian stage boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225, 37-47.
- Walliser, O. H. and Bultynck, P. 2011. Extinctions, survival and innovations of conodonts species during the Ka ák Episode (Eifelian-Givetian) in south-eastern Morocco. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 81, 5.25.
- Valenzuela-Ríos, J. I. and Liao, J.-C. 2006. Annotations to Devonian Correlation Table, R 357-360 di-ds 06: Spanish Central Pyrenees, southern part. *Senckenbergiana lethaea*, 86 (1), 37-54.
- Zwart, H. T. 1979. The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50(1), 1-74.

CORALES DEL SUBPISO ASTURIENSE EN LA CORDILLERA CANTÁBRICA

S. Rodríguez^{1,2} e I. Coronado^{1,3}

¹Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, c/José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid (Spain).
sergrodr@geo.ucm.es

²Departamento de Geología Sedimentaria y Cambio Medioambiental, Instituto de Geociencias (CSIC-UCM),
c/José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid (Spain)

³Institute of Paleobiology, Twarda 51/55, PL-00-818 Warsaw (Poland).
icoronad@twarda.pan.pl

Palabras clave: Asturiense, Carbonífero, Corales, Cordillera Cantábrica.

INTRODUCCIÓN

Las unidades cronoestratigráficas globales del Pensilvánico se basan fundamentalmente en sucesiones marinas de Rusia (Bashkiriense, Moscoviense, Kasimoviense y Gzheliense). Pero la complejidad de la sedimentación durante una orogenia activa ha hecho que históricamente se hayan definido pisos, subpisos y series regionales y locales en muchas áreas geográficas. Los pisos clásicos en Europa Occidental fueron definidos a partir de sucesiones continentales en áreas con una compleja estructura (cuencas carboníferas del centro-norte de Europa, Macizo central en Francia, Cordillera Cantábrica, ver Wagner & Winkler Prins, 1985a, b, 2016)

La subdivisión propuesta por Jongmans y Pruvost (1950) dividía el Pensilvánico en Namuriense, Westfaliense y Estefaniense y dividía cada uno de estos pisos en subpisos denominados con letras. Sin embargo, a lo largo de la segunda mitad del siglo XX algunos de estos subpisos han ido siendo sustituidos por otros con denominaciones más apropiadas, que incluyen un nombre local y un estratotipo (Tabla 1). Así, los subpisos Westfaliense A, B y C han sido definidos como Langsetiense, Duckmantiense y Bolsoviense, basados en sucesiones de la Cuenca carbonífera del norte de Inglaterra (Owens *et al.*, 1985; Waters, 2011). El Estefaniense A fue dividido en dos subpisos, Cantabriense y Barrueliense, basados en sucesiones de la Cordillera Cantábrica (Wagner y Winkler Prins, 1985a; Engel, 1989). El Westfaliense D, que había sido definido en la cuenca carbonífera continental de Saar – Lorena quedaba como único subpiso con denominación antigua. Por ello se propuso su sustitución por el subpiso Asturiense, basado también en sucesiones de la Cordillera Cantábrica (Wagner *et al.*, 2002) con materiales marinos y continentales alternantes, lo que permitía una excelente correlación con otras sucesiones de la misma edad, ya fueran marinas o continentales. Sin embargo, una propuesta formal no se ha llevado a cabo de forma definitiva y aunque de forma informal el subpiso Asturiense es utilizado con frecuencia en la literatura científica, nunca se ha definido de forma definitiva. Wagner *et al.* (2002) hicieron un gran trabajo documental con la descripción de las asociaciones de fósiles de fusulínidos, plantas, braquiópodos, corales, moluscos y ostrácodos presentes en el asturiense de la Cordillera Cantábrica. A estos datos se unían los aportados posteriormente por Gandl (2011) sobre las asociaciones de trilobites. Sin embargo, el registro de corales no estaba completo y estudios posteriores (Coronado & Rodríguez,

Series Global	Pisos Global	Plataforma Rusa		USA	China	Europa Occident.		Riosa	Hontoria	C. Espinera	C. Lagos	Casavegas	Sierra Corisa	Cotarraso
		Platform Pisos	Sub.			Pisos	Sub.							
Pensilvánico (parte)				Desmoinesense (parte)		Westphaliense		↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
Moscoviense (parte)														
Moscoviense (parte)		Kashiriense	Podolskiense	Myachkoviense			↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
		Atokense												
		Vereiese	Morrowense (parte)			↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔
						↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔

ferrocarril y presenta una alternancia de facies parálicas continentales y marinas con abundantes fósiles que lo hacen idóneo como elemento de referencia. Secciones adicionales en el este de Asturias y en el norte de Palencia proveen sucesiones marinas ricas en fósiles que permiten una precisa correlación con los subpisos de la escala global en el Moscoviense superior de Rusia. El Asturiense puede ser correlacionado con la el Westfaliense D de Centroeuroa, con la parte superior del Podolskiense y la parte inferior del Myachkoviense de Rusia, con la parte media del Desmoinesense en Estados Unidos y con la parte superior del Weiningiense de China (Tabla 1). Los afloramientos estudiados están localizados sobre todo en la zona oriental de la Cordillera Cantábrica, en las provincias de Palencia y Asturias. Comprenden las siguientes unidades: Formación Calizas del Cuera en la sección de la Playa de la Huelga (Navarro *et al.*, 1986, Rodríguez & Ramírez, 1987, Coronado & Rodríguez, 2014,) Formación Picos de Europa en el área tipo, especialmente en las proximidades de Covadonga, donde se han estudiado dos secciones, Carretera Lagos y Cuesta Espinera (Rodríguez, 1984, Rodríguez & Kullmann 1999), Calizas de Sierra Corisa, Calizas de Cotarraso, Calizas de Casavegas y otras intercalaciones calizas de la Formación Vergaño en la región Palentina (De Groot, 1963; Rodríguez & Kullmann, 1990).

ASOCIACIONES DE CORALES

Los corales del Pensilvánico de la Cordillera Cantábrica han sido estudiados por De Groot (1963), Boll (1983), Rodríguez (1984), Rodríguez *et al.* (1986), Rodríguez & Kullmann (1990, 1999), Rinklef (1994), Fernández *et al.* (1995) y Coronado & Rodríguez (2014). La correlación de las asociaciones con las de otras áreas del Paleotethys (Rusia, Ucrania, Alpes Cárnicos, etc.) y de América del Norte son bastante buenas, habiendo muchos géneros en común, pero a nivel específico parece haber un cierto nivel de endemismo.

Las condiciones ambientales ejercen un importante control sobre la distribución de los corales. Además, hay muy pocos estudios en corales del Pensilvánico del Paleotethys occidental o estos son muy antiguos en áreas como los Alpes Cárnicos o la antigua Yugoslavia. Por lo tanto, es difícil precisar si muchas especies registradas en la Cordillera Cantábrica son endémicas o simplemente no tenemos conocimiento de su distribución geográfica real. El mismo problema surge en cuanto a su distribución estratigráfica, ya que en algunos casos no es posible establecer si algunas especies están restringidas al Asturiense o tienen rangos estratigráficos más amplios. Sin embargo, algunos hechos pueden ser establecidos a partir de los datos obtenidos en diversos afloramientos de la Cordillera Cantábrica:

- La mayoría de las especies registradas son endémicas de la Cordillera Cantábrica, lo que impide una correlación detallada con otras áreas del Paleotethys.

- Algunas especies se encuentran (hasta la fecha) sólo en el Asturiense (Westfaliense D) de la Cordillera Cantábrica, pero han sido identificadas en varias localidades diferentes y por lo tanto representan un buen núcleo para el reconocimiento del subpiso en futuras secciones. Por ejemplo, *Amplexocarinia asturica*, *Cyathoxonia degrootae*, *Rotiphyllum exile*, *Ufimia alternans* y *Lophophyllidium breimeri*.

- Algunas especies extienden su rango hasta el Kasimoviense, pero no han sido registradas en estratos más antiguos del Podolskiense/Asturiense en la Cordillera Cantábrica. Por ejemplo, *Bothrophyllum pseudoconicum*, *Lophophyllidium picoense*, *Lophophyllidium minus*, *Paraduplophyllum* sp.

- Las asociaciones en su conjunto son fácilmente distinguibles de las asociaciones de edades anteriores y posteriores (Kashiriense y Kasimoviense respectivamente)

- Las asociaciones del Kashiriense y Kasimoviense están dominadas por corales con disepimientos. Debido quizá a la abundancia de facies terrígenas y mixtas en el Asturiense de la Cordillera Cantábrica,

en las asociaciones de este subpiso son dominantes los corales solitarios sin disepimientos. Aunque hemos mencionado el hecho de la abundancia de facies terrígenas, esto sucede incluso en unidades carbonatadas como la Formación Picos de Europa en su área tipo.

CONCLUSIONES

Las sucesiones del Asturiense en la Cordillera Cantábrica son ricas en corales, tanto rugosos como tabulados. Aunque la distribución de los mismos está altamente condicionada por las variaciones medioambientales, su abundancia y rápida evolución ofrecen interesantes opciones para caracterizar este subpiso en la región y para considerarlos en correlaciones a nivel más amplio, ya que sus asociaciones al menos a nivel genérico ofrecen muchas semejanzas con las de otras áreas del Paleotethys occidental (Alpes Cárnicos, Cuenca del Donetz, Cuenca de Moscú, etc.). El mayor problema en este sentido se presenta por la escasez de afloramientos con facies marinas del Pensilvánico fuera de la Cordillera Cantábrica y la escasez de estudios en otras áreas como el sudeste de Europa.

Agradecimientos

El presente artículo se ha financiado con el proyecto de investigación CGL2016 78738-P del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades y es una contribución al proyecto IGCP 652. Este artículo se ha beneficiado ampliamente de la información aportada por Luis Sánchez de Posada, María Luisa Martínez Chacón, Elisa Villa y Roberto Wagner (qepd) y de mis conversaciones con ellos a lo largo de los años y por ello quiero dedicársela a todos ellos.

Referencias

- Boll, F.C. 1985 *Rugose* korallen der Flachwasser-Fazies im Oberkarbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Palaeontographica. (Abteilungen) A.*, 190, 1-81
- Coronado, I., and Rodríguez, S. 2014. Carboniferous auloporids from the Iberian Peninsula: palaeoecology, diversity, and spatio-temporal distribution. *Journal of Iberian Geology*, 40, 61–85.
- Engel, B.A., 1989. Ballot results. Ballot 2: West European regional stratigraphic classification. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 7, 6–8.
- Fernández, L. P., Fernández-Martínez, E., Méndez-Bedia, S., Rodríguez, S. and Soto, F. 1995. Devonian and Carboniferous Reefal Facies from the Cantabrian Zone (NW Spain). In: A. Perejón (Ed.), *VII International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera: Field trip A*, Madrid, 1-76.
- Gandl, J., 2011. Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW Spanien), 5: Trilobiten des höheren Westfal. *Abhandlungen der Senckenberg Gesellschaft für Naturforschung*, 569, 143 pp.
- Groot, G.E. de 1963. Rugose corals from the Carboniferous of Northern Palencia (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 29, 1-123.
- Jongmans, W.J. and Pruvost, P. 1950. Les subdivisions du carbonifère dans différents centres houillers de l'Europe. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 335-344.
- Navarro, D, Leyva, F. and Villa, E. 1986. Cambios laterales de facies en el Carbonífero del oriente de Asturias (Cordillera Cantábrica, Norte de España). *Trabajos de Geología*, 16, 87-102

- Owens, B., Riley, N. J. and Calver, M. A., 1985. Boundary stratotypes and new stage names for the lower and middle Westphalian sequences in Britain. *Compte Rendu X Congres International du Stratigraphie et Geologie du Carbonifere, Madrid 1983*, 4, 461–472.
- Rodríguez, S. 1984. *Corales rugosos del Este de Asturias*. Editorial Complutense 109/84, 1-529.
- Rodríguez, S. and Kullmann J. 1990. Hornförmige Einzelkorallen (Rugosa) aus spätoberkarbonischen flachwasser-Ablagerungen des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Palaeontographica (A)*, 210(1-3), 19-40
- Rodríguez, S. and Kullmann, J. 1999. Rugose corals from the upper member of the Picos de Europa Formation (Moscovian, Cantabrian Mountains, NW Spain), *Palaeontographica (A)*, 252, 23-92
- Rodríguez, S. and Ramírez, C. 1987. Los siringopóridos de la Sección de la Playa de la Huelga (Carbonífero, Asturias, NW de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 83, 57-82.
- Rodríguez, S., Sando, W.J. and Kullmann, J. 1986. Utility of corals for Biostratigraphic and Zoogeographic analyses of the Carboniferous in the Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 16, 37-60
- Wagner, R.H. and Winkler Prins, C.F., 1985a. Stratotypes of the two lower Stephanian stages, Cantabrian and Barruelian. *Compte Rendu X Congres International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere, Madrid 1983*, 4, 473–483.
- Wagner, R.H. and Winkler Prins, C.F., 1985b. The Cantabrian and Barruelian stratotypes: a summary of basin development and biostratigraphic information. In: Lemos de Sousa, M.J., Wagner, R.H. (Eds.), *Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula. Anais Faculdade de Ciencias, Universidade do Porto*, Supplement to volume 64, 359–410.
- Wagner, R.H., Sanchez de Posada, L.C., Martinez Chacon, M.L., Fernandez, L.P., Villa, E. and Winkler Prins, C.F., 2002. The Asturian Stage: a preliminary proposal for the definition of a substitute for Westphalian D. In: Hills, L.V., Henderson, C.M., Bamber, E.W. (Eds.), *Carboniferous and Permian of the World. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 19*, 832–850.
- Waters, C.N., 2011, A revised correlation of Carboniferous rocks in the British Isles. *Geological Society of London Special Report 26*, 1-188.

LOS TRILOBITES DE MINAS TIERGA (MARIANIENSE, CÁMBRICO INFERIOR) DE LAS CADENAS IBÉRICAS (NE ESPAÑA)

A. Sepúlveda Ballester¹, E. Liñán² y R. Gozalo¹

¹ Departamento de Botánica y Geología, Facultad de Ciencias Biológicas, Universitat de València, Dr. Moliner, 50,
46100 Burjassot (Valencia).

aseba@alumni.uv.es, rodolfo.gozalo@uv.es

² Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA. Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza.
linan@unizar.es

Palabras clave: Sistemática, Trilobites, Bioestratigrafía, Piso 4 y Serie 2 del Cámbrico

INTRODUCCIÓN

El Cámbrico de las Cadenas Ibéricas es bien conocido por la riqueza de sus yacimientos de trilobites (Gozalo *et al.*, 2008), como lo demuestran los numerosos trabajos sobre la biota de Murero del techo del Cámbrico inferior hasta el Cámbrico medio clásicos; sin embargo, los estudios sobre los trilobites del Cámbrico inferior son escasos. En este trabajo se pretende revisar el yacimiento de Minas Tierga, previamente citado por Schmidt-Thome (1973), pero que hasta el momento no se ha estudiado en detalle, con el fin de establecer tanto la lista faunística como la bioestratigrafía detallada del mismo.

Por otro lado, en la actualidad la Subcomisión Internacional de Estratigrafía para el Cámbrico (ISCS) está trabajando en la definición de las series y pisos del clásico Cámbrico inferior (ver Peng *et al.*, 2012), utilizando los trilobites como herramienta básica para establecer estas divisiones (Babcock *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2017). Sin embargo, hasta la fecha solo 2 de las 4 series y 5 de los 10 pisos del Cámbrico han sido ratificados globalmente por la ICS (Comisión Internacional de Estratigrafía), aunque en estos momentos está en fase de votación en esta comisión la Serie 3 (Miaolingianense) y el Piso 5 (Wuliense), ver figura 1.

En estos momentos uno de los puntos de mayor interés está en el establecimiento de bioestratigrafías regionales detalladas de los materiales de la Serie 2 del Cámbrico (que corresponde, aproximadamente, a los pisos regionales Ovetiense, Marianiense y Bilbiliense de la Península Ibérica). Por este motivo, se desea revisar y estudiar los trilobites de esta época en las Cadenas Ibéricas; en este caso con una primera revisión de materiales del Marianiense del área de Minas Tierga.

SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRATIGRAFÍA

Desde un punto de vista geológico, el área de Minas Tierga forma parte de los núcleos paleozoicos de la Cadena Ibérica oriental y a su vez de la Unidad de Mesones (Gozalo & Liñán, 1988; Fig. 2). Este área ha sido previamente estudiada por Schmidt-Thomé (1973); y, posteriormente, en la cartografía geológica a escala 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero de España que básicamente sigue el anterior trabajo (Ramírez *et al.*, 1981).

SYSTEMS	SERIES	STAGES	Boundary horizons (GSSPS) or provisional stratigraphic tie points
Ordovician	Lower	Tremadocian	
CAMBRIAN	Furongian Series	Cambrian Stage 10 (Undefined)	FAD of <i>Iapetognathus fluctivagus</i> (GSSP)
		Jiangshanian	FAD of <i>Lotagnostus americanus</i> / FAD of <i>Eoconodontus notchpeakensis</i>
		Paibian	FAD of <i>Agnostotes orientalis</i> (GSSP)
	Miaolingian Series	Guzhangian	FAD of <i>Glyptagnostus reticulatus</i> (GSSP)
		Drumian	FAD of <i>Lejopyge laevigata</i> (GSSP)
		Wuliuan	FAD of <i>Ptychagnostus atavus</i> (GSSP)
	Cambrian Series 2 (Undefined)	Cambrian Stage 4 (Undefined)	FAD of <i>Oryctocephalus indicus</i>
		Cambrian Stage 3 (Undefined)	FAD of <i>Arthrocephalus chauveau</i> / FAD of <i>Olenellus</i> or <i>Redlichia</i>
	Terreneuvian Series	Cambrian Stage 2 (Undefined)	?FAD of trilobites / FAD of SSF species
		Fortunian Stage	FAD of <i>Watsonella crosbyi</i> / FAD of <i>Aldanella attleborensis</i>
Ediacaran			FAD of <i>Trichophycus pedum</i> (GSSP)

Figura 1. Series y pisos ratificados y por ratificar del Cámbrico según Zhao *et al.* (2017).

Desde el punto de vista estratigráfico, en esta área afloran materiales del techo de la Formación Jalón, la Formación Ribota completa -con una potencia de 82 m- y 70 m de la Formación Huérmeda (Schmidt-Thomé, 1973; Fig. 3). Dentro de esta sucesión se han encontrado varios niveles con fósiles, pero hasta el momento solo han librado suficiente material para realizar un estudio detallado los niveles de transición entre la Formación Ribota y la Formación Huérmeda. Los niveles de los que proceden nuestros fósiles se asocian a la base de la Formación Huérmeda, caracterizada por la abundante presencia de lutitas arenosas oscuras de grano fino, con tonalidades verdes, grises y azules, que se alternan con capas centimétricas o decimétricas de dolomías y dolomías margosas de color amarillento.

SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA

Kingaspis (*Kingaspidoides*) *velatus* Sdzuy, 1961 (Fig. 4.A)

Descripción y comentarios: Es la especie menos numerosa de las analizadas, pues únicamente se han encontrado 6 cratídeos, de los que sólo uno está completo. La especie se caracteriza por un borde anterior bastante ancho, una glabella cónica, unas fíxigenas anchas y unos lóbulos palpebrales poco mar-

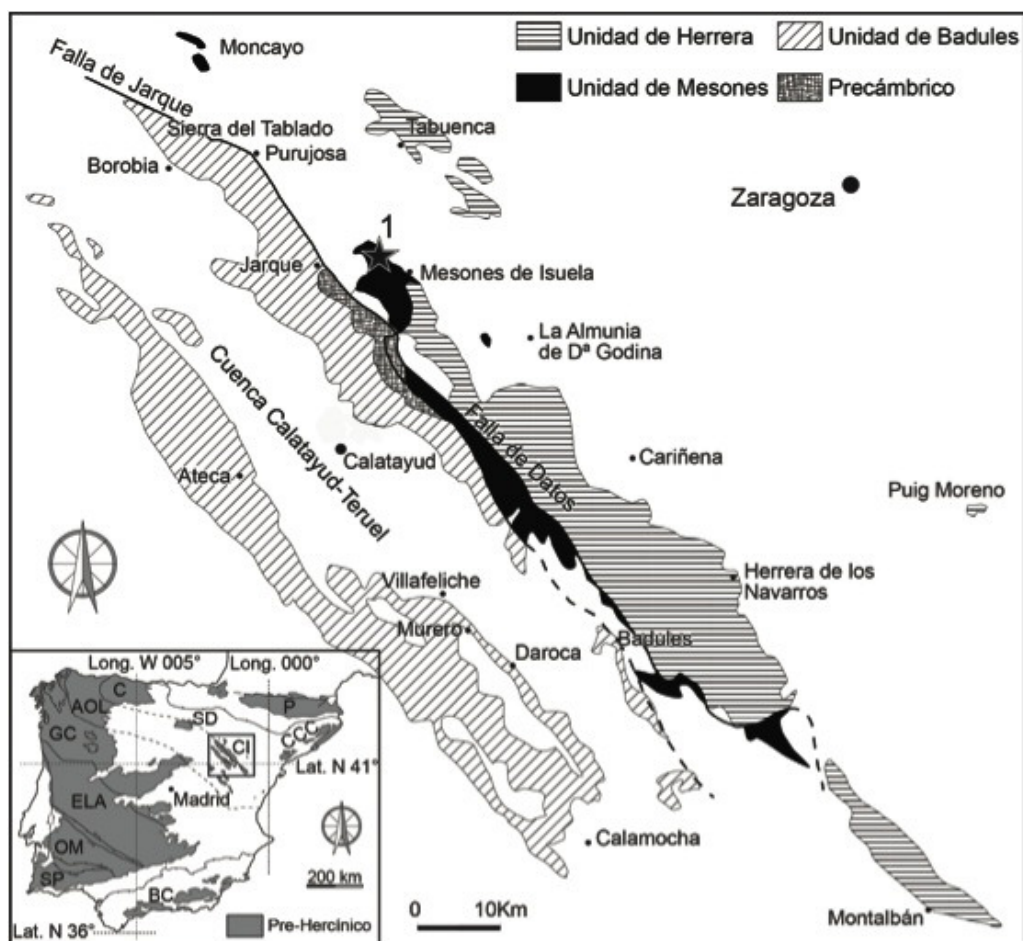


Figura 2. Localización geográfica y geológica de las Cadenas Ibéricas y del área de estudio (1: Tierga). SP: zona Sur-Portuguesa; OM: zona de Ossa-Morena; ELA: zona Lusitánico Oriental-Alcúdica; GC: zona Galaico-Castellana; AOL: zona Asturoccidental-Leonesa; C: zona Cantábrica; SD: Sierra de la Demanda; CI: Cadenas Ibéricas; P: Pirineos; CCC: Cordilleras Costero-Catalanas; BC: Cordillera Bética. Modificado de Gozalo *et al.* (2008).

cados, caracteres compartidos con los especímenes figurados por Sdzuy (1961); además de un borde anterior poco marcado que los distingue del taxón *Kingaspis cf. velata* descrito por Liñán *et al.*, (2003).

Strenuaeva incondita Sdzuy, 1961 (Fig. 4.B – D)

Descripción y comentarios: Se han encontrado 23 cranidios, de los que 5 son de individuos juveniles, y dos tórax en malas condiciones. Los cranidios son muy característicos, presentando cuatro áreas elevadas (borde anterior, glabella y fixígenas) en consonancia con los ejemplares descritos por Sdzuy (1961), además la glabella es cónica o subrectangular, con tres pares de surcos no transglabellares, todo lo cual nos permite incluir el nuevo material en esta especie.

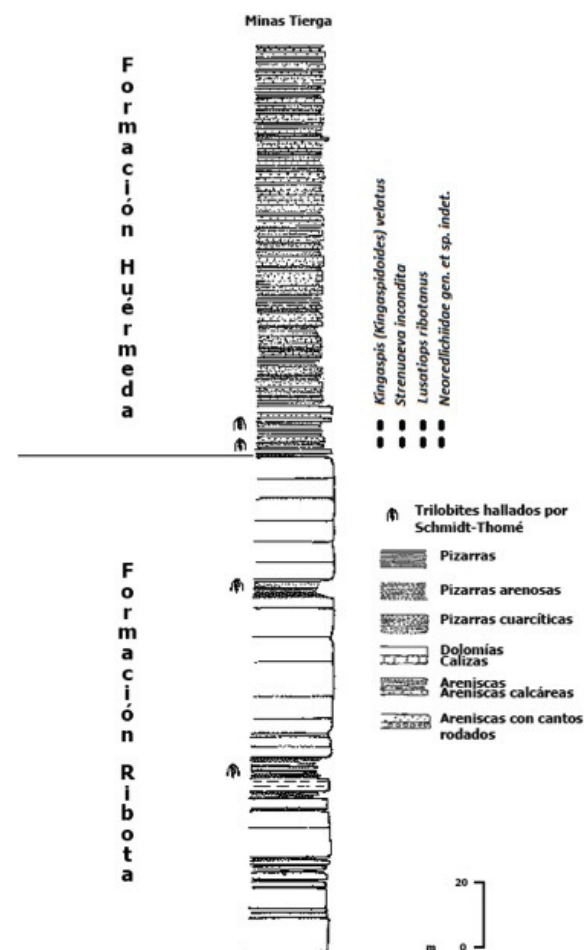


Figura 3. Perfil estratigráfico de Minas Tierga con los niveles estudiados en este trabajo (modificado de Schmidt-Thomé, 1973).

Lusatiops ribotanus Richter y Richter, 1948 (Fig. 4.E – G)

Descripción y comentarios: Se conserva una placa con alrededor de 10 cranidios de diferentes tamaños, uno de ellos articulado con el tórax, que conserva 10 segmentos, y fragmentos; además, se han encontrado otros tres cranidios y un cefalón con tres segmentos en otras muestras. Se observa un borde anterior estrecho y bastante marcado, una glabella cónica con tres surcos transglabellares y unas espinas genales largas y estrechas. Los ejemplares de las primeras etapas meraspis presentan un campo preglabellar más ancho que el borde anterior a diferencia de los adultos en los que es a la inversa, una variabilidad ontogenética que ya se reseñaba en la descripción original de Richter y Richter (1948).

Neoredlichidae indet. (Fig. 4. H – L)

Descripción y comentarios: Es el taxón más abundante de nuestros fósiles con hasta 80 cranidios, algunos ejemplares bastante completos con tórax o tórax y pigidio, espinas, restos de la parte ventral

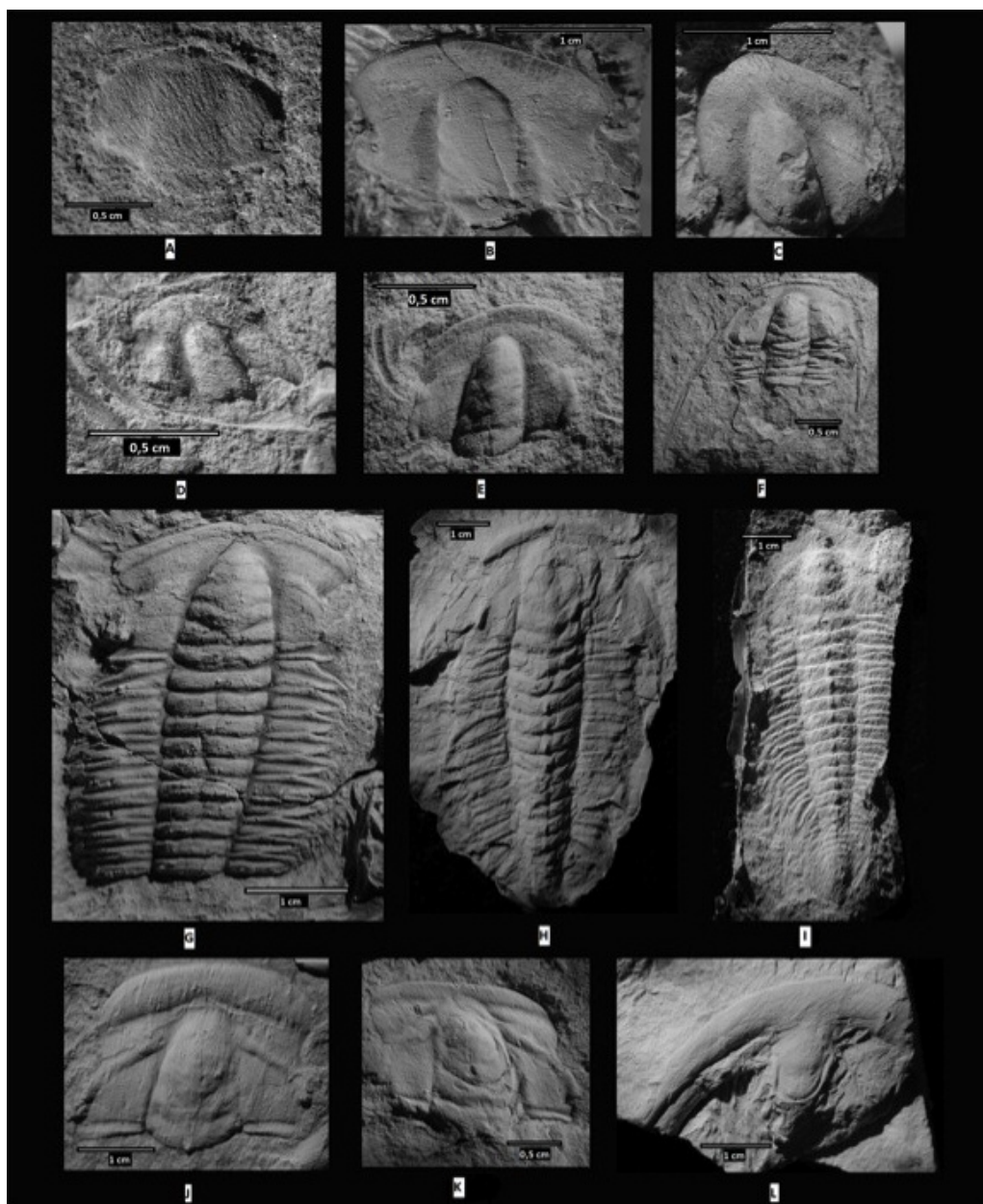


Figura 4. A: *Kingaspis (Kingaspidoides) velatus* Sdzuy, 1961: cráneo (MPZ 2017/734). B – D: *Strenuaeva incondita* Sdzuy, 1961: B, cráneo (MPZ 2017/741); C, cráneo (MPZ 2017/744); D, cráneo (MPZ 2017/746). E – G, *Lusatiops ribotanus* Richter & Richer, 1941: E, cráneo (MPZ 2017/736); F, cefalón con tres segmentos torácicos (MPZ 2017/738); G, cráneo con 10 segmentos torácicos (MPZ 2017/737). H – L: *Neoredlichidae* gen. et sp. indet.: H, ejemplar completo (MPZ 2017/763); I, ejemplar completo (MPZ 2017/765); J, cráneo (MPZ 2017/751); K, cráneo (MPZ 2017/772); L, rostro e hipostoma (MPZ 2017/768).

con hipostoma y rostro y numerosos ejemplares de pequeño tamaño. Estos ejemplares presentan cierta morfología que los relaciona con la subfamilia Neoredlichidae, en la que destaca la presencia de un gran borde anterior, hinchado y abombado y ancho transversalmente que se da en la mayoría de neoredlichidos, pero que sin embargo no se corresponde con ningún género o especie descrita anteriormente. Cuentan con una glabella cónica, presencia de un tubérculo en el segmento occipital del cráneo, espinas genales dirigidas hacia atrás que llegan hasta el 4º o 5º segmento torácico y que son bastante afiladas. Tórax con más de doce segmentos de los cuales dos son segmentos macropleurales (segmentos 4 y 12), con una banda pleural anterior grande y arqueada que presentan unas espinas mucho más alargadas que las de otros segmentos.

BIOESTRATIGRAFÍA

Las tres especies identificadas indican una edad Marianiense. Hasta el momento no se habían encontrado las tres especies en el mismo nivel (ver Liñán *et al.*, 2003), pues *Lusatiops ribotanus* y *Strenuaeva incondita* aparecían en un nivel caracterizado como Marianiense medio y *Strenuaeva incondita* y *Kingaspis (Kingaspidoides) velatus* en niveles ligeramente más altos en la sucesión, asociados a otros taxones que indicaría ya una edad Marianiense superior. La presencia de las tres especies en el mismo nivel nos indicaría una edad Marianiense superior y la posibilidad de que el rango estratigráfico de *Lusatiops ribotanus* fuera un poco mayor del conocido hasta la actualidad.

Aunque todavía no se ha establecido un nivel para la definición de la base del Piso 4 del Cámbrico, de acuerdo con las distintas propuestas este límite podría coincidir aproximadamente con la base del Marianiense superior (ver Sundberg *et al.*, 2016, Zhang *et al.*, 2017) por lo que la caracterización y correlación de estos niveles es de gran interés. Así, similares asociaciones se han citado en Alemania, Marruecos y otras zonas de la subprovincia mediterránea. *Strenuaeva* tiene una amplia distribución que incluye Avalonia y Báltica (Bergström y Ahlberg, 1981), lo que permitiría una buena comparación dentro de la provincia Acadobáltica (Sdzuy, 1972) y, en el futuro, quizá ser útil para el establecimiento del límite entre las Series 2 y 3 del Cámbrico. Además, la presencia de nuevos Neoredlichidae para el Marianiense podría ayudar a establecer correlaciones más detalladas entre la Formación Huérmeda de las Cadenas Ibéricas y otras formaciones de la misma época de la Península Ibérica y otras áreas como Marruecos o China, donde hay abundantes taxones de estos grupos.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto PIGC 652 *Reading geologic time in Palaeozoic sedimentary rocks*.

Referencias

- Babcock, L.E., Peng, S. y Ahlberg, P. 2017: Cambrian trilobite biostratigraphy and its role in developing an integrated history of the Earth system. *Lethaia*, 50, 381–399.
- Bergström, J. y Ahlberg, P. 1981. Uppermost Lower Cambrian biostratigraphy in Scania, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 103, 193 – 214.

- Gozalo, R. y Liñán, E. 1988. Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 44, 399 – 404.
- Gozalo, R., Liñán, E., Gámez Vintaned, J. A., Dies Álvarez, M. E., Chirivella Martorell, J., Zamora, S., Esteve, J. y Mayoral, E. 2008. The Cambrian of the Cadenas Ibéricas (NE Spain) and its trilobites. *Cuadernos del Museo Geominero*, 9. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 137 – 151.
- Liñán, E.; Dies, M. E. y Gozalo, R. 2003. A review of the genus *Kingaspis* (Trilobita, Lower Cambrian) from Spain and its biostratigraphical consequences for correlation in the Mediterranean subprovince. *Revista Española de Paleontología*, 18 (1), 3 – 14.
- Ramírez, J.; Aguilar, M.; Del Olmo, P.; Aragonés, E. & Hernández, A. 1981. Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 381 (Illueca). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000* ITGE, 1 – 31.
- Peng, S. C., Babcock, L. y Cooper, R. A. 2012. Capítulo 19. The Cambrian Period. En: The Geologic Time Scale. Eds.: F. M. Gardstein, J. G. Ogg, M. Schmitz y G. Ogg. *Elsevier*, 437 – 488.
- Richter, R. y Richter, E. 1948. Zur Frage des Unterkambriums in Nordost-Spanien. *Senckenbergiana*, 29, 23 – 29.
- Schmidt-Thomé, M. 1973. Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). *Geologisches Jahrbuch*, B, 7, 3 – 43.
- Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse* (7-8), 499-690 (217-408).
- Sdzuy, K. 1972. Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1972, (2), 1 – 91.
- Sundberg, F. A., Geyer, G., Kruse, P. D., McCollum, L. B., Pegel, T. V., Zylinska, A. & Zhuravlev, A. 2016. International correlation of the Cambrian Series 2-3, Stages 4-5 boundary interval. *Australasian Palaeontological Memoirs*, 49, 83 – 124.
- Zhang, X., Ahlberg, P., Babcock, L. E., Choid, D. K., Geyer, G., Gozalo, R., Hollingsworth, J. S., Li, G., Naimark, E. B., Pegel, T., Steiner, M., Wotte, T. & Zhang, Z. 2017. Challenges in defining the base of Cambrian Series 2 and Stage 3. *Earth-Science Reviews*, 172, 124 – 139.
- Zhao Y., Yuan J., Babcock, L. E., Guo Q., Peng J., Yin L., Yang X., Wang C., Gaines, R. R., Esteve, J., Yang R., Yang Y., Sun H. & Tai. T. 2017. Proposed Global Standard Stratotype-Section and Point for the base of the Miaolingian Series and Wuliuan Stage (Provisional Cambrian Series 3 and Stage 5. *Prepared for the International Subcommission on Cambrian Stratigraphy*.

THE ROLE OF THE DEVONIAN CONODONTS FROM THE SPANISH PYRENEES IN UNDERSTANDING THE DEVONIAN STANDARD SCALE

J.I. Valenzuela-Ríos and J.C. Liao

Departamento de Botánica y Geología, Universitat de València; Dr. Moliner 50; 46100 Burjasot, Spain.
jose.i.valenzuela@uv.es, jau.liao@uv.es

Keywords: Conodonts, Spanish Pyrenees, Devonian, Biostratigraphy, Chronostratigraphy.

INTRODUCTION

The Devonian of the Pyrenees exhibit a great variety of facies development that together with a complex tectonic makes difficult to establish a sound synthesis for this Mountain Chain. This is even especially hard when solid biostratigraphical control lacks. In spite of these difficulties, the tenacity of the Dutch geologists of the Leiden School, with an extraordinary well designed and accomplished field-work, made possible to lay out a basic stratigraphical framework (Mey, 1967, Hartevelt, 1970). Preliminary conodont studies permitted age control of some lithologic units, mainly in the Upper Devonian (Boersma, 1973), which lead to the final report of the long-term geological project (Zwart, 1979). Mey (1967) proposed four facies areas to include the Devonian and Carboniferous rocks: Southern, Central, Northern and Western facies area. Some of them have been further subdivided into subfacies areas. Our research has been focused on the Southern facies area where a preliminary, mostly conodont-based, synthetic correlation of all formations cropping out in this area has been made (Valenzuela-Ríos and Liao, 2006).

The conodont wealth prompted us to pursue the finest possible biostratigraphical subdivision of the Devonian Pyrenean rocks. This subdivision can be worldwide correlated and, for some parts of the stratigraphical column, is of global reference and supports further subdivision of the Devonian stages (Valenzuela-Ríos *et al.*, 2015; Liao & Valenzuela-Ríos, 2017).

The main goal of this report is to present the state-of-art in the Devonian conodont sequence from the Spanish Pyrenees and discuss its relevance for global correlations and future establishment of Devonian Substages.

MATERIAL'S PROVENANCE

The conodont data reported herein stem from over 20 selected sections in the Pyrenees; however, about 50 sections have been investigated in the course of our research. All them belong to the Southern facies area of Mey (1967) and are located between the Esera valley in the west and the Segre valley in the east. This Southern facies area was further subdivided into four Subfacies areas: Sierra Negra, Baliera, Renanué and Compte. Valenzuela-Ríos and Liao (2006) presented the stratigraphic sequence for each subfacies and their correlation among them.

RESULTS

Lower Devonian

The beginning of the Devonian is defined with the entry of *Monograptus uniformis* within Bed 20 of the Klonk near Suchomasty section in the Prague Synform. A sea-level rise seems to be linked to the Devonian onset (Walliser, 1996). Also two blooming events of the short-lived *Scyphocrinites* took place around the boundary, the upper one above the boundary. The Lower Devonian Series is subdivided into three stages, Lochkovian, Pragian and Emsian.

Lochkovian

Until now, we have not been able to record the entry of *M. uniformis* in the Pyrenean sections, and this fact precludes identification of the base of the Devonian. However, there are other records that can approximate the position of this boundary in several Pyrenean sections. The Caballé -1 section (Valenzuela-Ríos, 2017) consists of about 15 m of black limestone with orthocerathids and crinoids. Conodont records include the presence of *Zieglerodina eladioi* (Bed 3) and *Icriodus woschmidtii* (Bed 6). The latter taxon enters in the lower Lochkovian, but not at the base. This suggests that the beginning of the Devonian shall be found below Bed 6. Other two sections (Gerri 1.1 and CP-I) contain records of *I. woschmidtii* in the lower Lochkovian. In section Gerri 1.1, loboliths of *Scyphocrinites* are recorded together with *I. woschmidtii* in Bed 1 (Valenzuela-Ríos, 1990; 1994a; Valenzuela-Ríos & Liao, 2012) indicating that the beginning of the Devonian shall be placed in the black shales underlain this Bed. In CP-I section, the lowest record of *I. woschmidtii* comes from Bed 2 (Valenzuela-Ríos *et al.*, 2005, 2017; Valenzuela-Ríos & Liao, 2012). Unfortunately the lower limit of this section is faulted. In both sections the sequence of the phylogenetic-related icriodid taxa, *I. transiens* and *I. angustoides* group is recorded in the following beds. The joint record of the latter with the earliest *Ancyrodelloides*, *A. carlsi* is documented also in the sections Segre 2, Segre 5 and Baen. This set of occurrences allows zonal subdivision of lower Lochkovian strata in the Pyrenees. The base of the middle Lochkovian is defined with the entry of *Lanea omoalpha* (Valenzuela-Ríos & Murphy, 1997; Murphy & Valenzuela-Ríos, 1999). The middle Lochkovian is well represented in the Pyrenees and the excellent record has been used as standard for fine zonal subdivision and global correlations which are based on the evolutionary sequences of the genera *Ancyrodelloides*, *Lanea* and *Flajsella* (Valenzuela-Ríos *et al.*, 2015). The upper Lochkovian is traced with the entry of *Masaraella pandora* beta. Further subdivision and correlations are based on the sequential entries of species of the genera *Masaraella* and *Pedavis* (Valenzuela-Ríos, 1994b; Valenzuela-Ríos *et al.*, 2015).

Pragian and Emsian

These two stages are closely connected, as the intended redefinition of the base of the Emsian would affect the extension of the Pragian and its subsequent subdivision. Currently the base of the Emsian is defined at the base of Bed 9/5 in the Zinzil'ban Section in Uzbekistan with the entry of *Polygnathus kitabicus*. However, the International Subcommission on Devonian Stratigraphy (SDS) has voted to redefine the base of the Emsian with the entry of *Po. excavatus* 114, a taxon that appears higher in the section. Consequently, *Po. kitabicus* would belong to the Pragian, and the SDS has suggested to

explore the possibility of subdividing the Pragian into two parts, being the lower/upper boundary traced at the entry of *Po. kitabicus*.

The base of the Pragian is defined with the entry of *Eognathodus irregularis* at the base of Bed 12 in the quarry Homolka, section Velká Chucle, Prague Synform. Murphy (2005) documented a succession of eognathids from Nevada and updated the corresponding Pragian zonation. However, the records of eognathids seem to be scarce in Europe, even in the type region and an alternative Pragian zonation for Europe has been proposed (Slavík *et al.*, 2007). The Pyrenean succession plays an important role in this zonation, specially the Icriodontidae records in the lower part of the Pragian (below the entry of *Po. kitabicus*) (Valenzuela-Ríos, 1994a; 2002; Valenzuela-Ríos *et al.*, 2017). The Pragian in the Pyrenees starts with the entry of *I. steinachensis* beta (section Segre 1-2, Bed 40); above follows *Pelekysgnarthus brunsvicensis* (Bed 44d). *Pedavis mariannae* is recorded from the base of Bed 66 and *Po. pireneae* enters 191 cm above it. Higher up, there is not diagnostic records in the section Segre 1-2. However, there are several sections exhibiting the conodont sequence from the records of *Po. pireneae* across the redefined Emsian boundary. Sections Isábena 1 (Bed 5), Baliera 6 (Bed 1) and Villech-IA (Bed 9) document the upper part of the lower Pragian within the Llaviero Mb. of the Basibé Fm. In the aforementioned beds, *Po. pireneae* is found below records of *Po. kitabicus*, the tentative index of the base of the upper Pragian. Besides, the polygnathide record contains the evolutionary descendants *Po. exc. excavatus* and *Po. excavatus* 114 in sequence (Martínez-Pérez & Valenzuela-Ríos, 2014; Martínez-Pérez *et al.*, 2011). The latter is the intended index of the redefined base of the Emsian in the current SDS proposal. Together with this Polygnathidae record, the Icriodontidae show its relevance. Noteworthy is the succession of *I. curvicauda*, *I. celtibericus*, *I. bilatericrescens* and *I. beckmanni* in the same strata as the *Polygnathus* succession allowing a mutual range-control and improving correlation across facies, especially where only one of these two groups of taxa is present (Valenzuela-Ríos *et al.*, 2017). Numerous sections demonstrate the Pyrenean records above the Middle *excavatus* Zone, which base is defined with the entry of *Po. excavatus* 114, and therefore aligned with the redefined base of the Emsian. Above the Middle *excavatus* Zone follows the *nothoperbonus* Zone with the entry of the nominal taxon, which is documented from sections Baliera 6, LGA-XI, LGA, Vi-IB and CP-I Top (Martínez-Pérez & Valenzuela-Ríos, 2014; Martínez-Pérez *et al.*, 2011). Within this Zone, the entry of *Po. mashkovae* is used to subdivide the Zone into two subzones, Lower and Upper *nothoperbonus* subzones. The section LGA yielded the index of the succeeding zone, *Po. laticostatus*. A few meters above follow *Po. vigieri* and *Po. gilberti*. This sequence of entries is relevant for future discussions on the subdivision of the Emsian into two parts (Lower and Upper). In the upper part of this zone, *I. beckmanni* is recorded. The following *serotinus* Zone is identified through the lowest record of *I. corniger* in two sections (LGA and Vi-IE). The uppermost Emsian, *patulus* Zone, has not positively identified in the Spanish Pyrenees.

Middle Devonian

The base of the Middle Devonian is defined with the first appearance of *Polygnathus partitus* in the Wetteldorf Richtschnitt section in the Eifel Hills, Germany. The Middle Devonian Series is subdivided into two stages, Eifelian and Givetian.

Eifelian

A conodont sequence spanning through the Emsian-Eifelian interval has not been documented yet

in the Pyrenees. The lowest Eifelian corresponds to the second Eifelian Zone, the *costatus* Zone, defined with the entry of *Po. costatus*. This zone is identified in the Villech Section with the lowest local record of *Po. angustipennatus* in Bed 1 (Gouwy *et al.*, 2013). This taxon is considered to appear in the lowermost part of the *costatus* Zone. The following sample from Bed 2 (1 m above) yielded a more diverse conodont fauna containing *Po. partitus*, *Po. bultyncki*, *Po. robusticostatus* and *Po. angustipennatus*. This association correlates with the lower part of the *costatus* Zone and, thus, supports the age assignment of the former sample (Bed 1). The delayed occurrence of the index is recorded in Bed 3. Lack of the index *Tortodus australis* precludes identification of this zone. The lowest *T.cf. T. kockelianus*, the index of the homonymous zone, is recorded in Bed 15; this Bed yielded also the lowest record of *Po. pseudofolius* morphotype b. Above the *kockelianus* zone follows either the *ensensis* or the slightly older *eiflii* Zone. Both zones end at the top of the Eifelian. In the section Villech the base of the *eiflii* Zone can be recognized at the base of Bed 17 with the entry of the nominal taxa. However, a covered interval and a possible fault preclude identification of the base of the Givetian. In another section, LGA, the upper Eifelian is represented in the lower beds of the section (Beds 167-177), but conodont record can only attribute these strata to the *kockelianus-ensensis* interval without major precision (Liao & Valenzuela-Ríos, 2013). Basal limestone of the Renanué section yielded *T. kockelianus*, *Po. angusticostatus*, *Po. angustipennatus* and abundant *I. struvei*, indicating the uppermost Eifelian, *ensensis* Zone (Bed 0'4).

Givetian

The base of the Givetian is defined by the entry of *Po. hemiansatus* in the section Jebel Merch Irdane in Tafilalt (Morocco). Liao & Valenzuela-Ríos (2017) summarized the historical subdivision of the Givetian Stage and presented the bio-chronostratigraphic state-of-the-art for Givetian conodonts, which shows the relevance of the Pyrenean sections. The conodont succession is used for subdividing the Givetian into three substages, Lower, Middle and Upper. A further intra-substage conodont zonation adds precision to this subdivision and furnished great correlation potential. The Renanué section shows a good development of the Lower Givetian with the two consecutive conodont zones, the *hemiansatus* and the *timorensis* zones. Both are defined by the entry of the respective nominal taxon. In La Guardia d'Àres section (LGA) the base of the Givetian is traced with the help of *I. obliquimarginatus* in Bed 178A, whose entry is globally positioned at the beginning of the Givetian. Other Pyrenean sections expose also Lower Givetian strata but the base of the Givetian cannot be precisely traced (and Compte–CP- sections) or the interval is covered and faulted (Villech section). The base of the Middle Givetian coincides with the base of the *rhenanus/varcus* Zone, which is defined either by the entry of *Po. rhenanus* or *Po. varcus*. This substage is further subdivided into three successive conodont zones, the *rhenanus/varcus*, the *ansatus* and the *latifossatus/semialternans* Zone, defined by the entry of the respective nominal taxon. The Middle Givetian is well represented in the Pyrenean sequences and contains taxa belonging to four genera, *Polygnathus*, *Icriodus*, *Tortodus* and "*Ozarkodina*". Middle Givetian records of the latter two genera are restricted in the Pyrenean sections to the *latifossatus/semialternans* Zone, while *Polygnathus* and *Icriodus* are common in the three zones. The Upper Givetian is also well exposed in the Pyrenees, and its base coincides with the innovation of the genus *Schmidtognathus*. The entry of *Sch. hermanni* defines the base of the Upper Givetian, which is coincident with the base of the lower *hermanni* Zone. Higher up, the occurrence of *Po. cristatus* defines the base of the upper *hermanni* Zone. A new innovation, *Klapperina*, marks the lower boundary of the lower *disparilis* Zone, which base is defined with the appearance of *Kl. disparilis*. The upper *disparilis* Zone is defined with the entry of *Po.*

dengleri. The last Givetian conodont zone is defined with a new innovation, the entry of *Skelethognathus norrisi*, which occurs and is well represented in the Pyrenean sections.

Upper Devonian

The Upper Devonian is subdivided into two stages, Frasnian and Famennian. The base of the Frasnian, and consequently of the Upper Devonian, has been a matter of debate for many years. This lower boundary is defined by the entry of *Ancyrodella rotundiloba* (early form) in the base of Bed 42a' in the section Col du Puech de la Suque East in the Montagne Noire (France). This level corresponds with the base of the F1 Zone (= former MN 1 Zone after the recent change of Frasnian Montagne Noire "MN" zones to Frasnian "F" zones, Klapper & Kirchgasser, 2016).

Frasnian

The International Subcommittee on Devonian Stratigraphy (SDS) has agreed to further subdivided the Frasnian Stage into three substages, Lower, Middle and Upper. The base of the Lower Frasnian coincides with the base of the Upper Devonian and with the base of the F1 conodont Zone. The base of the Middle Frasnian is coincident with the base of the F5 conodont Zone and the base of the Upper Devonian corresponds to the base of the F11 conodont Zone.

Most of our detailed work in the Pyrenees (bed by bed sampling) has been focused in the records of *Ancyrodella*. The base of the Frasnian is well characterized and clearly traced in several Pyrenean sections where the *norrisi* Zone is overlain by the entry of *Ancyrodella pristina* (equals *Ad. rotundiloba pristina* = *Ad. rotundiloba* early form), which indicates the F1 Zone. The successive occurrences of *Ancyrodella* taxa, such as *Ad. rotundiloba* late form and *Ad. alata* late form allows identification of the lower boundaries of F2 and F3 respectively. F4 and F6 Zones are also identified by means of conodont records; however the placement of F5 is only estimated by its stratigraphical position between F4 and F6 zones. From here up the sampling is discontinuous and only a few important records allows recognition of the upper parts of the Frasnian (e.g. record of *Palmatolepis schindenwolffi* in Bed 80, section Compte).

Famennian

The base of the Famennian is defined at the base of Bed 32 in the Upper Quarry of Coumiac, Montagne Noire. The SDS has also subdivided the Famennian into four substages, Lower, Middle, Upper and Uppermost on the base of conodont occurrences.

Famennian Conodont detailed research in the Pyrenees is still in an initial stage. However, the partial, discontinuous record has identified several conodont zones belonging to the Lower, Middle, Upper and Uppermost Substages. Therefore it is conceivable that further research bed by bed in the potential sections will yield a rich and continuous record that can be globally correlated.

Noteworthy are the Lower, Middle, Upper and Uppermost records in several sections including indexes and characterizing species of the *Palmatolepis subtermini*, Upper *rhomboidea*, *Pa. gracilis gracilis*, *Pa. glabra pectinata* to *Pa. marginifera marginifera*, and the uppermost Devonian *praesulcata* Zone.

CONCLUSIONS

The Pyrenean conodont record is of global relevance, contains all elements of the global standard and contributes to SDS on-going tasks regarding the redefinition and subdivision of several stages.

The Lochkovian conodont successions from the Pyrenees and Nevada (USA) have been the basis for establishing a threefold subdivision of this Stage. The subsequent conodont subdivision of each substage permitted the finest correlation with sequences worldwide.

The Pyrenean and Czech successions from the type region (Prague Synform) allowed the establishment of an alternative Pragian zonation for Europe.

The richness of the conodont record around the Pragian/Emsian boundary makes the Pyrenees a pivotal area for current discussions regarding the redefinition of the base of the Emsian and the subdivision of the Pragian.

The Eifelian record is still incomplete, but matches the worldwide sequences and it is especially important for the Eifelian/Givetian boundary.

The Givetian record is excellent and supports both the three fold substage subdivision and the further conodont-based subdivision of each stage.

The Givetian/Frasnian record is of global relevance and provides the Pyrenees an important role in the future discussions on this boundary. The Lower Frasnian sequence is comparable to the more important sections around the globe, while the Middle and Upper Frasnian are still poorly known.

The Famennian conodont record is partly known, but it shows also a great correlation potential worldwide, and would be relevant for the current international research aiming at the redefinition of the Devonian/Carboniferous boundary.

Acknowledgements

JCL is supported by Juan de la Cierva Postdoctoral Fellowship (MINECO Ref. FJCI-2015-26813) and José Castillejo Fellowship (MECD, Ref. CAS18/00328). This work represents a contribution to the IGCP-652.

References

- Boersma, K.T.H. 1973. Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, - Central Spanish Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 303-377.
- Gouwy, S., Liao, J.-C. and Valenzuela-Ríos, J. I. 2013. Eifelian (Middle Devonian) to Lower Frasnian (Upper Devonian) conodont biostratigraphy in the Villich section (Spanish Central Pyrenees). *Bulletin of Geosciences*, 88 (2), 315-338.
- Hartevelt, J.J.A. 1970. Geology of the Upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 167-236.
- Klapper, G. and Kirchgasser, W.T. 2016. Frasnian Late Devonian conodont biostratigraphy in New York: graphic correlation and taxonomy. *Journal of Paleontology*, 90 (3), 525-554.
- Mey, P. H. W. 1967. Evolution of the Pyrenean Basins during the Late Palaeozoic. In Oswald, D. H. (ed.) *International Symposium Devonian System, Alberta Society of Petroleum Geologists, Memoir*, 2, 1157-1166.

- Martínez-Pérez, C. and Valenzuela-Ríos, J. I. 2014. New Lower Devonian Polygnathids (Conodonta) from the Spanish Central Pyrenees, with comments on the early radiation of the group. *Journal of Iberian Geology*, 40 (1), 141-155.
- Martínez-Pérez, C., Valenzuela-Ríos, J. I., Navas-Parejo, P., Liao, J.-C. and Botella, H. 2011. Emsian (Lower Devonian) conodonts from the Spanish Central Pyrenees and the subdivision of the *nothoperbonus* Zone. *Journal of Iberian Geology*, 37 (1), 45-64.
- Murphy, M.A. 2005. Pragian conodont zonal classification in Nevada, western North America. *Revista Española de Paleontología*, 20 (2), 177-206.
- Murphy, M.A. and Valenzuela-Ríos, J.I. 1999. *Lanea* new genus, lineage of Early Devonian conodonts. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 37 (2/3), 321-334.
- Liao, J.-C. and Valenzuela-Ríos, J.I. 2013. The Middle and Upper Devonian conodont sequence from La Guardia d'Àres Sections (Spanish Central Pyrenees). *Bulletin of Gesosciences*, 88, 339-368.
- Liao, J.-C. and Valenzuela-Ríos, J.I. 2017. Givetian (Middle Devonian) historical bio- and chronostratigraphical subdivision based on conodonts. The Contribution of Fossils to Chronostratigraphy, 150 Years after Albert Oppel, *Lethaia*, 50, 440-446.
- Slavík, L., Valenzuela-Ríos, J.I., Hladil, J. and Carls, P. 2007. Early Pragian conodont-based correlations between the Barrandian area and the Spanish Central Pyrenees. *Geological Journal*, 42, 499-512.
- Valenzuela-Ríos, J.I. 1990. Lochkovian Conodonts and Stratigraphy at Gerri de la Sal (Pyrenees). *Courier Forschungsinstitute Senckenberg*, 118, 53-63.
- Valenzuela-Ríos, J.I. 1994a. Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) del Pirineo Central español. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 5, 1-178.
- Valenzuela-Ríos, J.I. 1994b. The Lower Devonian conodont *Pedavis pesavis* and the *pesavis* Zone. *Lethaia*, 27 (3), 199- 207.
- Valenzuela-Ríos, J.I. 2002. Lochkovian and Pragian Conodonts from Segre 1 (Central Spanish Pyrenees). In S. García-López and F. Bastida, F. (eds.). *Palaeozoic conodonts from Northern Spain*. Cuadernos del Museo Geominero, 1. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 403-418.
- Valenzuela-Ríos, J.I. 2017. Silurian-Devonian Interval in the Caballé-1 section. *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karls-Franzes-Universität Graz*, 23, 37-39.
- Valenzuela-Ríos, J. I. and Liao, J.-C. 2012. Color change and Global Events, a hoax? A case study from the Lochkovian (Lower Devonian) in the Spanish Central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 367-368, 219-230.
- Valenzuela-Ríos, J.I., Liao, J.-C., Martínez-Pérez, C., Castelló, V. and Botella, H. 2005. Datos preliminares sobre los conodontos y restos de peces del Lochkoviense (Devónico Inferior) de Compte-I (Valle del Noguera Pallaresa, Pirineos). In: J.A. Gámez, E. Liñán and J. I. Valenzuela-Ríos; (eds.): *Memorias de las VIII Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La cooperación Internacional en la Paleontología española. Homenaje al Profesor Peter Carls"*. 131-145.
- Valenzuela-Ríos, J.I. and Murphy, M. A. 1997. A new zonation of middle Lochkovian (Lower Devonian) conodonts and evolution of *Flajsella* n. gen. (Conodonta). In: G. Klapper, M.A. Murphy and J.A. Talent (eds): "Paleozoic Sequence Stratigraphy and Biogeography: Studies in Honor of J. Granville ("Jess") Johnson". *Memoir of the Geological Society of America Special Paper*, 321, 131-144.
- Valenzuela-Ríos, J.I. Martínez-Pérez, C. and Liao, J.-C. (2017): Pragian-Emsian in the Baliera 6 section. *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karls-Franzes-Universität Graz*, 23, 43-50.
- Valenzuela-Ríos, J.I. and Liao, J.-C. 2006. Annotations to Devonian Correlation Table, R 357-360 di-ds 06: Spanish Central Pyrenees, southern part. *Senckenbergiana lethaea*, 86 (1), 105-107.
- Valenzuela-Ríos, J.I. Liao, J.-C. and Martínez-Pérez, C. 2017. Lochkovian to Emsian conodonts (Lower

- Devonian) at CP-I section. *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karls-Franzes-Universität Graz*, 23, 92-98.
- Valenzuela-Ríos, J.I., Slavík, L., Liao, J-C., Calvo, H., Hušková, A. and Chadimová, L. 2015. The middle and upper Lochkovian (Lower Devonian) conodont successions in peri-Gondwana key localities (Spanish Central Pyrenees and Prague Synform) and their relevance for global correlations. *Terra Nova*, 27, 409-415.
- Walliser, O.H. 1996. Global Events in the Devonian and Carboniferous. In O. H. Walliser (ed.) *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*, Springer, Berlin Heidelberg, 225-250.
- Zwart, H.J. 1979. The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50 (1), 1-74.

PRESENCIA DE *PLUMULITES* SP. (CLASE MACHAERIDIA) EN EL FRASNIENSE (DEVÓNICO SUPERIOR) DE TABUENCA (PROV. ZARAGOZA; CADENAS IBÉRICAS)

J.A. Villena¹, C. Martínez Pérez² y R. Gozalo¹

¹Departamento de Botánica y Geología, Universitat de València, Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot.
Jose.Villena@uv.es, Rodolfo.Gozalo@uv.es

²Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva, Universitat de València,
C/ Catedrático José Beltrán Martínez nº 2, 46980 Paterna, Valencia.
Carlos.Martinez-Perez@uv.es

INTRODUCCIÓN

Machaeridia es una clase extinta de anélidos poliquetos acorazados caracterizados por poseer una serie de placas de naturaleza calcítica situadas en la región dorsal o dorso-ventralmente del animal (Withers, 1926). Su registro fósil esta principalmente formado por estas placas o escleritos los cuales normalmente se desarticulan tras la muerte del animal, conociéndose muy pocos ejemplares completos con restos de tejidos blandos (Vinther *et al.*, 2008). La clase Machaeridia, formada por las familias Plumulitidae, Turrilepadidae y Lepidocoleidae, posee una distribución estratigráfica exclusivamente paleozoica, desde el Ordovícico Inferior hasta el Pérmico Medio (Ortega *et al.*, 2013), perteneciendo los representantes mas antiguos del género *Plumulites* al Ordovícico Inferior (Kobayashi & Hamada, 1976). Este genero presenta una amplia distribución temporal llegando sus últimos representantes hasta el Devónico Medio (Clarke, 1882). En el este trabajo se describen y discuten por primera vez escleritos del genero *Plumulites* procedentes del Frasnense (Devónico Superior) de las Cadenas Ibéricas en la provincia de Zaragoza, ampliando su registro estratigráfico hasta el Devónico Superior, convirtiéndose el registro fósil más joven del genero descrito hasta el momento.

SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRATIGRAFÍA

El área de estudio se localiza en el término municipal de Tabuena (prov. de Zaragoza). Los afloramientos del Devónico Superior también se extienden por las comarcas del Aranda, Campo de Borja y Valdejalón, y constituyen los primeros relieves de las Cadenas Ibéricas en contacto con la Depresión del Ebro. Desde un punto de vista geológico se ubican en la estribaciones septentrionales de la Unidad de Herrera (Fig. 1; Carls, 1983; Gozalo & Liñán, 1988).

La sucesión del Devónico Superior del área de Tabuena – Rodanas tiene un espesor de más de 1300 m y está representada por cuatro formaciones: Rodanas, Bolloncillos, Hoya y Huechaseca (ver Gozalo, 1994). Los niveles en los que se han encontrado escleritos de *Plumulites* corresponden al tramo II de la Fm. Rodanas y a la Fm. Bolloncillos (Fig. 2), ambas de edad Frasnense (Gozalo, 1994).

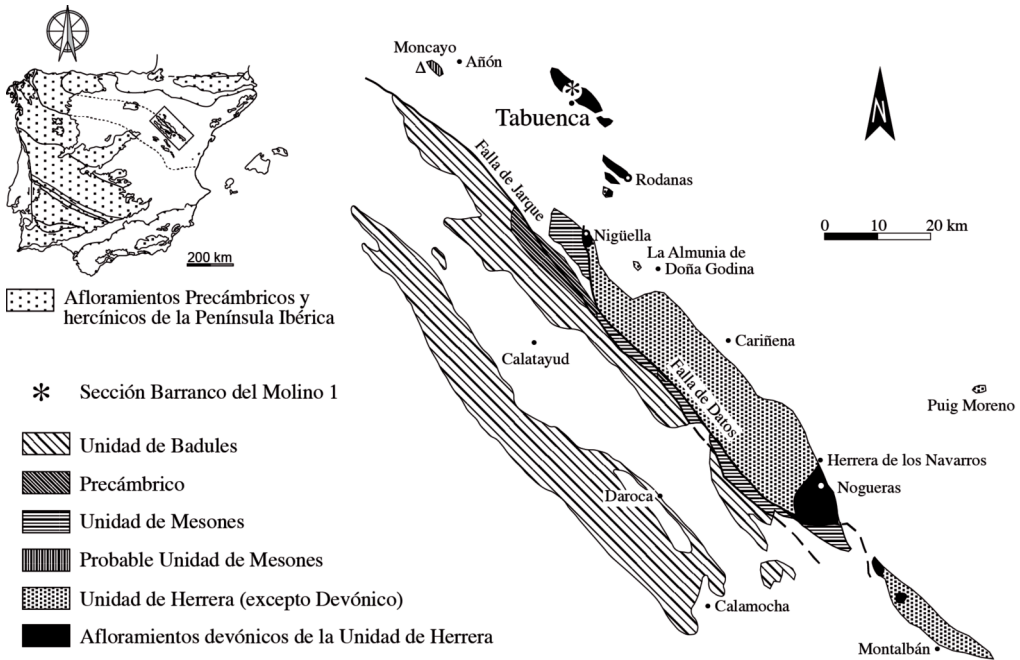


Figura 1. Situación geográfica y marco geológico del área de estudio (modificado de Carls, 1983, y Gozalo & Liñán, 1988).

SISTEMÁTICA

Cada una de las tres familias principales de la Clase Machaeridia muestra importantes diferencias morfológicas cuyas características principales se encuentran representadas por los géneros *Turrilepas* (Familia Turrilepadidae), *Plumulites* (Familia Plumulitidae) y *Lepidocoleus* (Familia Lepidocoleidae) respectivamente. En general, los Machaeridia se caracterizan por tener un exoesqueleto compuesto por placas rígidas denominado escleritoma, en el cual los escleritos se disponen en cuatro columnas simétricas, dos externas y dos internas en el caso de los géneros *Turrilepas* y *Plumulites*, o una única columna, en el caso de *Lepidocoleus*. Los escleritos se sitúan en la zona dorsal del organismo a modo de coraza en *Plumulites* y dorso-ventralmente en *Turrilepas* y *Lepidocoleus* (ver Withers, 1926; Jell, 1979). La disposición de los escleritos de las columnas internas y externas es diferente en los distintos géneros que caracterizan las diferentes familias. Así, en *Plumulites* la disposición entre escleritos internos y externos es casi perpendicular, mientras que para *Turrilepas* y *Lepidocoleus* esta disposición es paralela. Además de su disposición en el cuerpo, existen importantes diferencias morfológicas relacionadas con la morfología de su sección transversal y la presencia/ausencia de protuberancias, pliegues, arrugas, dentículos o espinas, características que permiten diferencias fácilmente entre escleritos de los principales grupos.

Basándonos en las características morfológicas anteriormente comentadas, en el presente trabajo se estudian más de 70 ejemplares de escleritos aislados, en forma de moldes internos y externos, conservados en lutitas de color verde recuperados en las formaciones Rodanas y Bolloncillos de edad Frasnense, procedentes de siete niveles distintos de la sección del Barranco del Molino 1 (Gozalo, 1994; Fig. 2).

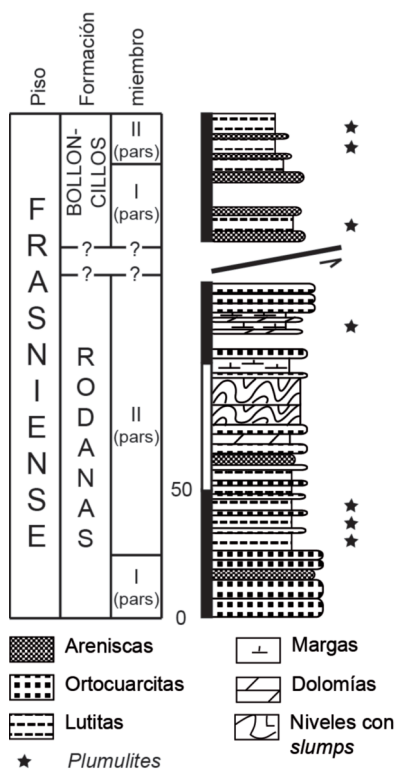


Figura 2. Sección del Barranco del Molino 1, con indicación de los niveles donde se han hallado *Plumulites* sp. (modificado de Gozalo, 1994).

Clase MACHAERIDIA Withers, 1926

Familia PLUMULITIDAE Jell, 1979

Género *Plumulites* Barrande, 1872

Especie tipo: *Plumulites bohemicus* Barrande, 1872

Plumulites sp.

(Fig. 3.1-3.4)

Descripción morfológica: El escleritoma de *Plumulites*, de acuerdo con la reconstrucción de Jell (1979; Fig. 3.5), presenta cuatro columnas, dos internas y dos externas. De acuerdo a su morfología, entre el material de estudio se han podido identificar escleritos pertenecientes tanto a la columna interna como a la externa, los cuales se describen a continuación.

Escleritos externos: Escleritos de morfología subtriangular, cuyo ápice se estrecha y curva suavemente en la zona posterior siendo el área acrecional de morfología circular. De mayor longitud media que los escleritos internos presentan además un mayor número de arrugas, aunque con una densidad por milímetro menor. Las arrugas son perpendiculares al eje longitudinal, curvándose y juntándose hacia el margen no acrecional lateral y medial. Arrugas equidistantes entre ellas desde el margen acrecional disminuyendo la distancia hacia la zona umbonal. Espinas de sección triangular en ambos márgenes no acrecionales que siguen la dirección de las arrugas. Presencia de tres inflexiones i1, i2 e i3

(según Adrain *et al.*, 1991), siendo más pronunciada "i1" en la que se dispone un canalículo longitudinal desarrollado. Ornamentación microlamelar paralela muy fina, perpendicularmente dispuestas entre las arrugas. Espinas apicales en el extremo del ápice.

Escleritos internos: De morfología triangular o subtriangular y con cierta simetría respecto del eje central longitudinal. Zona acrecional con contorno horizontal. Arrugas equidistantes, de disposición horizontal en zona central y con mayor densidad por milímetro que en escleritos externos. Espinas poco desarrolladas en ambos márgenes no acrecionales y orientadas hacia el ápice. Presencia de cinco inflexiones (I1-I5). La inflexión central I3 es relativamente vertical con una curvatura muy moderada. Arrugas de trayecto horizontal en la zona media, curvándose ligeramente hacia los márgenes no acrecionales. Las arrugas son finas pero acentuadas, manteniendo una equidistancia en todo el eje longitudinal del esclerito. Sin canalículo longitudinal. Un par de espinas apicales en el extremo del ápice.

DISCUSIÓN

Las características morfológicas de los ejemplares estudiados, tales como la forma del perímetro,

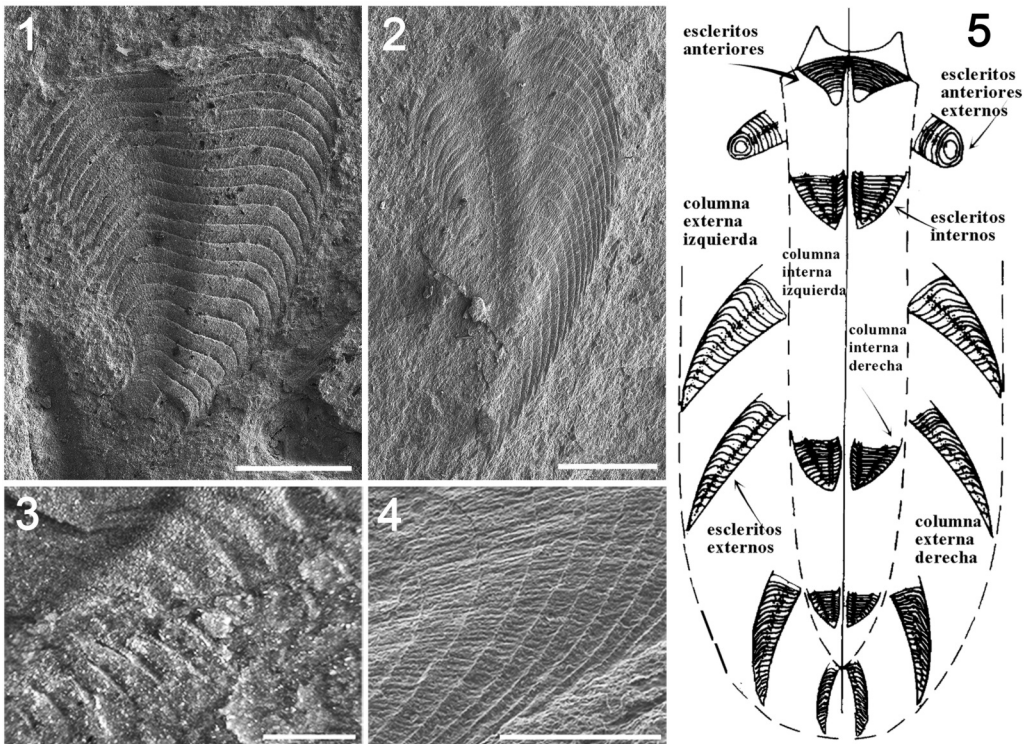


Figura 3. 1-4, *Plumulites* sp., procedentes de la sección Barranco del Molino 1 (Tabuena, prov. Zaragoza) de edad Frasnense (Devónico Superior) 1: esclerito interno; 2: esclerito externo; 3: detalle de las espinas del borde no acrecional de un esclerito externo; 4: detalle de la ornamentación microlamelar existente entre las arrugas de un esclerito. 5: Esquema de *Plumulites richorum* modificado de Jell (1979). Barras de escala 1-2= 0.5 mm; 3-4= 0.25 mm.

la sección transversal casi plana de los escleritos, la disposición y curvatura de las inflexiones, así como la densidad, orientación y distribución de las arrugas, son coincidentes con los caracteres diagnósticos del género *Plumulites*.

La sección transversal subhorizontal con inflexiones moderadas en toda la superficie del esclerito es uno de los caracteres clave que permiten asignar estos ejemplares a *Plumulites*. Ya que en el caso de *Lepidocoleus* la sección transversal es cóncava y en *Turrilepas* los escleritos tienen un pronunciado pliegue en posición central con una sección transversal que forma un ángulo cercano a los 90°, que dividiría el esclerito en dos áreas. Otro aspecto importante, es que los escleritos de *Plumulites* tienen, significativamente, una mayor densidad de arrugas por milímetro y, en todos los casos, en los extremos no acrecionales del esclerito las arrugas se juntan disminuyendo su equidistancia, al contrario de lo que ocurre en *Turrilepas* y *Lepidocoleus*.

Por otro lado, la disposición de las inflexiones en los escleritos, la presencia del canalículo y de espinas triangulares en los márgenes no acrecionales, la relación altura/anchura del esclerito, el número de arrugas y la densidad de éstas por milímetro, junto con la ornamentación de microlamelas separan claramente a los ejemplares de Tabuena de todas las especies previamente asignadas a *Plumulites* (Högström *et al.*, 2002; McCobb & Bassett, 2008; Högström *et al.*, 2009; Ortega *et al.*, 2013; Candela *et al.*, 2015).

De acuerdo con estas características morfológicas los ejemplares de Tabuena podrían representar una nueva especie dentro del género *Plumulites*, convirtiéndose, además en el representante más moderno del género.

CONCLUSIONES

Se estudian y describen en detalle por primera vez los escleritos de *Plumulites* procedentes del Frasnense de las Cadenas Ibéricas. El estudio de mas de 70 escleritos desarticulados ha permitido diferenciar diferentes morfotipos, identificándose tanto escleritos internos como externos del escleritotoma de acuerdo con las reconstrucciones existentes para este género.

Las características morfológicas de los escleritos permiten diferenciarlas claramente del resto de familias de la Clase Machaeridia. Probablemente el material de *Plumulites* sp., se trata de una nueva especie de este *Plumulites*; lo que amplía el rango estratigráfico del mismo hasta el Devónico Superior, representando esta taxón el registro fósil mas moderno de esta familia de poliquetos acorazados extintos, y poniendo de manifiesto que la Familia Plumulitidae pudo extinguirse en la gran crisis biótica del Frasnense/Famenense de finales del Devónico.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto PIGC 652 *Reading geologic time in Palaeozoic sedimentary rocks*.

Referencias

Adrain, J.M., Chatterton, B. D. E. & Cocks, L. R- M. 1991. A new species of machaeridian from the Silurian of Podolia, USSR, with a review of the Turrilepadidae. *Palaeontology*, 34, 637–651.

- Barrande, J. 1872. *Système Silurien du centre de la Bohême: lère Partie: Recherches Paléontologiques*. Vol. I. Supplément Trilobites, Crustacés divers et Poissons, texte et planches. Carl Wilhelm Medau, Prague and Paris, 565– 577.
- Candela, Y. & Crighton, R. B. W. 2015. Revision of Plumulites ruskini Lamont, and new data from the Silurian of the Pentland Hills. *Scottish Journal of Geology*, 51, 31-42.
- Carls, P. 1983. La zona asturoccidental-leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del macizo cantábrico. In: Comba, J. A. (coord.), *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos*, Vol. 3. IGME, 11-32.
- Clarke, J. M. 1882. Cirriped Crustacean from the Devonian. *American Journey Society*, 3, XXIV, pp. 55-56.
- Gozalo, R. & Liñán E. 1988. Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 44, 399-404.
- Gozalo, R. (1994). Geología y Paleontología (Ostrácodos) del Devónico Superior de Tabuenca (NE de la Cadena Ibérica Oriental). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 6, 1-291.
- Högström, A.E.S., Bogolepova, O.K. & Gubanov, A.P. 2002. Plumulitid machaeridian remains from the Silurian (Telychian) of Severnaya Zemlya, Arctic Russia. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82, 53–55.
- Högström, A.E.S., Ebbestad, J.O.R. & Suzuki, Y. 2009. Armoured annelids and molluscs from the Upper Ordovician Boda Limestone, central Sweden. *GFF*, 131, 245–252.
- Jell, P.A. 1979. *Plumulites* and the machaeridian problem. *Alcheringa*, 3, 253-259.
- Kobayashi, T. & Hamada, T. 1976. Occurrences of the Machaeridia in Japan and Malaysia. *Proceedings of the Japan Academy*, 52, 371-374.
- McCobb, L.M.E. & Basset, M.G. 2008. Machaeridians from the Lower Silurian (Llandovery, Telychian) of Shropshire, England. *Journal of Paleontology*, 82, 1207-1214.
- Ortega, G., Albanesi, G. & Zeballo, F.J. 2013. Machaeridians from the Middle and Upper Ordovician of the Argentine Precordillera. *Geological Journal*, 48, 212-221.
- Vinther, J., Van Roy, P. & Briggs, D. E. G. 2008. Machaeridians are Palaeozoic armoured annelids. *Nature*, 451, 186-189.
- Withers, T.H. 1926. *Catalogue of the Machaeridia (Turrilepas and its allies) in the Department of Geology*. British Museum (Natural History), London, 99 pp.

ISBN 978-84-9138-066-5



MINISTERIO
DE CIENCIA, INNOVACIÓN
Y UNIVERSIDADES



Instituto Geológico
y Minero de España