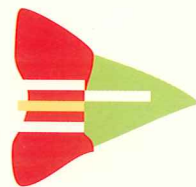


PALEONTOLOGÍA

I CONGRESO IBÉRICO DE PALEONTOLOGÍA XVI JORNADAS DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

LIVRO DE RESUMOS
LIBRO DE RESÚMENES



I Congresso Ibérico de Paleontologia
XVI Jornadas de la Sociedad Española de
Paleontología.

*“Paleontologia em Portugal: História e colaborações Espanha-
Portugal”*

*“Paleontología en Portugal: Historia y colaboraciones España-
Portugal”*

VIII Reunião Internacional de PICG nº 421 Bioeventos mediopaleozoicos em Gondwana Norte/ Modelos
biogeográficos em relação com a dinâmica crustal.

VIII Reunión Internacional del PICG nº 421 Bioeventos mediopaleozoicos en Gondwana Norte/ Modelos
biogeográficos en relación con la dinámica crustal.

VIII International Meeting of IGCP 421 North Gondwana Mid-Palaeozoic Biodynamics

Simposio del Grupo Español e Ibérico del PICG nº 410 El gran evento de biodiversificación ordovícico
Simpósio do Grupo Espanhol de PICG nº 410 O grande evento de biodiversificação ordovícica

ÉVORA (PORTUGAL), 12 A 14 DE OUTUBRO DE 2000.

DIEZ, J.B. Y BALBINO, A.C. (EDS.)

UNIVERSIDADE DE ÉVORA 2000

Título: I CONGRESSO IBÉRICO DE PALEONTOLOGÍA

XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Coordenação de Edição: DIEZ, J.B. Y BALBINO, A.C.

Organização: Departamento Geociências

Editor: Universidade de Évora

Impressão: S. Reprografia e Publicações da Universidade de Évora -

Outubro de 2000

Tiragem: 250 exemplares

Depósito Legal: 156733/00

ISBN: 972-778-026-1



I Congresso Ibérico de Paleontologia
XVI Jornadas de la Sociedad Española de
Paleontología.

"Paleontologia em Portugal: História e colaborações Espanha-Portugal"

"Paleontología en Portugal: Historia y colaboraciones España-Portugal"

Universidade de Évora, 12-14 Outubro de 2000

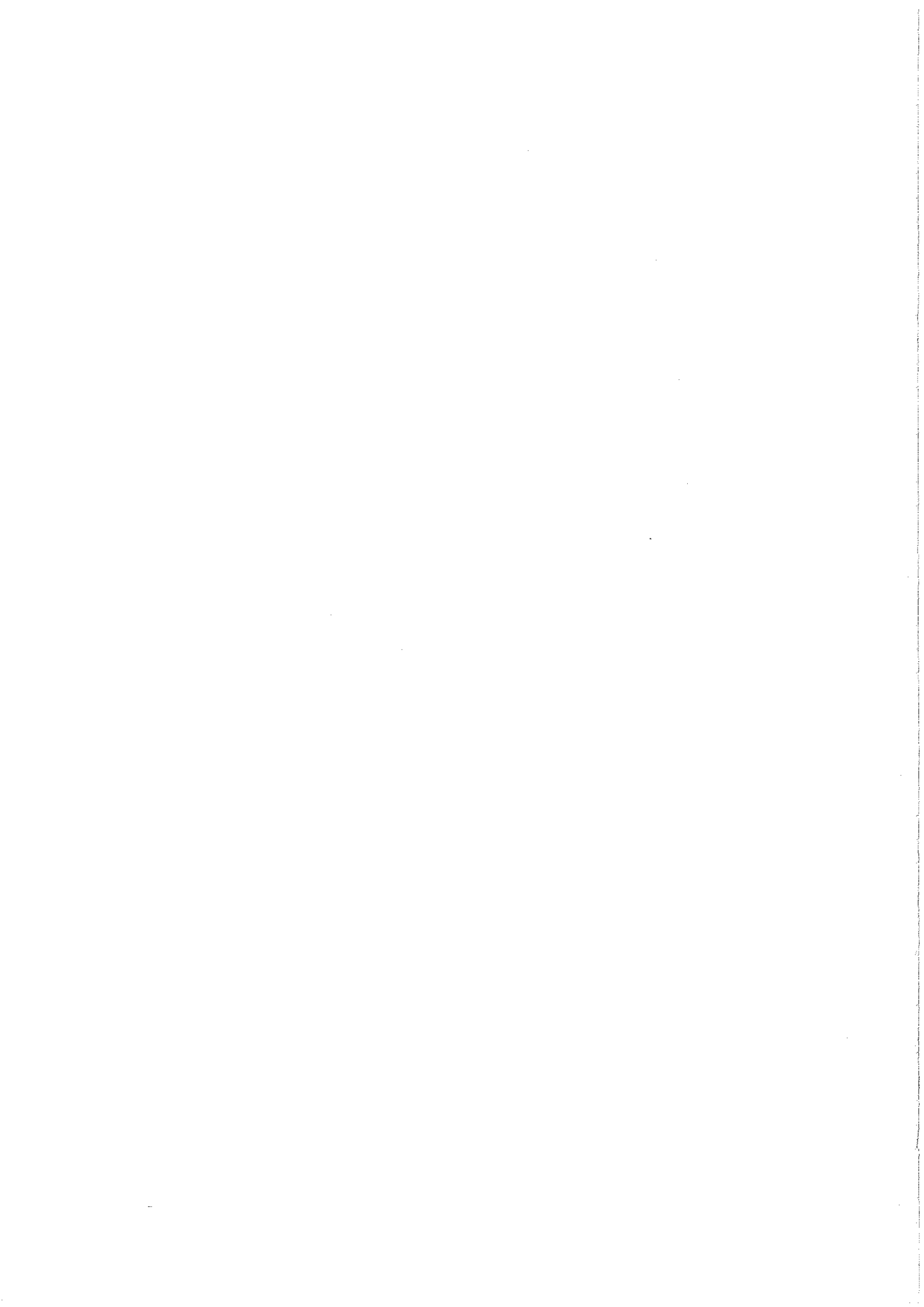
ORGANIZAÇÃO / ORGANIZACIÓN

Universidade de Évora
Sociedad Española de Paleontología
Universidade Nova de Lisboa

COLABORAÇÃO / COLABORACIÓN

Programa Internacional de Correlación Geológica (IUGS, UNESCO)
Ministério da Ciência e Tecnologia
Instituto Geológico e Mineiro Portugal
Câmara Municipal de Évora.
Caixa Geral de Depósitos
Cooperativa Agrícola de Reguengos de Monsaraz, C.R.C.
Região de Turismo de Évora
CTT, Correios de Portugal
Delta Cafés
Fundação Luis de Molina





COMITÉ DE HONRA

Ministro da Ciência e Tecnologia.

Reitor da Universidade de Évora

Governador Civil de Évora

Presidente da Câmara Municipal de Évora

Presidente da Sociedade Espanhola de Paleontologia

Presidente do Comité Organizador do Congresso Ibérico de Paleontologia

Presidente do Comité Espanhol para o Programa Internacional de

Correlação Geológica UNESCO.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is crucial for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part outlines the various methods and tools used to collect and analyze data. This includes the use of surveys, interviews, and focus groups to gather qualitative information, as well as the application of statistical software for quantitative analysis.

3. The third part details the process of identifying and measuring key performance indicators (KPIs). It explains how these indicators are used to track progress and evaluate the effectiveness of different strategies and initiatives.

4. The fourth part describes the role of data in decision-making. It highlights how data-driven insights can help leaders make more informed choices and allocate resources more effectively.

5. The fifth part discusses the challenges associated with data management and analysis. It addresses issues such as data quality, privacy concerns, and the need for skilled personnel to handle complex datasets.

6. The sixth part explores the future of data analytics. It discusses emerging technologies like artificial intelligence and machine learning, and how they are expected to revolutionize the way organizations use data.

7. The seventh part provides a summary of the key findings and conclusions of the study. It reiterates the importance of a data-driven approach and offers recommendations for further research and implementation.

8. The final part of the document includes a list of references and a bibliography, providing sources for the information and data used throughout the report.

COMITÉ DE HONOR

Ministro de Ciencia y Tecnología.

Rector da Universidade de Évora

Gobernador Civil de Évora

Presidente da Câmara Municipal de Évora

Presidente de la Sociedad Española de Paleontología

Presidente Comité Organizador do Congresso Ibérico de Paleontología

Presidente del Comité Español para el Programa Internacional de Correlación

Geológica UNESCO.

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente:

Prof. Miguel Telles Antunes

Vice-presidente:

Prof. Ausenda Cáceres Balbino

Secretário Geral:

Prof. José Bienvenido Diez Ferrer

Vogais:

Prof. Rui Dias e Dr. Luis Lopes

Coordenadores Secção 8ª Reunião Internacional PICG 421:

Prof. Tomás Oliveira, Prof. Jenaro García Alcalde, Doutora Zelia Pereira e Dr. J. Manuel Piçarra.

Coordenadores Secção Simpósio Grupo Espanhol e Ibérico PICG 410:

Prof. Gutierrez-Marco e Prof. Helena Couto

Coordenador Secção Património Paleontológico:

Prof. Guillermo Meléndez e Prof. Galopim de Carvalho

Coordenador Aula Informática:

Prof. Miguel V. Pardo

Coordenadores Excursão do Congresso:

Prof. Miguel Telles Antunes, Prof. João Pais, Prof. Ausenda Cáceres Balbino, Prof. José Bienvenido Diez Ferrer e Dr. Luis Lopes

Coordenadores Excursão Pré-Congreso Projecto 421:

Prof. Tomás Oliveira, Dr. J. Manuel Piçarra, Doutora Zélia Pereira, Doutor Dieter Korn, Prof. Jean Le Menn, Prof. Rémy Gourvennec e Prof. M. Robardét.

Colaboradores na organização general:

Idalinda Estudante, Teresa Balixa, Sandra Cruz e Celeste Travessa

Colaboradores Aula Informática:

Serviço de Computação, Universidade de Évora

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente:

Prof. Miguel Telles Antunes

Vicepresidenta:

Prof. Ausenda Caceres Balbino

Secretario Geral:

Prof. José Bienvenido Diez Ferrer

Vocais:

Prof. Rui Dias y Dr. Luis Lopes

Coordinadores Seção 8ª Reunião Internacional PICG 421:

Prof. Tomas Oliveira, Prof. Jenaro García Alcalde, Doutora Zelia Pereira y Dr. J.Manuel Piçarra.

Coordinadores Seção Simposio Grupo Espanhol e Ibérico PICG 410:

Prof. Gutierrez-Marco y Prof. Helena Couto

Coordinador Seção Patrimonio Paleontológico:

Prof. Guillermo Meléndez

Coordinador Aula Informática:

Prof. Miguel V. Pardo

Coordinadores Excurção do Congresso:

Prof. Miguel Telles Antunes, Prof. João Pais, Prof. Ausenda Caceres Balbino, Prof. José Bienvenido Diez Ferrer y Dr. Luis Lopes

Coordinadores Excurção Precongreso Proyecto 421:

Prof. Tomas Oliveira, Dr. J. Manuel Piçarra, Doutora Zélia Pereira, Doutor Dieter Korn, Prof. Jean Le Menn, Prof. Rémy Gourvennec y Prof. M. Robardét.

Colaboradores na organização general:

Idalinda Estudante, Teresa Balixa, Sandra Crus y Celeste Travessa

Colaboradores Aula Informática:

Serviço de Computação, Universidade de Évora

300

1000

Comité Científico

- Prof. Doutor Miguel Telles Antunes (Universidade Nova de Lisboa).
Prof. Doutora Ausenda Cáceres Balbino (Universidade de Évora).
Prof. Doutor António Ferreira Soares (Universidade de Coimbra).
Prof. Doutor António Galopim de Carvalho (Universidade de Lisboa).
Prof. Doutor José M^a González Donoso (Universidad de Málaga)
Prof. Doutor Antonio Goy Goy (Universidad Complutense de Madrid)
Prof. Doutor Manuel Lemos de Sousa (Universidade do Porto).
Prof. Doutor Eladio Liñán Guijarro (Universidad de Zaragoza)
Prof. Doutor João Cardoso Pais (Universidade Nova de Lisboa).
Prof. Doutor José Luis Sanz García (Universidad Autónoma de Madrid).
Prof. Doutor Leandro Sequeiros San Román (Universidad de Córdoba)
Prof. Doutor Jaime Truyols Santonja (Universidad de Oviedo).
Prof. Doutor Roberto H. Wagner (Jardín Botánico de Córdoba).

APRESENTAÇÃO

Os Congressos Científicos são um meio privilegiado de divulgação.

Parece apropriado recorrer a este meio numa época em que a Paleontologia tem conhecido crescente desenvolvimento, acompanhado de grande interesse por parte do público.

O 1º Congresso Ibérico/XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontologia resultam de contactos com a Sociedade Espanhola de Paleontologia, no sentido de realizar em Portugal, as bem conhecidas Jornadas de Paleontologia, conjuntamente com o 1º Congresso Ibérico. São assim evidenciadas relações de trabalho de investigação paleontológica entre Espanha e Portugal - aliás, tema monográfico deste evento - "Paleontologia em Portugal : História e colaborações Espanha - Portugal".

Aceite a nossa proposta, o que muitos nos honra, deu-se início à preparação do Congresso, com a firme convicção de que a comunidade paleontológica portuguesa e espanhola apadrinhariam esta ideia.

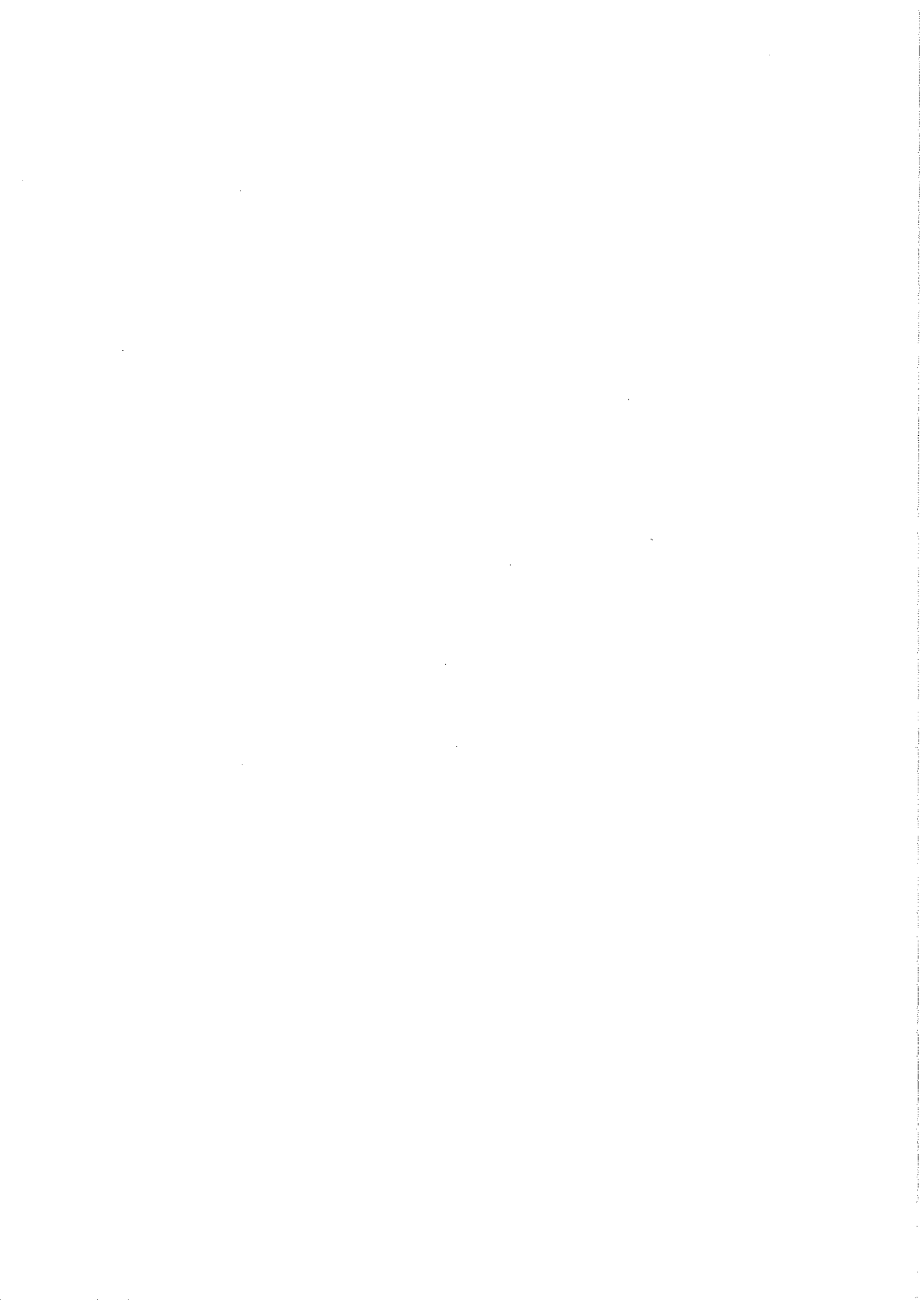
Os objectivos parecem, por ora, ter sido cumpridos. O êxito deste Congresso/Jornadas é, desde já, indicado pelo número e qualidade dos resumos apresentados neste livro.

Testemunhamos o nosso profundo reconhecimento a todas as Entidades que contribuíram para esta realização e, em especial, à comunidade paleontológica pelo seu valioso contributo. Bemvindos !

A Comissão Organizadora

Miguel Telles Antunes

Ausenda Cáceres Balbino



PRESENTAÇÃO

Queridos colegas:

Rompo con mí, por muchos conocida y padecida, costumbre de no escribir cartas ni siquiera para devolver el gesto amable de quien me las envía, y como se dice en forma de muletilla oratoria, lo hago gustosamente a petición de los organizadores de las Jornadas y del Congreso.

Me siento obligado, aunque el caso no fuese extraordinario, que lo es, por mera correspondencia a las personas, que cada año se toman la molestia de dedicar su tiempo y esfuerzo para que la Jornadas de la Sociedad tengan lugar y sean un éxito científico y social, pues de todo debe haber en estos eventos. En mi región de origen, Liébana, todos los lunes hay mercado en la villa de Potes, y a ella acudimos todos los lebaniegos atestando las calles. No solemos tener nada que hacer especial, excepto el sagrado rito de vernos y hacernos ver y con el saludo reconocer que somos lebaniegos, para fastidio de los forasteros, que hay que decir que son tan buena gente que hacen turismo por vernos hacer estas cosas que a nosotros nos parecen normales. Además de paso dejamos para los lunes los recados de la semana que siempre hay cosas que se necesitan. Bueno... los paleontólogos lo hacemos una vez al año en una fiesta que alguien prepara, lo que es bueno para la ciencia, para la academia y para los que formamos la Sociedad.

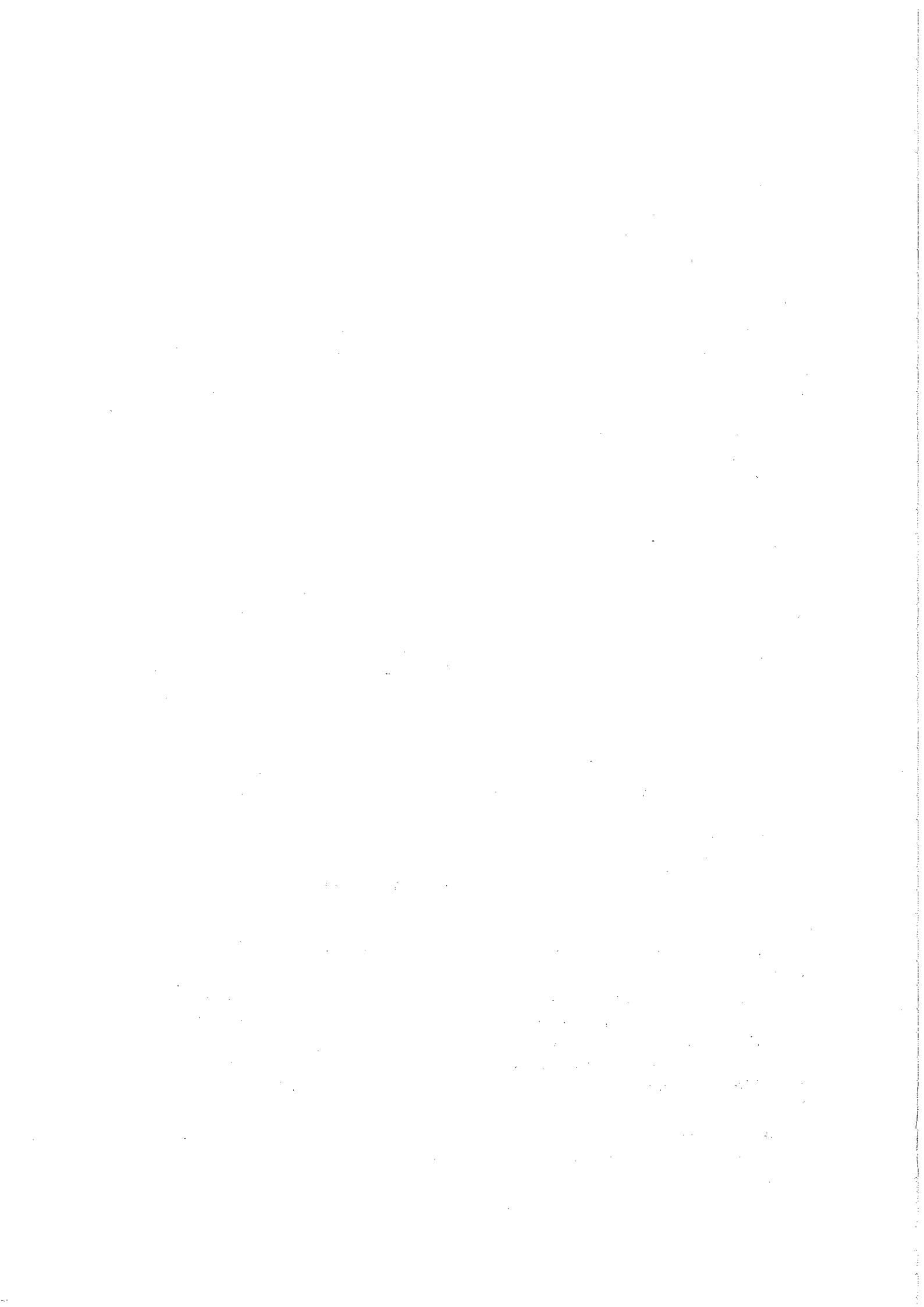
Los organizadores tienen nombre y apellido y detrás de ellos hay otras personas que sólo conocemos durante las jornadas así como instituciones que los avalan administrativamente y científicamente. Al Profesor Telles Antunes, a la Profesora Ausenda Cáceres, al Dr. Bienvenido Díez, a la Universidad de Evora y a la Universidad Nova de Lisboa, a todos gracias, lo mismo que a los que se prestan gustosamente para participar en lo que de permanente tienen las jornadas: comité organizador, comité de honor, comité científico, y cómo no, también a los miembros de las juntas y comisiones de la Sociedad Española de Paleontología que sirven de nexo entre las Reuniones y mantienen sus otras actividades.

Al llegar a este punto hay que citar algo que se nos ha entretejido en los últimos años y que constituye uno de los pilares científicos y de asistencia de nuestros eventos anuales y que confiere a nuestras Jornadas un carácter cosmopolita: el PICG. El trabajo de nuestros colegas, por su interés, seriedad y rigor atrae cada año a un buen número de científicos. En la mente de todos están los responsables de esta atracción, que no enumero por no alargas más esta carta.

También cumplo con la solicitud de los organizadores de escribir estas líneas por Respeto a los miembros de nuestra sociedad y en este caso también de nuestros colegas portugueses, los primeros me han concedido el honor de representarlos y los segundos han confiado en que nuestra sociedad era un buen vehículo para cumplir algunos de los fines de la ciencia que ellos cultivan.

Ya he indicado antes que estamos en unas Jornadas excepcionales pues por primera vez se celebran fuera de España, ámbito por definición de nuestra sociedad, aunque en proximidad geográfica, geológica, paleontológica, cultural y afectiva. Nuestros colegas portugueses nos han demostrado lo que muchos sentíamos, que uno de los últimos reductos de la vieja amabilidad y hospitalidad ibérica, heredera de nuestra mezcla cultural y racial, está en Portugal.

Hay que agradecer que ellos interpretando que ya habían madurado suficientemente las relaciones científicas y el trabajo en común, se ofreciesen para organizar esta Jornadas. Es más su propuesta que este sea solo el primer Congreso es valiente e inteligente.



El conocimiento mutuo, las relaciones personales e institucionales son el mecanismo para hacer avanzar la sociedad y nosotros tenemos la oportunidad de hacerlo a través de la ciencia que cultivamos y amamos en casos apasionadamente. Personalmente me siento mejor cuando vuelvo a Portugal y creo que eso le pasa a muchos españoles; los paleontólogos portugueses a través de la Universidad de Évora no han brindado la oportunidad de sentirlo de nuevo.

Estas Jornadas son un éxito, y escribo antes de su celebración como parece evidente. Las precauciones iniciales sobre el efecto distancia, o su celebración a principios de Octubre, en vez de a finales, como es más frecuente han resultado innecesarias. Parece que teníamos ganas de vernos en Portugal y que a con nuestros colegas portugueses les pasaba lo mismo, para hablar y convivir al amor de la Paleontología.

De nuevo gracias y los mejores deseos para este Congreso y jornadas, que cada uno encuentre lo mejor de lo que esperaba hallar.

Pascual Rivas Carrera

Presidente de la Sociedad Española de Paleontología

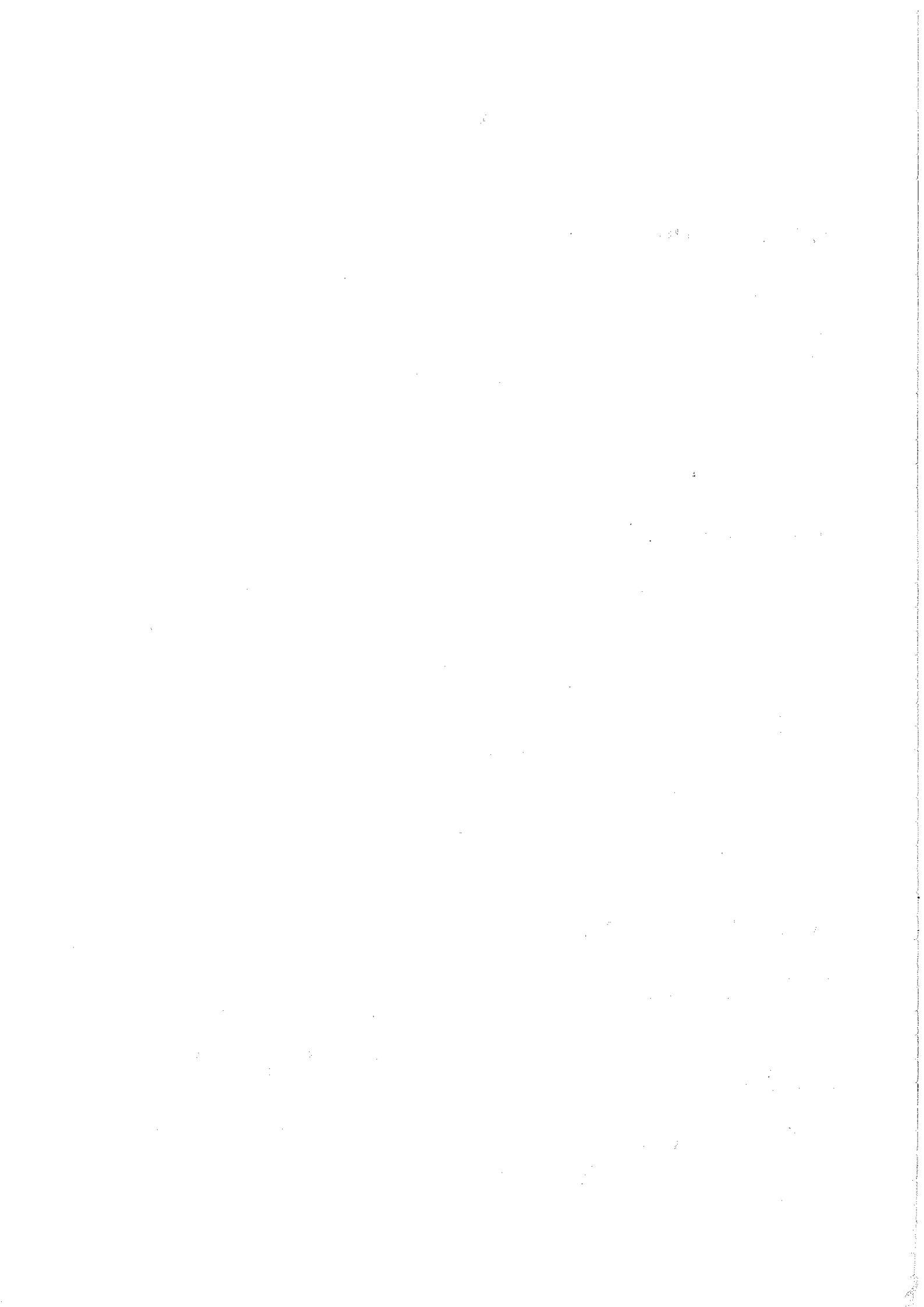
ÍNDICE

TEMA MONOGRÁFICO:

PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE MARLS OF MEM MONIZ (ALGARVE, PORTUGAL) BASED ON DIATOMS, CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PLANKTONIC FORAMINIFERA. STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS Cachão, M., Barcena, M.A., Sierro, F., Flores, J.A. & Marques da Silva, C.	3
PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO DE CACELA (MIOCENICO SUPERIOR), ALGARVE, PORTUGAL: DADOS PRELIMINARES Cachão, M., de Gibert, J.M., Mayoral, E., Muñiz, F. y da Silva, C.M.	5
ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFROS DEL AALENIENSE EN LOS MÁRGENES ORIENTAL Y NOROCCIDENTAL DE LA PLACA IBÉRICA: IMPLICACIONES BIOGEOGRÁFICAS Y BIOESTRATIGRÁFICAS Canales, M.A., Henriques, M.H. y Ureta, S.	8
SÍNTESIS PALEONTOLÓGICA DEL TORTONIENSE SUPERIOR DE CACELA (ALGARVE, PORTUGAL) Civis, J., Pais, J., González Delgado, J.A. y Legoinha, P.	10
ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS. Dantas, P., Yagüe, P., Hazevoet, C.J., Ortega, F., Santos, V.F., Sanz, J.L., Cachão, M., Galopim de Carvalho, A.M. & Santos, J.J.	12
PALEOVEGETAÇÃO E IMPACTO HUMANO DURANTE A IDADE DO BRONZE NA BEIRA ALTA: PALINOLOGIA DO POVOADO DO BRONZE DE CANEDOTES (VILA NOVA DE PAIVA, VISEU) López Sáez, J.A., Cruz, D.J. y Canha, A.J.	14
PEGADAS DE TERÓPODES E DE ORNITÓPODES DO JURÁSSICO SUPERIOR DA LOURINHÃ, PORTUGAL Santos, V.F., Dantas, P., Moratalla, J. & Galopim de Carvalho, A.M.	15
PEGADAS DE TERÓPODES EM ALCANEDE, PORTUGAL Santos, V.F., Dantas, P., Moratalla, J., Araújo, M.J. & Galopim de Carvalho, A.M.	17
PISTAS DE DINOSSÁURIO DO KIMERIDGIANO DA SERRA DO BOURO, PORTUGAL Santos, V.F., Dantas, P., Moratalla, J., Moreira, J. & Galopim de Carvalho, A.M.	18
PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL Santos, V.F., Dantas, P., Moratalla, J., Terrinha, P., Coke, C., Agostinho, M. & Galopim de Carvalho, A.M.	20
RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL Santos, V.F., Dantas, P., Moratalla, J., Terrinha, P., Coke, C., Agostinho, M. & Galopim de Carvalho, A.M.	22
UM MISTICETO (CETACEA, MISTICETI, CETOTHERIDAE?) DO SERRAVALIANO DE PORTUGAL Sendra, J., Coke, C., Abreu, A. y De Renzi, M.	24
ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS RESTOS DE UN SAURÓPODO DEL JURÁSICO SUPERIOR DE PRAIA DE AREIA BRANCA (LOURINHA, PORTUGAL) Yagüe, P., Dantas, P., Sanz, J.L., Ortega, F., Cachão, M. y Marques da Silva, C.	27

TEMA LIVRE / LIBRE.

EVOLUCIÓN DE LOS COCOLITOFÓRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS EN LA RÍA DE VIGO Álvarez, M.C., Flores, J.A., Sierro, F.J., Fuertes, M.A., Pelejero, C. y Francés, G.	31
CARACTERIZACIÓN DE LAS ASOCIACIONES CORALINAS DEL GRUPO AGER (PALEOCENO-EOCENO, CUENCA DE GRAUS-TREMP, PIRINEOS) Álvarez Pérez, G., Busquets Buezo, P., Samsó Escolà, J.M. y Tosquella, J.	33
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE <i>CIVISINA EUSKALHERRIENSIS</i> (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO) Apellaniz, E., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., Luterbacher, H., Bernaola, G., Caballero, F. y Payros, A.	34
EL TRÁNSITO JURÁSICO INFERIOR - JURÁSICO MEDIO EN LA SECCIÓN DE FUENTELSAZ (CORDILLERA IBÉRICA): ASPECTOS PALINOESTRATIGRÁFICOS Barrón, E., Goy, A. y Ureta, S.	36
PALEONTOLOGICAL AND MICROFACIAL FEATURES OF THE LAS CHACRITAS FORMATION (MIDDLE ORDOVICIAN), CENTRAL PRECORDILLERA, SAN JUAN PROVINCE, ARGENTINA Beresi, M., Heredia, S. and Peralta, S.	38



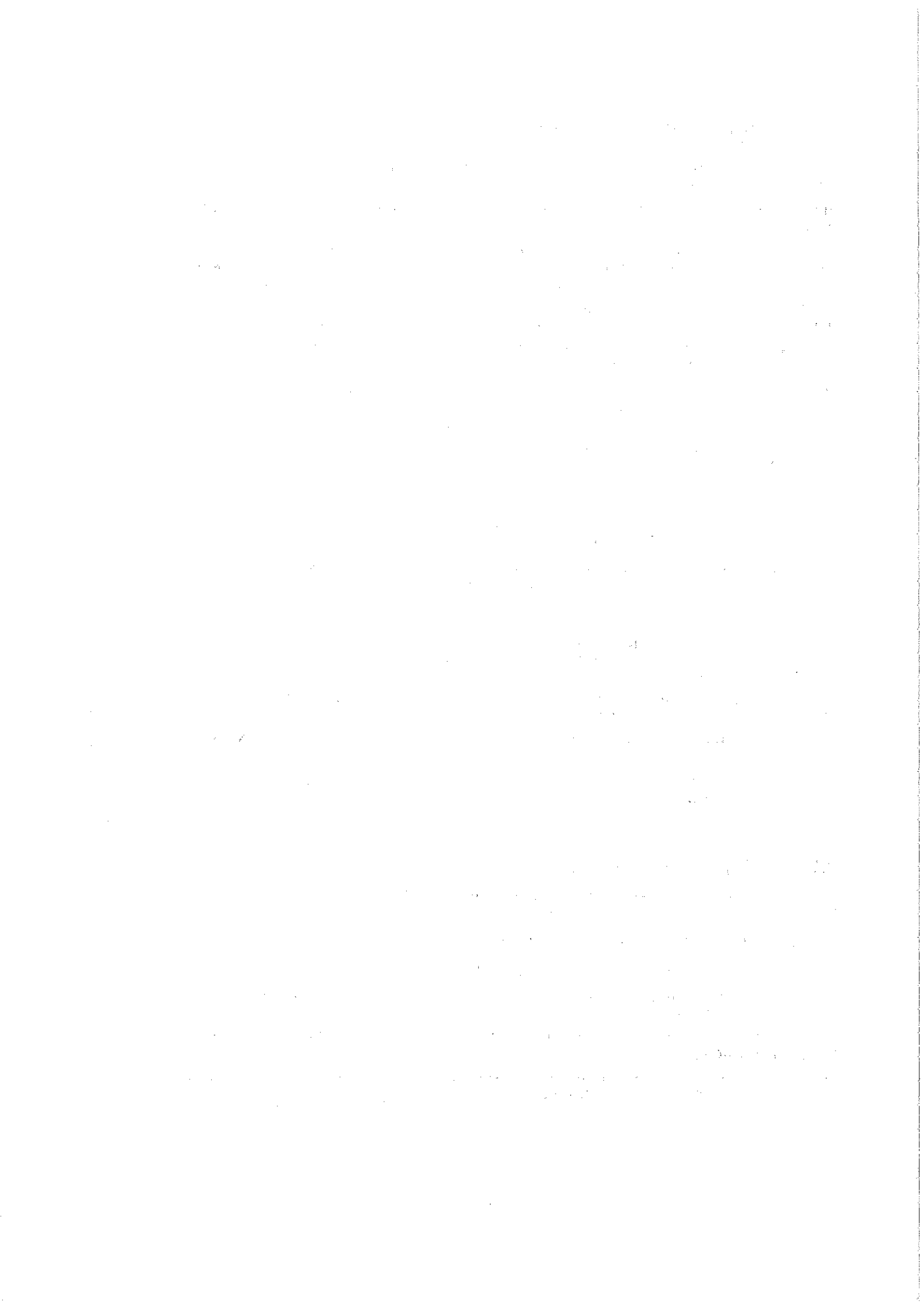
EQUÍNIDOS DE FACIES PROFUNDAS DEL CONIACIENSE SUPERIOR DEL PREPIRINEO CATALANO-ARAGONÉS (NE DE ESPAÑA): SISTEMÁTICA Y DISTRIBUCIÓN PALEOBIOGEOGRÁFICA Berrou, V. y Gallemí, J.	39
NUEVOS DATOS SOBRE LOS FORAMINÍFEROS DEL CUATERNARIO LITORAL DEL S DE LA PROVINCIA DE ALICANTE Blázquez, A.M. y Usera, J.	40
PALEOENVIRONMENTAL AND TAPHONOMICAL INTERPRETATION OF MIOCENE RHODOLITHS FROM PORTO SANTO (MADEIRA ARCHIPELAGO, PORTUGAL). PRELIMINARY DATA. Cachão, M., Rasser, M., Rodrigues, D. & Marques da Silva, C.	42
CENOMANIAN-TURONIAN AMMONITE FAUNAS FROM THE WEST PORTUGUESE BASIN Callapez, P.	44
SEDIMENTARY AND PALEOBIOLOGIC EVOLUTION OF THE WEST PORTUGUESE CARBONATE PLATFORM ACROSS THE CENOMANIAN-TURONIAN: AN OVERALL SYNTHESIS BASED ON PALEOBIOGEOGRAPHIC MAPS Callapez, P.	46
UMA ESPÉCIE NOVA, <i>LENTICULINA MONDEGOENSIS</i> MG. <i>FALSOPALMULA</i> (FORAMINIFERA), NO CALOVIANO-OXFORDIANO DO CABO MONDEGO Carapito, M.C.	48
ESTUDIO TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE GASTERÓPODOS TERRESTRES DEL DEPÓSITO DUNAR DE LA PUNTA DE LA LAJA (BAJAMAR, TENERIFE) Castillo, C., Sánchez Pérez, I. y Martín González, E.	50
NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY, PALAEOONTOLOGY AND ORGANIC PETROLOGY FROM MOUQUIM-CARVOEIRO PALAEOZOIC SYNFORM (PORTO-ALBERGARIA-A-VELHA SHEAR ZONE, NW OF PORTUGAL): TECTONOSTRATIGRAPHIC IMPLICATIONS Chaminé, H.I., Fernandes, J.P., Moço, L.P., Fonseca, P.E., Lemos de Sousa, M.J. & Ribeiro, A.	52
FABRICACIÓN DE LA MICROORNAMENTACIÓN DE LA CONCHA EN <i>MEGADICERAMUS? RANGATIRA</i> (INOCERAMIDAE, BIVALVIA) DE NUEVA ZELANDA Checa, A. y Crampton, J.	54
PRESENCIA DEL GÉNERO <i>DIACODEXIS</i> (ARTIODACTYLA, MAMMALIA) EN EL EOCENO INFERIOR DEL PREPIRINEO CATALANO-ARAGONÉS. Checa Soler, L.I.	56
MICROPALEONTOLOGIA, SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOCLIMA DEL LIMITE PLEISTOCENO-HOLOCENO EN EL OESTE DE SAN LUIS. ARGENTINA Chiesa, J.O., Strasser, E.N. y De Miguel, T.	57
MICROPALEONTOLOGIA Y CARACTERIZACIÓN DE PALEOSUELOS DEL PLEISTOCENO Y HOLOCENO EN LA SIERRA DE SAN LUIS. ARGENTINA Chiesa, J.O., Strasser, E.N. y Pano, H.R.	59
TAFONOMÍA DE LOS VERTEBRADOS DE LA FORMACIÓN SARMIENTO EN LA LOCALIDAD DE GRAN HONDONADA (EOCENO MEDIO), PATAGONIA, ARGENTINA Cladera, G., Ruigómez, E. y Ortiz Jaureguizar, E.	61
PALEOCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE GULF OF CADIZ DURING THE LAST GLACIAL CYCLE AS REVEALED BY COCCOLITHOPHORE ASSEMBLAGES Colmenero, E., Flores, J.A., Sierro, F.J., Löwemark, L. and Schoenfeld, J.	63
APORTACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS DE LOS FORAMINÍFEROS DEL MISSISSÍPPICO EN SIERRA MORENA (ESPAÑA) Cózar, P. y Rodríguez-Martínez, M.	65
FILICOFLORES BARREMIENSES DE LAS HOYAS (CUENCA, ESPAÑA). ASPECTOS TAXONÓMICOS, PALEOBIOLOGICOS, PALEOECOLÓGICOS Y TAFONÓMICOS Díez, C.	66
REVISIÓN DEL GÉNERO <i>ALUEVA</i> EN LA CORDILLERA IBÉRICA. ASPECTOS FILOGENÉTICOS Dies, M.E., Gozalo, R. y Liñán, E.	67
REVISIÓN NOMENCLATORIAL Y DEFINICIÓN DE LA EXTENSIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y TEMPORAL DEL TAXÓN <i>HEXASACCITES MUELLERI</i> (REINHARDT Y SCHMITZ, 1965) ADLOFF Y DOUBINGER, 1969 Díez, J.B., Broutin, J. y Ferrer, J.	68
REINTERPRETACIÓN DE LOS DATOS PALINOESTRATIGRÁFICOS Y MAGNETOESTRATIGRÁFICOS PARA EL LÍMITE ANISIENSE-LADINIENSE EN EL BUNTSANDSTEIN DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBÉRICA Díez, J.B. y Rey, D.	70
NATUREZA E TIPOLOGIA DAS BIOCONSTRUÇÕES COM ESPONGIÁRIOS SILICIOSOS DO TOARCIANO DA REGIÃO DE ANSIÃO (PORTUGAL) Duarte, L.V., Krautter, M., Jordan, K. & Baisch, V.	72
CONSIDERAÇÕES PALEOECOLÓGICAS SOBRE A MALACOFAUNA DULÇAQUÍCOLA DO CRETÁCEO DO BRASIL Elias Senra, M.C. & Hermida da Silva e Silva, L.	74
MACRÓFITAS AQUÁTICAS NA FORMAÇÃO MARÍLIA (CRETÁCEO SUPERIOR) DA BACIA BAURU, BRASIL Elias Senra, M.C. & Hermida da Silva e Silva, L.	76
ESPORAS MUROORNATI DEL CRETÁCICO INFERIOR DE PEÑACERRADA (ÁLAVA, ESPAÑA) Elorza, L. y Barrón, E.	78

DATOS Y CONODONTOS DE LA FORMACIÓN RICACABIELLO EN LA REGIÓN DEL PONGA Escribano-Balín, R. y Molleda-Muñoz, M.	80
A DEVONIAN PALYNOMORPH ASSEMBLAGE IN ALBERGARIA-A-VELHA (NW PORTUGAL): REGIONAL IMPLICATIONS Fernandes, J.P., Moço, L.P., Chaminé, H.I., Lemos de Sousa, M.J., Fonseca, P.E. & Ribeiro, A.	81
DESARROLLO DE UNA UNIDAD AUTOMATIZADA DE ANÁLISIS DE MICROFÓSILES PARA LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN SEDIMENTOS MARINOS Flores, J.A., Sierro, F.J., Gravalosa, J.M. y Ledesma, S.	83
EQUÍNIDOS DEL TRÁNSITO CONIACIENSE-SANTONIENSE DE LA SERIE DE OLAZAGUTIA (NAVARRA, N DE ESPAÑA): SISTEMÁTICA, BIOESTRATIGRAFÍA Y DISTRIBUCIÓN PALEOBIOGEOGRÁFICA Gallemí, J.	85
ICNITAS DE REPTILES VOLADORES (PTEROSAURIOS) CON IMPRESIONES DE LA PIEL EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS (N DE ESPAÑA) García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J. y Fernández, L.A.	87
PERFILES DE ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN STROMBUS ACTUALES, CUATERNARIOS Y PLIOCENOS González Delgado, J.A., Goy, J.L., Zazo, C., Civis, J. y Dabrio, C.J.	89
CARACTERÍSTICAS PALEOCEANOGRÁFICAS DE LOS NIVELES CON ALTO CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO DEL CUATERNARIO SUPERIOR DEL MAR DE ALBORÁN González Donoso, J.M., Comas, M.C., Linares, D., Martínez Ruiz, F. y Serrano F.	91
AALENIAN CALCAREOUS NANNOFOSSILS OF SÃO GIÃO AND SERRA DA BOA-VIAGEM SECTIONS (LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL): PRELIMINARY RESULTS Henriques, M. H. & Perilli, N.	93
ESTROMATÓLITOS DA LAGOA SALGADA, QUATERNÁRIO DO ESTADO RIO DE JANEIRO, BRASIL Hermida da Silva e Silva, L. & Elias Senra, M.C.	95
FORAMINÍFEROS DEL TOARCIENSE DE LA RAMBLA DEL SALTO (SIERRA PALOMERA, TERUEL) Herrero, C.	97
EL REGISTRO FÓSIL DEL YACIMIENTO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA, ESPAÑA) Jordá Pardo, J.F., Aura Tortosa, J.E., Pérez Ripoll, M., Rodrigo García, M.J. y Badal García, E.	98
UN NUEVO RASTRO DE DINOSAURIO SAURÓPODO EN LA SERIE JURÁSICA DE LOS ALREDEDORES DE LA PLAYA DE MERÓN (VILLAVICIOSA, ASTURIAS) Lires, J., Piñuela, L. y García-Ramos, J.C.	100
LA DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS VENÉRIDOS (VENERIDAE; BIVALVIA) EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL DURANTE EL PLIOCENO Lozano-Francisco, M.C. y Domènech, R.	102
NUEVAS APORTACIONES PALEONTOLÓGICAS DEL TRIÁSICO MEDIO DE CERDEÑA (ITALIA) Márquez-Aliaga, A., Gandin, A., Goy, A. y Plasencia, P.	103
PRIMEROS DATOS FAUNÍSTICOS DE LA UNIDAD TRIÁSICA (COMPLEJO MALÁGUIDE) DE CABO COPE (MURCIA, ESPAÑA) Márquez, L., Márquez-Aliaga, A., Pérez-López, A. y Plasencia, P.	105
ESTUDIO DE UN CICLO ANUAL DE LAS ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS EN EL LAGO CAICEDO DE YUSO/ARREO Martín-Rubio, M., Rodríguez-Lazaro, J., Anadón, P., Robles, F., Utrilla, R. y Vázquez, A.	107
DIENTES DE THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA Martínez, R., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., Luna, M. y Veigas, D.	109
PRIMER REGISTRO DE DIPLODOCIDAE Y CAMARASAURIDAE (SAURISCHIA: SAUROPODA) EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA Martínez, R., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., Luna, M. y Veigas D.	111
VÉRTEBRAS CAUDALES DE SAUROPODA Y THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA Martínez, R., García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., Luna, M. y Veigas D.	113
TORVOSAURUS SP. (DINOSAURIA: THEROPODA) IN THE LATE JURASSIC OF PORTUGAL Mateus, O. & Antunes, M.T.	115
VERTEBRADOS FÓSILES Y BIOESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL DUERO (CASTILLA Y LEÓN, ESPAÑA) Mazo, V., Jordá Pardo, J.F. y van der Made, J.	118
ACTIVIDAD MICROBIANA EN BIOCONSTRUCCIONES DEL PALEOZOICO: DOS EJEMPLOS DE SIERRA MORENA (CÓRDOBA, ESPAÑA) Menéndez, S. y Rodríguez-Martínez, M.	120
MORFOLOGIAS ABERRANTES EM CARAPAÇAS DE FORAMINÍFEROS BÉNTICOS DA RIA DE AVEIRO (NW PORTUGAL) - CAUSAS NATURAIS OU INFLUÊNCIA ANTRÓPICA Moreno, J. & Carapito, C.	122
ORIENTACIÓN DE VIDA EN AMMONITES CON ENROLLAMIENTO EXCÉNTRICO DEL JURÁSICO MEDIO Okamoto, T., Sandoval, J. y Checa, A.	124

O BAIXO MONDEGO COMO RECURSO EDUCATIVO NATURAL NO ENSINO DA PALEONTOLOGIA Oliveira, J. & Callapez, P.	126
DATOS PRELIMINARES SOBRE TAFOFACIES OXFORDIENSES EN LA ZONA PREBÉTICA (C. BÉTICA, S. ESPAÑA) Olóriz, F., Reolid, M. y Rodríguez-Tovar, F.J.	128
RELACIONES DE SIMILITUD, PALEOECOLOGÍA Y EXTINCIÓN DE LOS ABDERITIDAE (MARSUPIALIA, CAENOLESTOIDEA) Ortiz Jaureguizar, E.	130
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL) Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Pujalte, V., Monechi, S., Baceta, J.I., Angori, E., Payros, A., Apellaniz, E. y Caballero, F.	132
UN CASO DE FOSILIZACIÓN EXCEPCIONAL: INVERTEBRADOS CONSERVADOS EN VULCANITAS DEL CARBONÍFERO INFERIOR DE BADAJOZ (ESPAÑA) Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A. y Eguiluz, L.	134
NUEVAS APORTACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y LA PALEOBOTÁNICA DEL BARRANCO DE ALTO BALLESTER, RUBIELOS DE MORA, TERUEL Rubio, C. Ferrer, J. Roiron, P., Liñán, E. Y Diez, J.B.	136
BIVALVES DO MIOCÉNICO SUPERIOR DE CACELA (SE PORTUGAL): SIGNIFICADO TAFONÓMICO E PALEOAMBIENTAL Santos, A. & Boski, T.	138
ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS ÚLTIMOS HALLAZGOS DE CONOS REPRODUCTORES DE CONÍFERAS DEL CRETÁCICO INFERIOR (ALBIENSE) EN LA LOCALIDAD DE UTRILLAS (TERUEL, ESPAÑA) Sender, L.M., Diez, J.B. y Ferrer, J.	140
LA FLORA VASCULAR MARINA DEL KONSERVAT FOSSIL-LAGERSTÄTTE DEL PLIOCENO SUPERIOR DE CUEVAS DEL ALMANZORA (ALMERÍA, ESPAÑA) Sendra, J., De Renzi, M. y Fortea, F.A.	142
NUEVOS DATOS SOBRE MISTICETOS (MAMMALIA, CETACEA) EN EL PLIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (LEPE, HUELVA, ESPAÑA) Sendra, J., Muñiz, F., Mayoral, E. y De Renzi, M.	145
RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LAS AGUAS MARINAS SUPERFICIALES Y EL ENROLLAMIENTO EN <i>NEOGLOBOQUADRINA PACHYDERMA</i> (EHRENBERG) DURANTE EL PLEISTOCENO Y NEÓGENO SUPERIOR EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL Serrano, F., González Donoso, J.M., Linares, D., Ramallo, D. y Guerra-Merchán, A.	148
ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE FÓSILES EN LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LAS HOYAS (CRETÁCICO INFERIOR, SERRANÍA DE CUENCA) MEDIANTE CURVAS DE RAREFACCIÓN E ÍNDICES DE DIVERSIDAD Soriano, C., Ortega, F. y Fregenal-Martínez, M.A.	150
TANATOCENOSIS DE FORAMINÍFEROS EN LA CUEVA VOLCÁNICA SUBMARINA DE LOS JAMEOS DEL AGUA (LANZAROTE, ISLAS CANARIAS) Usera, J., Alberola, C. y Brito, J.M.	151
LA OBRA CIENTÍFICA DE GUILLEM COLOM CASASNOVAS EN LA COMUNIDAD VALENCIANA Usera, J. y Guillem, J.	153
ESTUDIO PALINOLÓGICO EN LA SECCIÓN PLIOCÉNICA DE OULAD MESSAOUD (CUENCA DE ASILAH, NW DE MARRUECOS) Valle Hernández, M. y Rivas Carballo, R.	155

AULA INFORMÁTICA.

EVOLUCIÓN DE LA GESTIÓN INFORMATIZADA DE LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES Caballero, J., Diéguez, C., Chicote, G., Montero, A. y Torres, Y.	159
EL PROYECTO ENHSIN: ESTADO ACTUAL Y PERSPECTIVAS Diéguez, C.	160
FÓSILSP@IN : PALEONTOLOGÍA EN LA RED Molina, A.	161
DESARROLLO DEL FICHERO DE TAXONES Y FORMACIONES DEL GTE 421. EJEMPLOS PRÁCTICOS Pardo Alonso, M.V. y Gozalo, R.	162
HERRAMIENTAS DE TRABAJO COLABORATIVO EN LA RED: BSCW E INVESTIGACIÓN PALEONTOLÓGICA Pardo Alonso, M.V.	163
TÉCNICAS MULTIMEDIA E PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO: O JURÁSSICO DO CABO MONDEGO (PORTUGAL) Rocha, R.C., Henriques, M.H. & Duarte, L.V.	164



SESIÓN PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO.

COLEÇÕES PALEONTOLÓGICAS EM PORTUGAL: O ESTADO DA ARTE E O PAPEL DO MUSEU DO IGM Brandão, J.M.	169
LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES-CSIC. ANTECEDENTES HISTÓRICOS, COMPOSICIÓN Y TRATAMIENTO Diéguez, C., Caballero, J., Chicote, G., Montero, A. y Torres, Y.	170
GEOMONUMENTO DA RUA SAMPAIO BRUNO, LISBOA. (BRIOZOÁRIOS DO MIOCÉNICO INFERIOR) Galopim de Carvalho, A.M.	171
COLECCIÓN PALEOBOTÁNICA DEL MIOCENO DE RIBESALBES (CASTELLÓN) EN EL MUSEO DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSITAT DE VALENCIA (MGUV) García-Fornier, A., Martínez-Pérez, C., Maroto, M.A. y Márquez-Aliaga, A.	173
LA PROTECCIÓN DEL PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO EN LA REGIÓN DE MURCIA (ESPAÑA) Iniesta Sanmartín, A. y Romero Sánchez, G.	174
ACTIVIDADES EDUCATIVAS RELACIONADAS CON EL PATRIMONIO GEOLÓGICO y PALEONTOLÓGICO EN ESPAÑA: EL PROYECTO GRECEL Meléndez, G. y Soria-Llop, C.N.	176
FÓSILES PALEOZOICOS Y DEL PRECÁMBRICO EN LA COLECCIÓN DE FÓSILES EXTRANJEROS DEL MUSEO GEOMINERO (ITGE) Menéndez, S., Arribas, A. y Rábano, I.	178
O PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO PORTUGUÊS E A SUA INTEGRAÇÃO NAS ÁREAS PROTEGIDAS DO TERRITÓRIO NACIONAL Oliveira, S. & Henriques, M. H.	180
ALGUNOS EJEMPLOS DE FOSILIZACIÓN EN INVERTEBRADOS Y PLANTAS DEL MUSEO GEOMINERO Rodrigo, A. y Rábano, I.	182
INTRODUCCIÓN AL INVENTARIO PALEONTOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MURCIA Romero Sánchez, G. y Mancheño Jiménez, M.A.	183
ASOCIACIONES FÓSILES REPRESENTADAS EN LOS MATERIALES MIOCENOS DE RUBIELOS DE MORA, TERUEL. UN BUEN EJEMPLO DEL RICO PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO ARAGONÉS Rubio, C., Ferrer, J. y Díez, J.B.	185

P.I.C.G. 410

DESCOBERTA DE LUMACHELAS COM LINGULÍDEOS NO ORDOVÍCIO DA SERRA DO MARÃO (NORTE DE PORTUGAL) Coke, C. & Gutiérrez-Marco, J.C.	189
ALGUNS FÓSSEIS RAROS OU POUCO CONHECIDOS DA FORMAÇÃO DE VALONGO (ORDOVÍCIO MÉDIO, NORTE DE PORTUGAL) Couto, H. y Gutiérrez-Marco, J.C.	191
PLUMULÍTIDOS (MACHAERIDIA) DE LA FORMACIÓN VALONGO (ORDOVÍCIO MEDIO, PORTUGAL) Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Couto, H. y Piçarra, J.M.	193
UN RARO TRILOBITES OLÉNIDO DEL ARENIG (ORDOVÍCIO INFERIOR) DE LA CORDILLERA ORIENTAL BOLIVIANA Rábano, I., Aceñolaza, G.F., Gutiérrez-Marco, J.C. y Villena, H.	195

P.I.C.G. 421

CONODONT COLOUR ALTERATION FROM SUBSURFACE PALAEOZOIC STRATA OF NORTH-WESTERN BULGARIA: BURIAL HISTORY AND HYDROCARBON EXPLORATION Boncheva, I., Sarmiento, G.N. and Yanev, S.	199
CONODONTOS Y DACRIOCONÁRIDOS DEL EMSIENSE EN SANTA CRUZ DE MUDELA, PROVINCIA DE CIUDAD REAL, ZONA CENTROIBÉRICA MERIDIONAL, ESPAÑA Bultynck, P., García-López, S., Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G. y Truyols-Massoni, M.	201
LAS MUTILACIONES LEGALES DEL LÍMITE PRAGUIENSE/EMSIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) Y SU ELUCIDACIÓN EN LAS CADENAS IBÉRICAS Carls, P. y Valenzuela-Ríos, J.I.	203
PRELIMINARY CORRELATION OF LATEST DEVONIAN AND EARLY CARBONIFEROUS MIOSPORE AND ACRITARCH ASSEMBLAGES IN NORTHERN GONDWANA AND SOUTHERN EURAMERICA: SOME PALAEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS Clayton, R., Wicander, G. y Pereira, Z.	205
SILURIAN AND DEVONIAN STRATIGRAPHY IN THE DORNES AREA, CENTRAL PORTUGAL Cooper, A.H., Romano, M., Dorning, K.J. and Evans, K.M.	206

NOTA PRELIMINAR SOBRE LOS OSTRÁCODOS DEL LOCHKOVIENSE Y PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) DE NIGÜELLA (ZARAGOZA, CADENAS IBÉRICAS) Dojen, C., Valenzuela-Ríos, J.I. y Carls, P.	208
SILURIAN AND DEVONIAN ACRITARCH BIOHORIZONS, DEPOSITIONAL SEQUENCES, PALAEOENVIRONMENTS, EPISODES AND EVENT STRATIGRAPHY Dorning, K.J.	210
THE CAMBRIAN SEHOU BLOCK, A CALEDONIAN TERRANE IN NORTHERN MOROCCAN MESETA El Hassani, A.	212
THE FRASNIAN - FAMENNIAN BOUNDARY EXTINCTION EVENT IN NORTH GONDWANAN TRILOBITES Feist, R.	214
ALVEOLÍTIDOS (CNIDARIA, TABULATA) DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA (NW DE ESPAÑA) Fernández-Martínez, E.M.	215
RELACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS ENTRE GONDWANA SEPTENTRIONAL Y BALTICA: LA FAUNA DE <i>IVANOTHYRIS HAVLICEKI</i> (ZONA CANTÁBRICA, EMSIENSE TERMINAL) García-Alcalde, J.L.	217
NUEVAS ESPECIES DE MYRIOSPIRIFER (BRAQUIOPODO, SPIRIFERIDINA EOSPIRIFERINAE) DEL DEVÓNICO INFERIOR (EMSIENSE SUPERIOR) DE ALASKA Y DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA (N DE ESPAÑA) Y DISTRIBUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL GÉNERO García-Alcalde, J.L. y Blodgett, R.B.	219
ESTUDIO PALINOLÓGICO DEL CARBONÍFERO SUPERIOR EN LA ZONA DE HONTORIA, NORESTE DE ASTURIAS (ESPAÑA) García Bartolomé, A., Rodríguez González, R.M. y Sánchez de Posada, L.C.	221
CONODONTOS DEL LÍMITE EMSIENSE INFERIOR/EMSIENSE SUPERIOR EN LA SUCESIÓN DEL RÍO ARAUZ (DOMINIO PALENTINO, NO DE ESPAÑA) García-López, S.	223
CONODONTOS DE LA FORMACIÓN NIEVA (LOCHKOVIENSE-PRAGUIENSE) EN LA REGIÓN DEL CABO PEÑAS, CORDILLERA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA García-López, S. y Sanz López, J.	225
STRATIGRAPHY OF THE SILURIAN-LOWER CARBONIFEROUS ROCK-UNITS IN KONYA AREA (KÜTAHYA-BOLKARDAG BELT, CENTRAL TURKEY) Göncüoğlu, M.C., Kozur, H.W., Turhan, N. & Göncüoğlu, Y.	227
BRIOZOOS DEL MOSCOVIENSE DE LA ZONA CANTÁBRICA. CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS González Álvarez, C. y Suárez Andrés, J.L.	229
NUEVOS DATOS SOBRE BRIOZOOS DEL CARBONÍFERO DE LA ZONA CANTÁBRICA González Álvarez, G. y Suárez Andrés, J.L.	231
MIDDLE AND UPPER DEVONIAN PALYNOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE SIERRA DE PERIJÁ, WESTERN VENEZUELA Harvey, C.	233
GAMMA SPECTROMETRIC AND MAGNETOSUSCEPTIBILITY LOGS FROM THE FRASNIAN PLATFORM LIMESTONES (MORAVIA): INDICATIONS OF THEIR LARGE CORRELATION POTENTIAL Hladil, J., Pruner, P., Ellwood, B.B. and Jansa, L.F.	235
BRUNOVISTULIAN TERRANE (CZECH REPUBLIC, MIDDLE EUROPEAN VARISCIDES) AND LOWER CARBONIFEROUS PALEOBIOGEOGRAPHY Kalvoda, J.	239
EARLY EMSIAN AMMONOIDS FROM THE EASTERN ANTI-ATLAS (MOROCCO) AND THEIR SUCCESSION Klug, C.	240
UNIQUE MORPHOLOGICAL FEATURES OF THE PINACITINAE HYATT 1900 (AMMONOIDEA) AND THEIR PALAEOECOLOGICAL IMPLICATIONS (DEVONIAN, MOROCCO) Klug, D.	242
BIOGEOGRAPHY OF PERMIAN AMMONOIDS Korn, D.	244
THE PALAEOZOIC AMMONOIDS OF THE SOUTH PORTUGUESE ZONE Korn, D.	246
TIMING AND SPEED OF CENTRAL VARISCAN UPLIFT DETERMINED BY GONIATITE BIOGEOGRAPHY IN THE EARLY CARBONIFEROUS Korn, D., Feist, R. & Matte, P.	248
CORRELATION OF THE CAMBRIAN TO DEVONIAN ROCK-UNITS IN THE EASTERN AND CENTRAL TAURIDE-ANATOLIDE PLATFORM, TURKEY: A REVIEW Kozlu, H. & Göncüoğlu, M.C.	249
BIOSTRATIGRAPHY, CORRELATIONS AND PALEOBIOGEOGRAPHY OF UPPER SILURIAN - LOWER DEVONIAN CHITINOZOANS OF NORTHERN GONDWANA Lakova, I.	251
PRODUCTOID BRACHIOPODS NEAR THE TOURNAISIAN-VISEAN BOUNDARY IN THE SAHARAN BASINS Legrand-Blain, M.	252
PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL) Le Menn, J., Gourvennec, R., Plusquellec, Y., Piçarra, J.M., Robardet, M., Oliveira, J.T. & Pereira, Z.	254
UTILIZACIÓN DE CONODONTOS PARA EL RECONOCIMIENTO DE PARACONFORMIDADES ESTRATIGRÁFICAS; UN EJEMPLO EN EL GIVETIENSE (DEVÓNICO MEDIO) DE RENANUÉ (PIRINEOS ARAGONESES) Liao, J.C., Valenzuela-Ríos, J.I. y Rodríguez, S.	256

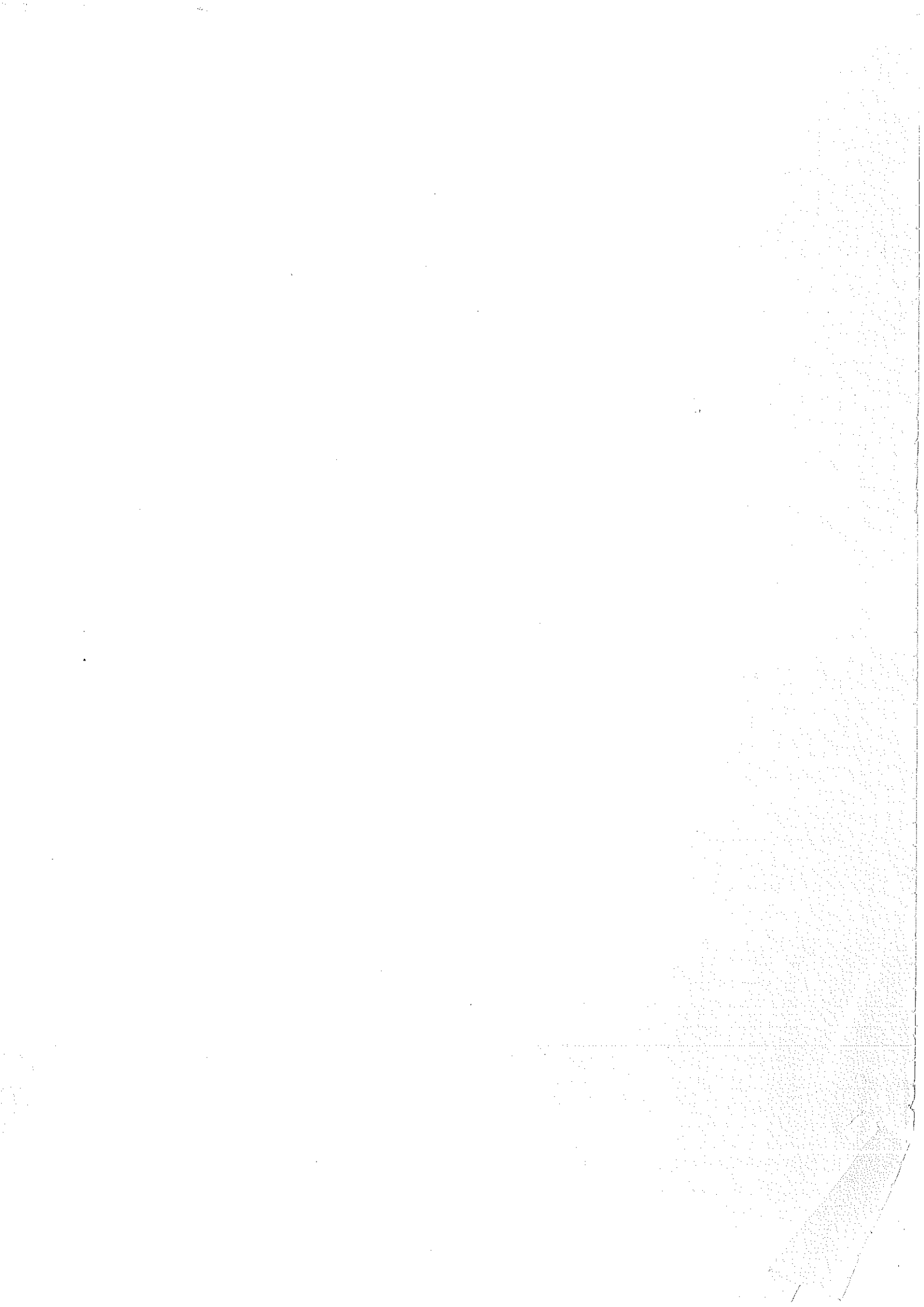
THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA Mistiaen, B., Gholamalian, H., Gourvenec, R., Plusquellec, Y., Bigey, F., Brice, D., Feist, M., Feist, R., Ghobadi Pour, M., Kebria-EE, M., Milhau, B., Nicollin, J.P., Rohart, J.C., Vachard, D. and Yazdi, M.	258
STRATIGRAPHY AND PALYNOLOGY OF THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY IN THE ZORRITAS FORMATION, ANTOFAGASTA REGION, NORTHERN CHILE Niemeyer, H. y Rubinstein, C.V.	260
PRESENCIA DEL GÉNERO <i>EOPARAPHORHYNCHUS</i> EN EL FAMENIENSE DE LA ZONA CENTROIBÉRICA SURORIENTAL (CIUDAD REAL, ESPAÑA) Pardo Alonso, M.V.	264
DESCOBERTA DO GÉNERO <i>POLONOGRAPTUS TSEGELNYUK</i> (GRAPTOLITHINA, MONOGRAPTIDAE), NO SILÚRICO DA PENÍNSULA IBÉRICA / FIRST EVIDENCE OF THE GENUS <i>POLONOGRAPTUS TSEGELNYUK</i> (GRAPTOLITHINA, MONOGRAPTIDAE) IN THE SILURIAN OF THE IBERIAN PENINSULA Piçarra, J.M. & Gutiérrez-Marco, J.C.	265
PALEOZOIC STRATIGRAPHY AND TECTONIC IN THE SOUTH OF OUGNAT PLUNT EASTERN ANTI ATLAS, MOROCCO Raddi, Y.	268
PALYNOLOGICAL ZONATION OF MID-PALAEOZOIC SEQUENCES FROM THE CANTABRIAN MOUNTAINS, NW SPAIN: IMPLICATIONS FOR INTER-REGIONAL & INTERFACIES CORRELATION OF THE LUDFORD/PRIDOLI AND SILURIAN/DEVONIAN BOUNDARIES AND PLANT DISPERSAL PATTERNS Richardson, J.B., Rodriguez, R.M. y Sutherland, S.J.E.	269
LA "CALIZA DE <i>SCYPHOCRINITES</i> " (SILÚRICO SUPERIOR) DEL NORTE DE SEVILLA: AVANCE DE RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS Y BIOESTRATIGRÁFICOS Robardet, M., Rábano, I., Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G.N. y Vanek, J.	270
PALINOESTRATIGRAFÍA Y MAGMATISMO DE LA SECCIÓN DE LA RIBERA DEL JARAMA, FAJA PIRÍTICA IBÉRICA, ZONA SURPORTUGUESA, PROVINCIA DE SEVILLA Rodríguez, R.M. y Díez, A.	273
MIDDLE DEVONIAN PALYNOMORPHS FROM THE SAN JUAN PRECORDILLERA, ARGENTINA: BIOSTRATIGRAPHY AND PALEOBIOGEOGRAPHY Rubinstein, C.V.	274
ESTRATIGRAFÍA Y CONODONTOS DEL DEVÓNICO INFERIOR DEL SINCLINAL DEL CAUREL-PEÑALBA (NO DE ESPAÑA) Sanz López, J., Expósito Vaqueiro, C.M. y Montesinos, J.R.	276
CONODONTOS DEL WENLOCK DEL MACIZO DEL MARIMANYA, PIRINEO CENTRAL Sanz-López, J. y Palau Ramírez, J.	278
CONODONTOS DE LA CALIZA URBANA (ASHGILL) DE SIERRA MORENA ORIENTAL (ZONA CENTROIBÉRICA) Sarmiento, G.N., Leyva, F., Gutiérrez-Marco, J.C. y del Moral, B.	280
CONODONTOS DE LA FORMACIÓN FERRADOSA (ASHGILL), SERRA DO BUÇACO, ZONA CENTRO IBÉRICA PORTUGUESA Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M. y Piçarra, J.M.	282
CONODONTES DO SILÚRICO (SUPERIOR?)-DEVÓNICO NOS "MÁRMORES DE ESTREMOZ", SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS (ZONA DE OSSA MORENA, PORTUGAL). IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAS A NÍVEL REGIONAL / UPPER SILURIAN(?)-DEVONIAN CONODONT REMNANTS FROM THE ESTREMOZ MARBLES, ESTREMOZ- BARRANCOS SECTOR, OSSA MORENA ZONE, PORTUGAL. REGIONAL STRATIGRAPHIC AND STRUCTURAL IMPLICATIONS Sarmiento G.N., Piçarra, J.M. e Oliveira, J.T.	284
CONODONTOS DEL CARADOC (ORDOVÍCICO SUPERIOR) DEL MACIZO HESPÉRICO Sarmiento, G.N., Robardet, M. y Gutiérrez-Marco, J.C.	286
SCARCITY AND PROBLEMATIC CORRELATION VALUE OF PRESENT INDEX SPECIES IN CONODONT STRATIGRAPHY OF THE PRAGIAN STAGE (LOWER DEVONIAN) Slavik, I.	288
CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS SOBRE LOS BRIOZOOS DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA (ASTURIAS, NW DE ESPAÑA) Suárez Andrés, J.L. y González Álvarez, M.A.	291
<i>FENESTRAPORA</i> HALL, 1885 (BRYOZOA) DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA Suárez Andrés, J.L. y González Álvarez, M.A.	293
UNA NUEVA ESPECIE DE <i>VOLYNITES</i> (TENTACULÍTIDO, VOLYNITIDAE) DEL DEVÓNICO INFERIOR DE ALASKA Truyols-Massoni, M. y Blodgett, R.B.	295
¿ES POSIBLE UNA CARACTERIZACIÓN ICTHYOLÓGICA DEL LÍMITE LOCHKOVIENSE/PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) EN ARAGÓN? Valenzuela-Ríos, J.I. y Botella, H.	297
INVESTIGATION OF A POSSIBLE MICROFLORAL EXTINCTION EVENT AT THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY Wagner, P., Clayton, G., Perreira, Z., Wicander, R., Finucane, D. y Higgs, K.	299

LISTA DOS AUTORES E COMUNICAÇÕES REALIZADAS / LISTA DE AUTORES Y COMUNICACIONES REALIZADAS	301
ENDERECOS / DIRECCIONES PARTICIPANTES.	331

2000
10/10/00

TEMA MONOGRÁFICO.

"Paleontologia em Portugal: História e colaborações Espanha-Portugal "
"Paleontología en Portugal: Historia y colaboraciones España-Portugal"



PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE MARLS OF MEM MONIZ (ALGARVE, PORTUGAL) BASED ON DIATOMS, CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PLANKTONIC FORAMINIFERA. STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Cachão, M.¹, Barcena, M.A.², Sierro, F.², Flores, J.A.² & Marques da Silva, C.¹

- 1 Departamento and Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal (mcachao@fc.ul.pt; Paleo.Carlos@fc.ul.pt).
- 2 Departamento de Geologia, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, Spain (mbarcena@gugu.usal.es; sierro@gugu.usal.es; flores@gugu.usal.es).

Introduction

The whitish marls of Mem Moniz outcrops on the central sector of Algarve (Southern Portugal), around 9 kilometers to the north-northeast of Albufeira. This unit contacts by unconformity with Lower Cretaceous marls and sandstones, being currently limited to a one square kilometer elliptical area, at the present day altitude of 70 to 80 m above mean sea level. This was one of the last units to be recognized as a Miocene marine deposit in the Algarve region because classical authors failed to distinguish its lithofacies from a commonly found weathering product of Jurassic limestones (the "caliço" in Carvalho & Prates, 1983-85). Only in the beginning of the 70's (S. Prates, *verbatim*), during the sedimentological characterization of the Mem Moniz *caliços* a rich microfossil assemblage of Miocene age was surprisingly recognized (Romariz *et al.*, 1979). Since then this unit has received considerable interest due to its lito and biofacies uniqueness, namely the absence of macrofossils (both body and trace fossils) commonly found in all the other Miocene marine units of Algarve. On the other hand its fine marlish texture (Cachão, 1995) together with its inland position relative to the majority of the other shallow marine Miocene deposits, mainly clustered along present day coastal area, seemed to be a paradox.

A significant part of the carbonate content (around 40 %) of the white marls of Mem Moniz is biogenic (calcareous nannofossils, benthic and planktonic foraminifera and rare ostracods) associated to a less important siliceous biogenic component (around 10%) mainly constituted by diatoms and sponge spicules) (Romariz *et al.*, 1979; Antunes & Pais, 1992; Cachão, 1992). Rare fish remains (mainly scales) can also be found (Antunes *et al.*, 1981). In some sectors, the partial diagenetic dissolution of these siliceous microfossils produced several interstratified gray-greenish siliceous nodular thin layers inside the marls.

Stratigraphy

The stratigraphical position of the marls of Mem Moniz and its correlation with other Miocene marine units of Algarve have been subjected to some discussion. Romariz *et al.* (1979) correlate Mem Moniz with the biozonal interval N8 – N9 of Blow, between the Late Burdigalian and the Early Langhian while Antunes *et al.* (1981) refer that its age should be Tortonian, not earlier than biozone N16 of Blow. Cachão (1992, 1995) delimited the temporal distribution of Mem Moniz to the subzone CN5a of Okada & Bukry, compatible with a Middle Serravalian age. Recently Antunes *et al.* (1997) presented a planktonic foraminifera ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic age of 12.5 (+0.7-1.7) Ma referring that similar ones are widespread around the Mediterranean, namely in the Guadalquivir Basin (Antunes *et al.*, *in press*).

Studied section and methods

Although generally subhorizontal an approx. 20° SE tilted section between faults displays more than 17 meters thick continuous sequence that was sampled for this study. The initially collected 41 samples were subsequently treated for Diatoms and Calcareous nannofossils observations following the laboratorial procedure of Barcena & Flores (1990) and for Planktonic Foraminifera. Factorial Analysis was subsequently applied to the quantitative data (diatom valves/gr; nannoliths/mm²/0.01 gr).

Paleoenvironment

Two pulses of siliceous organisms are distinguished. Diatoms are abundant at the base and top, and scarce in the middle part of the section. The calcareous nannofossils are relatively abundant at the base of the section and tend to diminish of abundance towards the top, showing significant oscillations throughout the section.

The siliceous flora is dominated by *Chaetoceros* RS, *Paralia sulcata* and *Thalassionema nitzschioides*, meroplanktonic and planktonic species commonly occurring in coastal upwelling areas. Similar assemblages can still be found in Holocene surface sediments from the Algarve coast (Abrantes, 1988). Calcareous nannofossils are dominated by Noelaerhabdaceae (mainly Reticulofenestrads) followed by Coccolithaceae (mainly *Coccolithus pelagicus*) and Helicosphaeraceae. The absence of asteroliths indicate shallow environmental conditions.

Although other Miocene Diatom-rich sediments occur in the Guadalquivir Basin (namely in the Porcuna section) their Diatom assemblages are dominated by planktonic species such as *T. nitzschioides*, *Thalassiothrix* and small *Thalassiosira* sp., which has been related with an oceanic front more than coastal upwelling. Therefore, by comparing the fossil diatom assemblages from both sections (Mem Moniz and Porcuna), several paleoecological discrepancies have been recorded.

These results are further compared and discussed with results from Planktonic Foraminifera.

References

- Abrantes, F.G. (1988) - "Diatom Assemblages as upwelling indicators in surface sediments off Portugal". *Marine Geology*, **85**: 15-39.
- Antunes, M.T.; Bizon, G.; Nascimento, A. & Pais, J. (1981) - "Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), et l'évolution géologique regionale". *Ciências da Terra (U.N.L.)*, Lisboa, **6**: 153 - 168.
- Antunes, M.T. & Pais, J. (1992) - "The Neogene and Quaternary of Algarve". In "Atlantic General Events During Neogene" I Cong. RCANS, *Ciências da Terra (U.N.L.)*, N° esp.II: 57 - 66.
- Antunes, M. T. Elderfield, H.; Legoinha, P. & Pais, J. (1997) - The Neogene of Algarve. Excursion 2 Field Trip Guide: The Guadalquivir Basin and Algarve (Spain, Portugal). *Second Congress R.C.A.N.S.*, Salamanca: 37-55.
- Bárcena, M. & Flores, J.-A. (1990) - "Ensayo de una técnica para preparación y cuantificación de Diatomeas fósiles". *Actas IV Jorn. Paleontología*, Salamanca: 75 - 83.
- Cachão, M. (1992) - "A Formação Miocénica de Mem Moniz (Algarve, Portugal)". *Actas Cong. Geol. España*, Salamanca, T. I: 492-496.
- Cachão, M. (1995) - Utilização de Nanofósseis calcários em Biostratigrafia, Paleocanografia e Paleocologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicus*. *PhD Thesis University of Lisbon*, 356 p. (unpubl.)
- Carvalho, G. & Prates, S. (1983-85) - "Sobre a ocorrência de Calços no Algarve". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, **XXIV**: 21 - 24.
- Romariz, C.; Correia, F.; Prates, S. (1979) - "Contributions a la Connaissance de l'Algarve (Portugal) II. Un nouveaux facies du Miocène". *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc.*, Lisboa, **16** (1): 265 - 271.

PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO DE CACELA (MIOCENICO SUPERIOR), ALGARVE, PORTUGAL: DADOS PRELIMINARES

Cachão, M.¹, de Gibert, J.M.², Mayoral, E.³, Muñiz, F.³ y da Silva, C.M.¹

- 1 Departamento e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Rua da Escola Politécnica 58, P-1294 Lisboa CODEX, Portugal.
- 2 Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, E-08028, Barcelona, Espanha.
- 3 Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus Universitario de La Rabida, Palos de la Frontera s/n, 21819, Huelva, Espanha.

INTRODUÇÃO

Os estudos paleoicnológicos em fácies siliciclásticas do Neogénico superior marinho em Portugal são escassos e dispersos (Silva *et al.*, 1995; Gibert *et al.*, 1998; Muñiz *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 1999 y Domènech *et al.*, 1999). No presente trabalho são apresentados dados preliminares sobre o estudo de pistas fósseis (estruturas de bioturbação) do Sul de Portugal, nomeadamente dos sectores oriental (Praia Verde, Cacela Fábrica e Ribeira de Cacela) e central (Ólhos de Agua e Praia de Oura) do Algarve (Figura 1A).

ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO

Na orla sul de Portugal o Neogénico marinho encontra-se representado ao longo de todo o litoral da região do Algarve (Figura 1A). Estes afloramentos têm continuação no SW de Espanha, no Neogénico superior da Bacia de Guadalquivir. Concretamente, as jazidas estudadas pertencem à Formação de Cacela. Caracterizada por fácies marinha pouco profunda, constitui o termo inferior, transgressivo, da sequência siliciclástica superior, mio-pliocénica (Cachão, 1995; Cachão & Silva, *no prelo*). É constituída essencialmente por arenito fino, micáceo ("areola"), encontrando-se subdividida em três membros (Figura 1B): Membro inferior (idade Tortoniano superior), Membro médio y superior (idade Tortoniano superior-Messiniano). O conjunto de pistas fósseis reconhecidas em cada uma das jazidas estudadas estão representados na Figura 2.

ICNOASSOCIAÇÕES

Foram estabelecidas duas icnoassociações:

1) *Ícnoassociação de Gyrolithes-Thalassinoides*: é característica dos níveis de argilas arenosas. As paleoicnocenoses que englobam são caracterizadas pela presença de *Gyrolithes variabilis* e *Thalassinoides* ichnosp. indet., constituindo sistemas intergradativos. Aparecem associados igualmente: *Gyrolithes* ichnosp. indet., *Palaeophycus* ichnosp. indet., *Phycodes* ichnosp. indet., *Spongiomorpha chevronensis*, *S. sicula*, *S. sinuostriata*, *S.* ichnosp. indet. e *Teichichnus?* ichnosp. indet.

2) *Ícnoassociação de Ophiomorpha nodosa*: representada em litofácies cuja textura é caracterizada por arenas finas a muito finas, micáceas ("areolas") com paleoicnocenoses dominadas por *Ophiomorpha nodosa*. Também são frequentes: *Gyrolithes nodosus*, *Palaeophycus* ichnosp. indet., *Planolites* ichnosp. indet., *Psilonichnus?* ichnosp. indet. e *Skolithos linearis*.

Ambas as icnoassociações traduzem o carácter marinho de pequena profundidade da Fm. de Cacela nas áreas estudadas. A icnoassociação de *Gyrolithes-Thalassinoides* parece ter um forte controlo pela natureza do substrato, desenvolvendo-se em horizontes de fundos endurecidos ("firm grounds"), de baixa energia, ocorrendo a tecto das sequências argilo-arenosas do membro médio da Formação, em resultado de paragens na sedimentação. A icnoassociação de *Ophiomorpha nodosa* corresponde a substratos brandos ("soft ground"), mais instáveis, de energia moderada.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é uma contribuição do *Grupo de Investigación RNM 0219 "G.I. NATURALAND"* da Junta de Andalucía e do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (PROXYPAL) e Acções Integradas Luso-Espanhola HP95-46/HP96-60.

BIBLIOGRAFÍA

- Cachão, M. (1995): Utilização de Nanofósseis calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia. Dissert. Doutoramento Fac. Ciências Univ. Lisboa: 356 pp. (inédito).
- Cachão, M. & Silva, C. (no prelo): The three main marine depositional cycles of the Neogene of Portugal. *Ciencias da Terra*.
- Doménech, R.; Silva, C.M. da; Cachão, M. & Martinell, J. (1999): Una Megasuperficie bioerosionada en Oura (Albufeira): Implicaciones para la evolución sedimentaria del Mioceno del Algarbe (S de Portugal), *Actas XV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, ITGE*, 26(1): 226-230.
- Gibert, J.M.; Silva, C.M. da & Cachão, M. (1998): Icnofábrica de Ophiomorpha/Conichnus en el Mioceno inferior de Cristo-Rei (Almada, Portugal): implicaciones paleoambientales, *Revista Española de Paleontología, Madrid*, 13(2): 251-259.
- Muñiz, F.; Mayoral, E. y Rodríguez, J. (1998): Nuevo registro de Spongiomorpha sicula (D'Alessandro & Bromley, 1995) en el Mioceno superior de la Península Ibérica. *Libro de Comunicaciones de las XIV Jornadas de Paleontología, Tenerife*: 135-138.
- Silva, C.M. da; Cachão, M.; Martinell, J. & Doménech, R. (1995) – Estruturas bioerosivas como indicadores de paleolitorais rocosos. O exemplo do Miocénico da Foz da Fonte (Sesimbra, Portugal). *Dados preliminares. Mem. Museu Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, 4: 133-137.
- Silva, C.M. da; Cachão, M.; Martinell, J. & Doménech, R. (1999) – Bioerosional evidence of rocky paleoshores in the Neogene of Portugal. *Bull. Geological Society of Denmark, Copenhagen*, 45: 156-160.

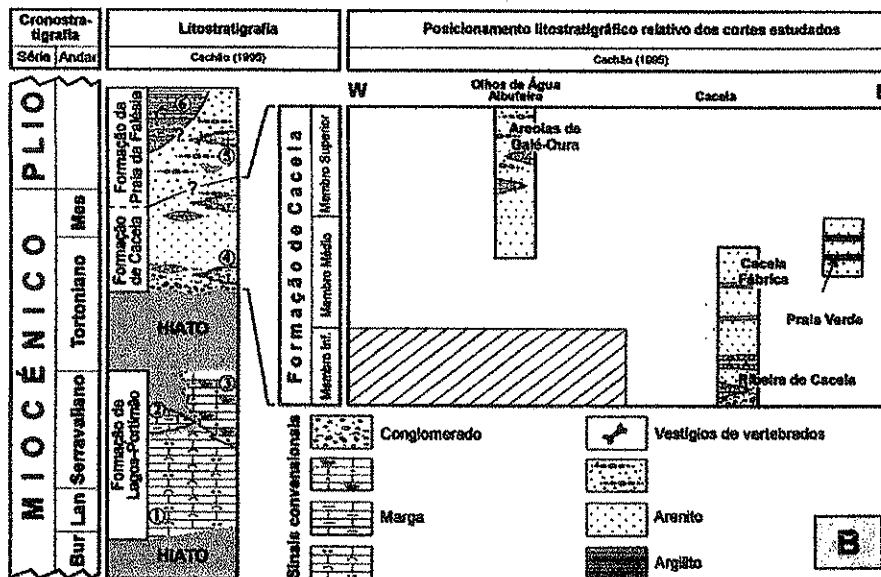
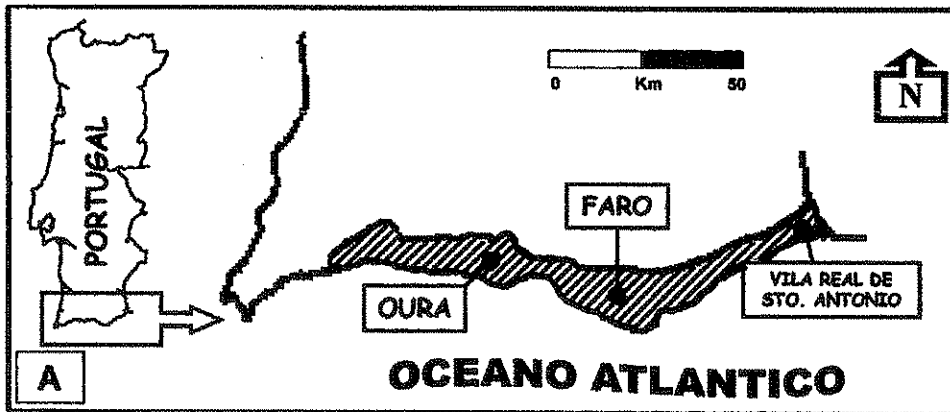


Figura 1. A: Localização geográfica da zona estudada; B: Quadro sinóptico do posicionamento litoestratigráfico relativo dos cortes estudados (adaptado de Cachão, 1995).

ICNOFÓSSEIS	RIBEIRA DE CACELA	CACELA FÁBRICA	PRAIA VERDE	OLHOS DE ÁGUA PRAIA DE OURA
<i>Gyrolithes nodosus</i>	✓		✓	✓
<i>G. variabilis</i>			✓	
<i>G. isp.</i>		✓	✓	
<i>Ophiomorpha nodosa</i>	✓	✓	✓	✓
<i>Palaeophycus isp.</i>			✓	✓
<i>Phycodes isp.</i>			✓	
<i>Planolites isp.</i>				✓
<i>Psilonichnus? isp.</i>				✓
<i>Skolithos linearis</i>				✓
<i>Spongiomorpha chevronensis</i>			✓	
<i>S. sicula</i>			✓	
<i>S. sinuostriata</i>			✓	
<i>S. isp.</i>			✓	
<i>Teichichnus? isp.</i>		✓		
<i>Thalassinoides isp.</i>		✓	✓	✓

Figura 2. Distribuição das icnospécies reconhecidas nas zonas estudadas

ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFROS DEL AALENIENSE EN LOS MÁRGENES ORIENTAL Y NOROCCIDENTAL DE LA PLACA IBÉRICA: IMPLICACIONES BIOGEOGRÁFICAS Y BIOESTRATIGRÁFICAS

Canales, M.A.¹, Henriques, M.H.² y Ureta, S.¹

1 Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria, 28040, Madrid, España.

2 Dpto. de Ciências da Terra. Centro de Geociências, Universidade de Coimbra, 3049-Coimbra Codex, Portugal. Proyecto PRAXIS XXI/P/CTE/11128/1998.

En este trabajo nos proponemos analizar e interpretar los cambios en la estructura taxonómica que presentan las asociaciones de foraminíferos durante un periodo de tiempo, el inicio del Jurásico Medio, caracterizado por los cambios eustáticos que tienen lugar a escala global. Durante el Aalenense se produjeron fluctuaciones en el nivel del mar que dieron como resultado un notable descenso del mismo. Simultáneamente se desarrolló una marcada inestabilidad tectónica, que queda reflejada en las numerosas discontinuidades sedimentarias presentes en los depósitos de esta edad, en la mayor parte del ámbito europeo.

Las asociaciones registradas de foraminíferos en los materiales del Aalenense en el dominio boreal, se caracterizan por estar constituidas por formas con modos de vida bentónicos. Así, al estar tan íntimamente ligados al medio que ocuparon, estos microfósiles presentan un notable potencial como indicadores de diferentes condiciones ambientales y paleogeográficas, ya que la composición de las asociaciones se ve afectada por los cambios en dichas condiciones. Por esta razón, el objetivo de este trabajo es analizar las variaciones en los diferentes grupos taxonómicos de las asociaciones estudiadas, tanto a lo largo del tiempo, a un nivel de máxima resolución, como en las distintas áreas investigadas, en relación con las condiciones ambientales en cada una de ellas. Este análisis ha sido factible gracias a disponer de una detallada escala biocronoestratigráfica, basada en el abundante registro de fósiles de ammonoideos existentes en las áreas estudiadas. Las sucesivas asociaciones de ammonoideos han permitido identificar, en los materiales del Aalenense, sus 4 biozonas y las correspondientes subbiozonas de las mismas: Biozona Opalinum (Subbiozonas Opalinum y Comptum), Biozona Murchisonae (Subbiozonas Haugi y Murchisonae), Biozona Bradfordensis (Subbiozonas Bradfordensis y Gigantea) y Biozona Concavum (Subbiozonas Concavum y Limitatum).

Se han seleccionado 3 secciones especialmente representativas, situadas en cuencas desarrolladas en torno a la Placa Ibérica y con condiciones paleogeográficas bien diferenciadas: la sección de Moyuela (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica), en el margen oriental, sería representativa de condiciones de plataforma somera, con cierto grado de restricción episódica; Tudanca (Cordillera Vasco-Cantábrica occidental), presenta condiciones de plataforma relativamente abierta y profunda, y Cabo Mondego (Cuenca Lusitánica), cuyas características representan condiciones indicativas de ambientes oceánicos abiertos.

En la sección de Moyuela se han analizado 15 asociaciones de foraminíferos, que se caracterizan por presentar un elevado número de ejemplares y taxones. Todas ellas están dominadas por los representantes del suborden Lagenina, y presentan una marcada homogeneidad taxonómica a lo largo del intervalo estratigráfico estudiado, observándose una lenta y progresiva sustitución de especies típicas del Jurásico Inferior por especies características del Jurásico Medio.

En la sección de Tudanca también se han analizado 15 asociaciones de foraminíferos, muy ricas y diversificadas, especialmente en las Biozonas Murchisonae y Bradfordensis. La mayoría de ellas están dominadas por los representantes del suborden Lagenina, pero en algunas se puede apreciar un aumento significativo de los representantes del suborden Spirillinina, coincidiendo con momentos de profundización relativa en la cuenca.

En la sección de Cabo Mondego se han estudiado un total de 28 asociaciones de foraminíferos, que se caracterizan por presentar, en líneas generales, un menor número de

ejemplares y taxones que en las dos secciones precedentes. Además, también se observan diferencias en la composición de dichas asociaciones, ya que en la mayoría de ellas los representantes del suborden Spirillinina alcanzan importantes porcentajes, no estando tan claramente dominadas por los representantes del suborden Lagenina.

En definitiva, se ha constatado que las asociaciones de foraminíferos en las 3 áreas estudiadas muestran diferencias significativas, relacionadas tanto con la riqueza taxonómica como con la abundancia de ejemplares, que se pueden relacionar con los diferentes parámetros ambientales que debieron desarrollarse en dichas áreas.

SÍNTESIS PALEONTOLÓGICA DEL TORTONIENSE SUPERIOR DE CACELA (ALGARVE, PORTUGAL)

Civis, J.^{1a}, Pais, J.^{2b}, González Delgado, J.A.^{1c} y Legoinha, P.^{2d}

1 Departamento de Geología (Paleontología). Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España

2 Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Quinta da Torre, P-2825-114, Caparica, Portugal
a: civis@gugu.usal.es; b: jpp@mail.fct.unl.pt; c: angel@gugu.usal.es; d: pal@mail.fct.unl.pt

El yacimiento de Cacela constituye el más completo en cuanto a abundancia y diversidad de Moluscos en el Mioceno de Portugal. Los niveles inferiores, los más ricos en Moluscos, fueron estudiados por Pereira da Costa (1866-67), Chavan (1940) y Boucart & Zbyszewski (1940). Trabajos posteriores de Antunes et al. (1981, 1990, 1997, 2000), Pais (1982, 1991), González Delgado et al. (1995), Cachão (1995), Santos & Boski (1998), González Delgado & Civis (2000), han añadido información sobre la estratigrafía, edad, tafonomía, paleoecología, palinología, nanoplancton calcáreo, foraminíferos planctónicos y bentónicos, ostrácodos, peces, e isótopos estables de C, O y Sr. La importancia paleontológica del yacimiento lo refleja también el hecho de formar parte de los itinerarios de las guías de campo de los congresos internacionales sobre el Neógeno Atlántico (RCANS) de la última década (Antunes & Pais, 1992; Antunes et al., 1997).

Litológicamente está formado por conglomerados, arenas y limos, y constituye la localidad tipo del tramo inferior de la Formación Cacela. Los Foraminíferos planctónicos *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides extremus*, *Globorotalia scitula*, *G. pseudomiocenica*, *G. menardii*, *Globoquadrina altispira*, *Neoglobobadrina acostaensis* y *N. humerosa* indican una edad N16-17 de Blow, Tortoniense superior. El Nanoplancton calcáreo corrobora esta edad (Cachão, 1995). El yacimiento forma parte del cortejo transgresivo (Transgressive Systems tract) del ciclo eustático global 3.2 de Haq et al., (1987), y de la base de la secuencia deposicional "B" definida en la Cuenca del Guadalquivir por Sierro et al. (1990). La fragmentación pre-enterramiento de la macrofauna es alta, la abrasión moderada, la bioerosión y bioincrustación son bajas. Estadios de crecimiento y estructuras delicadas conservadas son comunes. En ocasiones se aprecian concentraciones de conchas con impronta tafonómica que sugiere ambientes sedimentarios marinos muy someros sometidos a la acción esporádica de tormentas (González Delgado et al., 1995) que removilizan el fondo y redepositan los Moluscos. Se conocen más de 160 especies de malacofauna, representada por igual por Gasterópodos y Bivalvos. Los Veneridae, Turritellidae, Nassaridae, Naticidae, Lucinidae, Tellinidae, Cardiidae y Turridae son los grupos de mayor diversidad, y Turritellidae, Veneridae, Naticidae, Trochidae, Nuculanidae y Ringiculidae los más abundantes en individuos. La asociación malacológica indica ambientes marinos someros cálidos de salinidad cercana a la normal. Estudios de perfiles isotópicos de C y O en el bivalvo *Megacardita jouanneti* sugieren un rango anual de temperaturas de alrededor de 9° C, y cierta influencia de aguas continentales (González Delgado & Civis, 2000).

Los Foraminíferos bentónicos son abundantes pero poco diversificados en los niveles de concentración de Moluscos. Los más importantes corresponden a *Ammonia beccarii* y *Nonion boueanum*. En menor proporción destacan *Elphidium crispum*, *Lobatula lobatula*, Discorbidae y algunos Nodosariidae. Estas formas están representadas básicamente por conchas grandes. La baja diversidad puede estar influenciada por procesos de selección por lavado en los niveles de concentración malacológica. Por el contrario, los niveles superiores del yacimiento (Fábrica), apenas sin Moluscos (con importante disolución fosildiagenética), son más ricos en Foraminíferos bentónicos y planctónicos, con un elevado número de especies (cercano al centenar), entre los que destacan, dentro de los bentónicos, los Bulimínidos, Bolivínidos, Uvigerínidos y *Valvulineria bradyana*. Los taxa presentes en todo el yacimiento, junto con el incremento en plancton en los niveles superiores sugieren un ambiente marino somero con una profundización hacia el techo de la sección.

Agradecimientos.

Trabajo financiado por los Proyectos Praxis XXI (FCT, MCT) y DGES PB-96-1319

Bibliografía

- Antunes, M.T., Bizon, G., Nascimento, A. & Pais, J. (1981) - Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal) et l'évolution géologique régionale. *Ciencias da Terra (UNL)* 6: 153-168.
- Antunes, M.T., Cívís, J., Dabrio, C.J., Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Flores, J.A., Pais, J. & Valle, M.F. (1990) - El Neógeno del Algarve (Portugal) y de la cuenca del Guadalquivir (España). *Actas de Paleontología Univ.Salamanca* 68: 65-73.
- Antunes, M.T., Elderfield, H., Legoinha, P. & Pais, J. (1997) - The Neogene of Algarve. In González Delgado, Sierro & Pais (coords) *The Guadalquivir basin and Algarve. Field trip guide 2 RCANS Congress, Salamanca, 37-55.*
- Antunes, M.T. & Pais, J. (1992) - The Neogene and Quaternary of Algarve. *Ciencias da Terra* num. esp. II: 57-72
- Antunes, M.T., Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L. & Stevens, M. (2000) - The Neogene of Algarve (Portugal). *Ciências da Terra(UNL)*, 14, in press.
- Boucart, J. & Zbyszewski, G. (1940) - La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal, XXI*: 3-61.
- Cachão, M. (1995) - Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico del Algarve (Portugal) e do Mediterraneo Occidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicos*. Dissert. Doutor. Fac. Ciências Lisboa, 356p.
- Chavan, A. (1940) - Les fossiles du Miocène supérieur de Cacela. *Com. Serv. Geol. Portugal, XXI*, 61-106.
- González Delgado, J.A., Andrés, I., & Sierro, F.J. (1995) - Late Neogene Molluscan faunas from the NE Atlantic (Portugal, Spain, Morocco). *Geobios* 28: 459-471.
- González Delgado, J.A. & Cívís, J. (2000) - Ciclicidad estacional en perfiles de isótopos estables de C y O del bivalvo *Megacardita jouanneti* del Tortoniense superior de Cacela (Algarve, Portugal) y Arroyo Trujillo (Sevilla, España). *Ciencias da Terra (UNL)*, 14, in press.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167.
- Pais, J. (1982) - O Miocénico do litoral Sul português. Ensaio de síntese. *Trab. Compl. obten. grau Doutor Univ. Nova Lisboa* 47p.
- Pais, J. (1991) - O Cenozoico do litoral algaravio. Ensaio de síntese. *Sum. Obt. grau Prof. Agreg. Univ. Nova Lisboa*, 26p.
- Pereira da Costa, F.A. (1866-67) - Gasteropodes dos depósitos terciários de Portugal. *Com. Geol. Portugal*, 252p.
- Santos, A. & Boski, T. (1998) - Estudo paleoecológico da ribeira de Cacela (Miocénico superior) (Algarve): uma baordagem preliminar. V Congresso Nacional de Geologia, Com. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa, 84(1): a157-a160.
- Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. & Cívís, J. (1990) - The Neogene of the Guadalquivir basin. *Palaeont. i Evol. Mem. esp.*: 209-250.

ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS

Dantas, P.^{1,2}, Yagüe, P.³; Hazevoet, C.J.¹, Ortega, F.³; Santos, V.F.^{1,2}, Sanz, J.L.³, Cachão, M.^{1,2,4}, Galopim de Carvalho, A.M.^{1,2,4} & Santos, J.J.¹

- 1 Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.
- 2 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.
- 3 Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid. ESPAÑA.
- 4 Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL

São conhecidos vestígios de dinossáurios ornitópodes no Mesozóico português desde os finais do século passado, reportando-se quer a restos directos, quer a restos indirectos (Sauvage, 1897-98). Desde o Jurássico superior (Kimeridgiano inferior) ao Cretácico superior (Maestrichtiano) foram até hoje assinalados, para além de pegadas (Lockley *et al.*, 1998) e de fragmentos de cascas de ovos fósseis de Ornithopoda (Kohring, 1993), elementos do esqueleto apendicular, axial e numerosos dentes (Galton, 1980) relacionados, entre outros, com Hypsilophodontidae e Iguanodontia (?Dryosauridae, Camptosauridae e Iguanodontidae).

Esta comunicação reporta-se ao estudo introdutório de parte de um esqueleto de um Ornitópode de pequeno tamanho colhido em Fevereiro de 1999 numa jazida de Porto-das-Barcas (região da Lourinhã) situada a cerca de 55 km a norte de Lisboa na Bacia Lusitânica (Orla Meso-Cenozóica Portuguesa). Esta jazida insere-se na unidade litoestratigráfica designada por “Grés, margas e arenitos da Praia da Amoreira e Porto Novo” reportada ao Jurássico superior (Kimeridgiano superior-Titoniano inferior). Os ossos são provenientes de uma camada de arenito muito fino, micáceo, com múltiplos pequenos restos incarbonizados de plantas indicando tratar-se de depósitos continentais de ambiente fluvial.

Quase todos os elementos osteológicos encontrados estavam em conexão anatómica e em excelente estado de conservação estando preservadas partes tão delicadas como os finos tendões ossificados das vértebras. Estamos perante condições tafonómicas especiais com um curto período de exposição do esqueleto seguido de um rápido enterramento do mesmo. A posição relativa dos ossos do membro posterior esquerdo, retraídos entre si, sugere-nos um fenómeno de contracção “*post-mortem*” dos tendões e/ou dos músculos devido à dessecação da carcaça antes do seu enterramento. Do material recolhido constam elementos do esqueleto axial (apófises neurais das vértebras sacrais, sete vértebras caudais anteriores, seis hemapófises e tendões ossificados a ligarem as apófises neurais das vértebras) e do esqueleto apendicular posterior esquerdo (boa parte do ilium, a parte proximal do fémur, a tíbia e a fibula quase completas, os tarsais, o calcaneum e o astrágalo, quatro dos cinco metatarsos e todas as falanges incluindo as ungueais).

A análise cladística a este exemplar inclui diversos caracteres, como por exemplo o grau de inclinação que as apófises neurais das vértebras caudais fazem com o alongamento do topo dos centra vertebrais, a forma de separação entre o “greater” e o “lesser trochanter” do fémur e o número de dedos dos membros posteriores, sugerindo um Iguanodontia basal. As apófises neurais das vértebras caudais anteriores do exemplar fazem um ângulo pequeno (perto de 45°) com o topo dos centra vertebrais. Este carácter não é observado nos Ornithopoda basais como *Heterodontosaurus* ou Hypsilophodontidae (ângulo excedendo largamente 45°) mas está presente, por exemplo, em *Dryosaurus*. A forma de separação entre o “greater” e o “lesser trochanter” do fémur é feita através de um profundo sulco. Também este carácter não nos surge em formas basais como *Heterodontosaurus* e Hypsilophodontidae (sulco pequeno ou ausente), mas já nos aparece em formas mais derivadas como *Dryosaurus*, *Valdosaurus*, *Camptosaurus* e *Iguanodon*. Enquanto isto, a fórmula falangeal do pé do ornitópode de Porto-das-Barcas é de 2-3-4-5-0; esta fórmula representa, sem dúvida, a condição primitiva compartilhada por *Heterodontosaurus*, Hypsilophontídeos como *Hypsilophodon* e *Thescelosaurus* e ainda por *Tenontosaurus* e *Camptosaurus*, entre outros; por oposição, a condição derivada pode ser encontrada, por exemplo,

em *Iguanodon*, *Ouranosaurus* ou Hadrosauroides com 0-3-4-5-0 de fórmula falangeal. Ao contrário de *Heterodontosaurus*, Hypsilophodontidae (e.g., *Hypsilophodon* e *Thescelosaurus*) e *Tenontosaurus* cujo dígito-I ainda apresenta um comprimento razoável, embora muito provavelmente já não funcional, no exemplar de Porto-das-Barcas, tal como acontece por exemplo em *Camptosaurus*, este dígito apresenta-se muito mais reduzido e é apenas vestigial.

REFERÊNCIAS

- Galton, P.M. (1980) - European Jurassic ornithomimid dinosaurs of the families Hypsilophodontidae and Camptosauridae. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **160** (1):73-95. Stuttgart.
- Kohring, R. (1993) - Biomineralisation und Diagenese prolatocanaliculater Dinosaurier - Eischalen aus oberjurassisch/unterkretazischen Ablagerungen von Porto Pinheiro (Portugal). *Berliner geowiss. Abh. (E)*, **9**:1-13. Berlin.
- Lockley, M. G.; Santos, V. F.; Meyer, C. A. & Hunt, A. (1998) - A new dinosaur tracksite in the Morrison Formation, Boundary Butte, Southeastern Utah. *Modern Geology*, **23**:317-330.
- Sauvage, H. E. (1897-98) - Vertébrés fossiles du Portugal. Contributions à l'étude des Poissons et des Reptiles du Jurassique et du Crétacique. *Direct. Trav. Géol. Portugal*, **29**:1-58. Lisboa.

PALEOVEGETAÇÃO E IMPACTO HUMANO DURANTE A IDADE DO BRONZE NA BEIRA ALTA: PALINOLOGIA DO POVOADO DO BRONZE DE CANEDOTES (VILA NOVA DE PAIVA, VISEU)

López Sáez, J.A. 1, Cruz, D.J. 2 y Canha, A.J. 3

- 1 Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto de História, Laboratorio de Arqueobotánica. Duque Medinacelli, 6 - 28014 Madrid.
- 2 Instituto de Arqueologia, Faculdade de Letras de Coimbra. Palácio de Sub-Ripas - 3000-395 Coimbra.
- 3 Mestrando em "Arqueologia Pré-histórica", Faculdade de Letras, Universidade do Porto.

Canedotes situa-se na região natural do Alto Paiva, no sector norte da Beira Alta. Trata-se de relevo destacado na ambiência geográfica local, particularmente se tivermos em conta o carácter planáltico da região.

O sítio tem sido estudado no âmbito do projecto "O Alto Paiva: sociedade e estratégias de povoamento desde a Pré-história Recente à Alta Idade Média". Os trabalhos arqueológicos entretanto realizados revelaram uma única ocupação, datável do Bronze Final, quer pelas datações radiocarbónicas, quer pelo espólio entretanto exumado. De resto, o tipo de implantação e as estruturas identificadas inserem-se bem no contexto da ocupação da Beira Alta neste período.

Serão apresentados ao Congresso os primeiros resultados dos estudos palinológicos realizados com sedimentos da estação. Trata-se de coluna estratigráfica relativamente extensa, cronologicamente balizada por datações radiocarbónicas, quer da ocupação do Bronze Final, quer do início do processo de formação do solo, em torno de 6000 B.P.

Procurar-se-á conhecer a evolução da cobertura vegetal local, bem como avaliar o impacto da presença humana na região.

PEGADAS DE TERÓPODES E DE ORNITÓPODES DO JURÁSSICO SUPERIOR DA LOURINHÃ, PORTUGAL

Santos, V.F.^{1,2}, Dantas, P.^{1,2}, Moratalla, J.³ & Galopim de Carvalho, A.M.^{1,2,4}

- 1 Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.
- 2 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.
- 3 Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid. ESPAÑA.
- 4 Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.

A jazida de Pai Mogo, descoberta em 1986 e estudada por Dantas (1987), é um conjunto de contramoldes de impressões tridáctilas na zona sul da praia, hoje em dia praticamente destruída. Anteriormente para alguns autores, por exemplo para Werner (1986), em termos estratigráficos, esta jazida pertencia ao topo das "Camadas do Pteroceriano", enquanto que, para outros, hoje (e.g. Manuppella et al., 1996) situa-se no topo da Unidade do Sobral; em termos gerais, dada a bibliografia disponível, podemos considerar esta jazida de idade ?Kimeridgiano superior-Titoniano inferior. As características destes icnitos sugerem que pertencem a terópodes, e dado que não estão bem conservados, só é possível atribuí-los a terópodes indeterminados.

Na Praia da Areia Branca foi descoberto em 1986, por Carlos Anunciação (Museu Municipal de Torres Vedras), um bloco caído da arriba com pequenas pegadas tridáctilas (Dantas, 1987; Santos, 1990). A jazida pertence à Unidade "Camadas de Bombarral" e visto situar-se sobre a Unidade do Sobral é datada por Leinfelder (1986), Manuppella et al. (1996) e Manuppella (1998) do Titoniano, idade esta aceite pela maioria dos autores, dado a Unidade em causa não conter faunas susceptíveis de a datarem. Como a análise dos icnitos se baseia unicamente no registo fotográfico existente, a nossa atenção centrou-se num dos mais nítidos, cuja morfologia se assemelha à dos contramoldes descritos em S. Martinho do Porto e atribuídos a *Dinehichnus* (Lockley et al., 1998). Deste modo assinalamos aqui a presença deste icnogénero produzido por um pequeno ornitópe ?hypsilofodontídeo ou dryosaurídeo.

Na arriba da Praia da Corva foi recolhido em 1987, por Carlos Anunciação, um pequeno bloco com dois contramoldes de impressões tridáctilas e depositado no Museu do Grupo de Espeleologia e Arqueologia da Lourinhã. Estes icnitos pertencem à Sub-Unidade Amoreira-Porto Novo de idade mais provável Kimeridgiano superior-Titoniano inferior, devido essencialmente à presença do Ostracodo *Cetacella armata* (e.g. Werner, 1986; Manuppella et al., 1996; Manuppella, 1998; Manuppella et al., 1999). Estas pegadas, tais como as de Pai Mogo, não apresentam características particulares que justifiquem a proposta de um novo icnogénero, e são aqui também atribuídas a terópodes indeterminados.

Estas três jazidas são uma boa contribuição para a caracterização da paleoicnofauna de dinossaúrios nas fácies siliciclásticas desta região, uma vez que são poucos os afloramentos conhecidos destas fácies que até hoje revelaram pegadas, nomeadamente, com o reconhecimento de um possível ornitópe como autor das pequenas marcas tridáctilas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Giuseppe Manuppella indicações respeitantes à estratigrafia das jazidas e a Carlos Marques da Silva a cedência de material fotográfico, bem como a colaboração nos trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS

- Dantas, P. M. (1987) - Contribuição ao estudo da macrofauna de vertebrados do Jurássico superior português - o corte de Paimogo. Estágio Lic. Dep. Geol., Univ. Lisboa, 1-287 p. (inédito).
- Leinfelder, R.R. (1986) - Facies, stratigraphy and paleogeographic analysis of Upper Kimmeridgian to Upper Portlandian sediments in the environs of Arruda dos Vinhos, Estremadura, Portugal. *Münchener Geowissenschaften, Abhandlungen*, 7:1-216.
- Lockley, M. G.; Santos, V. F.; Meyer, C. A. & Hunt, A. (1998) - A new dinosaur tracksite in the Morrison Formation, Boundary Butte, Southeastern Utah. *Modern Geology*, 23:317-330.
- Manuppella, G. (1998) - Geologic data about the "Camadas de Alcobça" (Upper Jurassic) north of Lourinhã, and facies variation. *Mem. Acad. Ciências de Lisboa*, 37:17-24.

- Manuppella, G.; Antunes, M.T.; Pais, J.; Ramalho, M.M. & Rey, J. (1999) - Notícia explicativa da folha 30-A (Lourinhã). Carta Geol. Portugal (escala 1/50 000). 2ª edição. Public. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa, 30-A:1-83.
- Manuppella, G.; Rey, J.; Rodrigues, A.; Bartolomeu, A. Ramalho, M; Leinfelder, R. & Baptista, R. (1996) - Carta Geológica de Portugal (escala 1/50 000), folha 30-A (Lourinhã). 2ª edição. Public. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.
- Santos, V. F. (1990) - Icnofósseis de dinossáurios de Portugal. Alguns aspectos paleoecológicos. Seminário Científico. Dep. Geol., Univ. Lisboa, 1-36 p. (inédito).
- Werner, W. (1986) - Palökologische und biofazielle analyse des Kimmeridge (Oberjura) von Consolação, Mittelportugal. *Zitteliana*, 13:1-109. München.

PEGADAS DE TERÓPODES EM ALCANEDE, PORTUGAL

Santos, V.F.^{1,2}, Dantas, P.^{1,2}, Moratalla, J.³, Araújo, M.J.⁴ & Galopim de Carvalho, A.M.^{1,2,5}

- 1 Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.
- 2 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.
- 3 Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid. ESPAÑA.
- 4 Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros. Rua Dr. Augusto César Silva Ferreira, Apart. 190. P-2040-215 Rio Maior. PORTUGAL.
- 5 Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.

Em duas explorações de pedra de calçada a NE da povoação de Pé da Pedreira (concelho de Santarém), junto ao Algar dos Potes e em Vale de Meios, na área do Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros, foram identificadas pegadas de dinossáurio, em 1998, por Maria da Glória Araújo, Luis António Ferreira e António Frazão (equipa de técnicos do PNSAC). Estas aparecem bem conservadas em calcários do Batoniano inferior, com *Alzonella civilleri*, depositados em ambiente marinho a lagunar confinado (comunicação verbal de Giuseppe Manuppella, 1999).

A morfologia geral das pegadas das jazidas de Pé da Pedreira permite atribuí-las a terópodes. Segundo Molnar *et al.* (1990), o material osteológico dos Carnosauria *incertae sedis Megalosaurus* existe desde o Batoniano até ao ?Oxfordiano, e ainda que a presença de *Megalosaurus* no Mesozóico português não esteja hoje confirmada por restos osteológicos, ou que o icnogénero *Megalosauripus* tenha sido definido apenas para a passagem Oxfordiano-Kimmeridgiano (Lockley *et al.*, 1996, 1998), as pegadas que observámos em Pé da Pedreira pelo menos apresentam convergência morfológica com *Megalosauripus*, sendo também de realçar que a sua idade está dentro do intervalo de tempo onde se reconheceu a presença de *Megalosaurus* nomeadamente em Inglaterra e em França.

Estas evidências revelam a presença de terópodes nesta área durante o Jurássico médio, com cerca de 2 a 3 m de altura do solo até ao acetábulo. A velocidade de progressão estimada para estes dinossáurios varia entre 4,5 e 6,6 km/h.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Giuseppe Manuppella as indicações referentes à estratigrafia da jazida, bem como a António Calixto, António Frazão e Luis António Ferreira a colaboração na actividade de campo.

REFERÊNCIAS

- Lockley, M. G.; Meyer, C. A. & Santos, V. F. (1996) - *Megalosauripus, Megalosauropus* and the Concept of Megalosaur Footprints. In The Continental Jurassic, Michael Morales, ed., *Museum of Northern Arizona Bull.*, 60:113-118.
- Lockley, M. G.; Meyer, C. A. & Santos, V. F. (1998) - *Megalosauripus* and the problematic concept of megalosaur footprints. *Gaia*, 14:313-337.
- Molnar, R.E. (1990) - Problematic theropoda: "Carnosaurs". In Weishampel, D.P. Dodson, D. & H. Osmolska, H. (Eds), *The Dinosauria*, University of California Press, Berkeley, pp. 306-317.

PISTAS DE DINOSSÁURIO DO KIMERIDGIANO DA SERRA DO BOURO, PORTUGAL

Santos, V.F.^{1,2}, Dantas, P.^{1,2}, Moratalla, J.³, Moreira, J.⁴ & Galopim de Carvalho, A.M.^{1,2,5}

- 1 Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.
- 2 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.
- 3 Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid. ESPAÑA.
- 4 Escola Secundária Rafael Bordalo Pinheiro. P-2500 Caldas da Rainha. PORTUGAL.
- 5 Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.

A oeste de Casais de Salir (Serra do Bouro, concelho de Caldas da Rainha), no sítio designado por Pedras Negras, observam-se pegadas de dinossáurio num nível das "Camadas de Alcobaça" do Kimeridgiano (Zbyszewski *et al.*, 1961). Esta ocorrência foi descoberta durante uma saída de campo organizada pelo Clube das Ciências da Escola Secundária Rafael Bordalo Pinheiro e pela Associação Património Histórico das Caldas da Rainha, guiada por António José Xavier. Foram reconhecidas impressões tridáctilas, uma isolada e outras organizadas numa pista cuja morfologia e elevado valor do ângulo de passo sugerem tratar-se de terópodes os responsáveis. Uma identificação mais precisa não é possível porque o estado de conservação das marcas não o permite. Estes vestígios testemunham a passagem de dois terópodes indeterminados.

No local existem outras pegadas bem conservadas cuja morfologia e disposição ao longo da pista indicam que foram saurópodes os seus autores. O rasto patente no afloramento tem 60 cm de largura interna, é constituído por impressões das mãos em forma de meia lua (36 cm na largura por 15 cm no comprimento), e dos pés quase tão largas quanto compridas (60-70 cm de largura por apenas 60-66 cm de comprimento); estas últimas afiguram-se com um contorno triangular e com quatro impressões de dedos rodadas para o exterior da pista (dedos 1, 2, 3 e 4). A relação área da marca anterior/área da posterior é de 1/6 (Fig. 1). O valor registado do passo foi de 1,83-1,90 m e o da passada de 3,14 m.

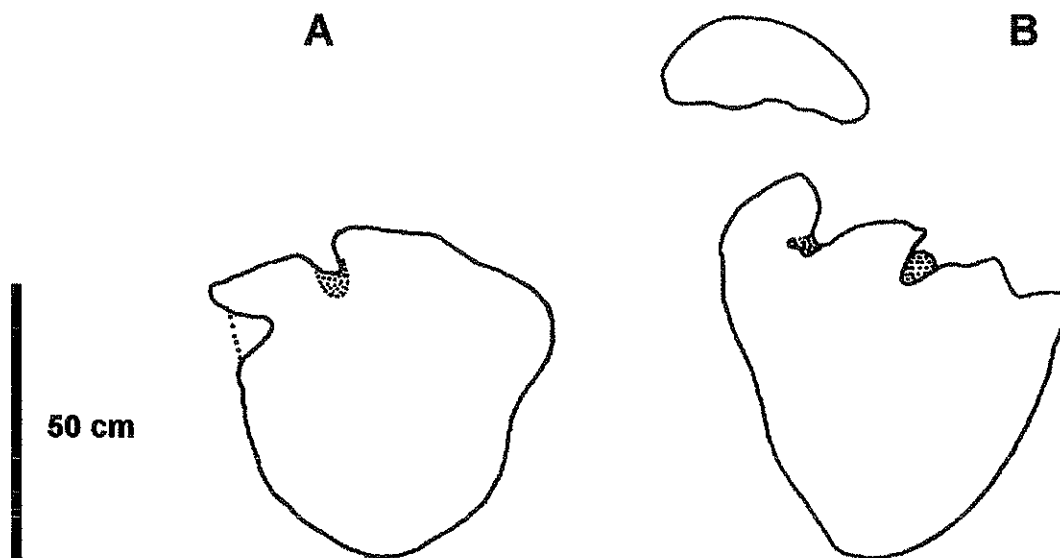


Fig. 1 - Pegadas de saurópode em Pedras Negras (Kimeridgiano, Serra do Bouro, Portugal). A: posterior esquerda; B: posterior e anterior direitas.

A altura dos membros (do solo até ao acetábulo) destes animais estima-se em cerca de 2,4 a 3,5 m. Como consideramos que algumas pegadas são pouco compridas em relação à sua largura,

admitimos que o valor inferido para a altura dos membros possa ser inferior ao real. Se se considerar o comprimento médio das pegadas posteriores do rasto estudado, como representativo do comprimento dos pés, pode aceitar-se aqueles valores estimados para a altura dos membros e inferir a velocidade de deslocação do saurópode responsável pelo rasto em cerca de 6 km/h.

Trata-se de uma pista larga semelhante a *Brontopodus* (Farlow *et al.*, 1989), mas o grau de heteropodia é diferente do exibido em *B. birdi* (1/3). A morfologia das pegadas posteriores é, não só, diferente da de *B. birdi* como de outras formas conhecidas (Fig. 2), pelo que as atribuímos, no seu conjunto, a uma nova icnospécie que designamos por *Brontopodus triangularis*.

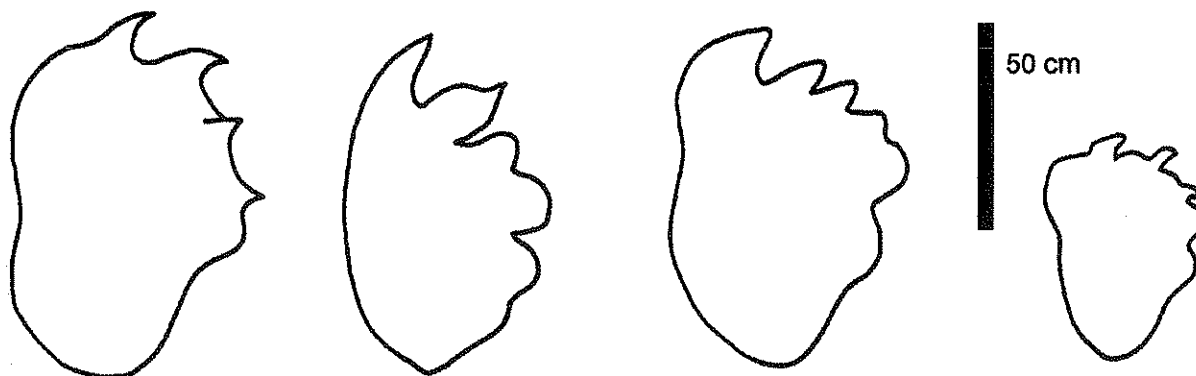


Fig. 2 - Pegadas posteriores de saurópodes com diferentes morfologias: *B. birdi*, EUA (Farlow *et al.*, 1989); em Lost Springs, EUA (Lockley *et al.*, 1994); *Brontopodus* sp., Portugal (Meyer *et al.*, 1994); no Arizona (Lockley, inédito). (Adaptado de Lockley *et al.*, 1994).

Brontopodus triangularis nov. icnosp. (Dinosauria, Saurischia, Sauropoda), do étimo latino *triangulus*, é assinalada até ao momento apenas no sítio das Pedras Negras, num nível do Kimeridgiano. A diagnose baseia-se numa impressão da mão em forma de meia lua, com 36 cm de largura por 15 cm de comprimento, e numa pegada posterior direita com 60 cm de largura por 60 cm de comprimento, contorno geral triangular, contorno anterior convexo e irregular devido a impressões de quatro dedos rodadas para o exterior do trilho, sendo a do dedo 1 a mais proeminente (Fig. 1 B).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Associação Património Histórico das Caldas da Rainha por nos ter dado a conhecer esta nova jazida de pegadas de dinossáurio, bem como à Dra. Estela Guedes as indicações respeitantes a termos latinos e a António Calixto a colaboração na actividade de campo.

REFERÊNCIAS

- Farlow, J. O.; Pittman, J.G. & Hawthorne, J. M. (1989) - *Brontopodus birdi*, Lower Cretaceous sauropod footprints from the U. S. Gulf coastal plain, in Gillette, D. D. & Lockley, M. G. (Eds), *Dinosaur Tracks and Traces*, Cambridge University Press. Cambridge, pp. 371-394.
- Lockley, M. G.; Farlow, J. O. & Meyer, C. (1994) - *Brontopodus* and *Parabrontopodus* ichnogen. nov. and the significance of wide- and narrow-gauge sauropod trackways. *Gaia*, 10:135-145.
- Meyer, C.A.; Lockley, M.G.; Robinson, J.W. & Santos, V.F. (1994) - A comparison of well-preserved sauropod tracks from the Late Jurassic of Portugal and the Western United States: evidence and implications. *Gaia*, 10:57-64.
- Zbyszewski, G.; Camarate França, J. & Ferreira, O. da Veiga (1961) - Carta Geológica de Portugal (escala 1/50 000), folha 26-B (Alcobaça). Serv. Geol. Portugal, Lisboa.

PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL

Santos, V.F.^{1,2}, Dantas, P.^{1,2}, Moratalla, J.³, Terrinha, P.^{4,5}, Coke, C.⁶, Agostinho, M.⁷ & Galopim de Carvalho, A.M.^{1,2,8}

- 1 Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.
- 2 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL
- 3 Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid. ESPAÑA.
- 4 Instituto Geológico e Mineiro. Dep. Geologia Marinha. P-2720 Alfragide. PORTUGAL.
- 5 Departamento de Geologia/LATTEX. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.
- 6 Departamento de Geologia. Universidade Trás-os-Montes e Alto Douro, Apt. 202. P-5000 Vila Real. PORTUGAL.
- 7 Escola Secundária de Gil Eanes. P-8600 Lagos. PORTUGAL.
- 8 Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.

A presença de vertebrados em terrenos mesozóicos do Algarve é, pela primeira vez, assinalada por C. Palain (1975) seguido por D. e D. Russell (1977) que mencionam a existência de peixes, anfíbios primitivos (Estegocéfalos) e de répteis indeterminados em várias jazidas de, pelo menos, cinco níveis diferentes atribuíveis ao Triásico dos chamados "Grés de Silves". Quanto a dinossáurios só em 1992 e 1995 são encontrados por dois de nós (PT e CC) restos osteológicos, respectivamente na Praia de Porto de Mós, bem como um conjunto de pegadas destes animais na Praia da Salema.

Numa camada do topo do Aptiano (Clamseiesiano/Gargasiano segundo Rey, 1983) da Praia de Porto de Mós (concelho de Vila do Bispo), no seu extremo mais ocidental, foram localizados dentes e secções longitudinais de vértebras fósseis. A dureza da ganga não permite destacar facilmente as peças e a sua análise preliminar baseia-se nos aspectos morfológicos visíveis em secção. Trata-se de restos osteológicos atribuíveis a dinossáurios, possivelmente terópodes.

Os rastros de dinossáurio da Praia da Salema (no mesmo concelho) são observáveis em dois estratos cujas associações faunísticas indicam idade barremiana (Rocha *et al.*, 1983; Rey, 1983). O nível inferior, descoberto durante uma visita de estudo a este mesmo local, organizada em 1996 por Celestino Coutinho, exhibe um trilho que atribuímos a um iguanodontídeo com base na morfologia das marcas mais nítidas. A idade desta jazida é ainda compatível com a presença do táxone Iguanodontidae no Cretácico inferior europeu. Este nível contribuiu com a primeira evidência de pistas indiscutíveis de iguanodontídeos em Portugal e veio aumentar a diversidade paleoicnológica do registo português. Em contrapartida, o outro estrato revela sete impressões tridáctilas de pequenas dimensões, cuja morfologia indica a existência de terópodes.

Na enseada a E da Praia Santa (no mesmo concelho), foram reconhecidos em 1997, por Sebastião Pernes, dois estratos com pegadas de dinossáurio do Barremiano (Rocha *et al.*, 1983; Rey, 1983). No nível inferior há dinoturbação enquanto que no superior existem quatro trilhos com marcas tridáctilas cuja morfologia sugere que foram produzidas por iguanodontídeos.

Os rastros da Praia da Foia do Carro (no mesmo concelho), reconhecidos em 1995 por Maria do Carmo Ramalho, ocorrem em dois níveis distintos do Portlandiano B (Rocha *et al.*, 1983). A morfologia das impressões e a sua disposição ao longo das pistas indicam a presença de saurópodes no Jurássico superior na Orla Mesozóica Algarvia e permitem a sua atribuição ao icnogénero *Brontopodus*.

O trabalho paleoicnológico desenvolvido nos últimos cinco anos no Mesozóico do Algarve, já teve como resultados as primeiras descobertas de vestígios de dinossáurios nesta área e a primeira evidência em Portugal de pegadas de ornitópodes iguanodontídeos. Em resumo podemos afirmar que para além da sua presença inequívoca nesta região, far-se-iam representar, pelo menos, por saurópodes durante o Jurássico superior e por terópodes e ornitópodes iguanodontídeos no Cretácico inferior.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Celestino Coutinho, Maria do Carmo Ramalho e a Sebastião Pernes terem dado a conhecer novas jazidas e a António Calixto, Guadalupe Jácome e Joana Revez a colaboração prestada durante os trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS

- Palain, C. (1975) - Une série détritique terrigène: les "Grés de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal. Thèse d'Etat, Université de Nancy, p. 1-503.
- Rey, J. (1983) - Le Crétacé de l'Algarve: Essai de Synthèse. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 69(1):87-101.
- Rocha, R.B.; Ramalho, M.M.; Antunes, M.T. & Coelho, A.V.P. (1983) - Notícia explicativa da folha 52 - A (Portimão). Carta Geol. Portugal (escala 1/50 000), Serviços Geol. Portugal, Lisboa, 52 - A:1 - 57.
- Russell, D. et D. (1977) - Premiers résultats d'une prospection paléontologique dans le Trias de l'Algarve (Portugal). *Ciências da Terra (U.N.L.)*, 3:167-178. Lisboa.

RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL

Santos, V.F.^{1,2}, Dantas, P.^{1,2}, Moratalla, J.³, Terrinha, P.^{4,5}, Coke, C.⁶, Agostinho, M.⁷ & Galopim de Carvalho, A.M.^{1,2,8}

- 1 Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.
- 2 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.
- 3 Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid. ESPAÑA.
- 4 Instituto Geológico e Mineiro. Dep. Geologia Marinha. P-2720 Alfragide. PORTUGAL.
- 5 Departamento de Geologia/LATTEX. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.
- 6 Departamento de Geologia. Universidade Trás-os-Montes e Alto Douro, Apt. 202. P-5000 Vila Real. PORTUGAL.
- 7 Escola Secundária de Gil Eanes. P-8600 Lagos. PORTUGAL.
- 8 Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.

No Cretácico inferior da Orla Mesozóica Algarvia foram localizados dois sítios com rastros de dinossáurio (Praia da Salema e Praia Santa, no concelho de Vila do Bispo), em rochas cujas associações faunísticas indicam uma idade barremiana (Rocha *et al.*, 1983; Rey, 1983).

O nível inferior da Praia da Salema apresenta uma sequência de oito pegadas quase tão largas (cerca de 38 cm) quanto compridas (cerca de 37 cm), três delas com marcas de dedos largos e robustos com terminação distal arredondada, grande superfície plantar e linha do calcanhar arredondada, aberta e simétrica. Os valores respectivos do passo, da passada e do ângulo de passo são 69 cm, 1,30 m e cerca de 170°. Este trilho atribuímo-lo a um iguanodontídeo porque assim o sugere a morfologia das pegadas mais nítidas. O animal que o produziu teria cerca de 2,2 m do solo até ao acetábulo e estaria a deslocar-se a cerca de 1,7 km/h. No que respeita à conservação das impressões há um aspecto importante a discutir. Cinco delas são arredondadas e sem vestígios de dedos, embora tenham sido tridáctilas como as outras, e o desgaste que apresentam deve-se à abrasão marinha. Esta variação da morfologia das pegadas ao longo de um mesmo rasto, demonstra que as que reconhecemos como características de iguanodontídeos podem aparecer como impressões subcirculares por acção da erosão, como também é possível que sejam subimpressões de extremidades dos membros posteriores de ornitópodes. Ainda que as subimpressões de terópodes possam ser marcas pouco profundas e arredondadas (Langston, 1974), nesta jazida demonstra-se que as de ornitópodes dão origem a marcas subcirculares. Tendo em conta que os iguanodontídeos estavam bem representados nas faunas do Cretácico, é muito provável que os icnitos arredondados de pistas claramente atribuíveis a dinossáurios bípedes pertençam assim a ornitópodes.

Num nível estratigraficamente mais recente foram, por seu turno, observadas sete impressões tridáctilas com 21 cm de comprimento por 15-16 cm de largura, em média, mesaxónicas, com marcas de dedos finos com terminação pontiaguda e ângulos interdigitais de aproximadamente 30°. A morfologia das pegadas sugere que os animais que as produziram foram terópodes, contudo, a sua deficiente conservação não permite uma identificação ao nível do icnogénero, pelo que serão apenas atribuídas a terópodes indeterminados. Este testemunho indica, pelo menos, a presença nesta região de dinossáurios carnívoros com alturas de membros posteriores da ordem dos 70 cm a 1 m. O animal responsável pelo único rasto deste nível estaria a deslocar-se a cerca de 3,5 km/h.

Na enseada a E da Praia Santa há um exemplo de dinoturbação num estrato que apresenta impressões tridáctilas mal conservadas e outras subcirculares a ovais, isoladas e, num nível superior, pegadas tridáctilas organizadas em quatro trilhos. Estas últimas são quase tão largas quanto compridas, têm rotação interna, reentrâncias nos lados interno e externo do calcanhar o que o faz simétrico em forma de U, marcas de dedos largas com terminação arredondada na zona distal por ausência de marcas de garras afiadas e apresentam grande superfície plantar. Esta morfologia sugere que foram produzidas por iguanodontídeos com extremidades dos membros posteriores constituídos por dedos largos, robustos e alongados. A semelhança morfológica e estratigráfica com

Iguanodonipus (Moratalla, 1993, p. 161) aponta para pegadas atribuíveis a este icnogénero. Os ornitópodes a que nos acabamos de referir tinham membros posteriores com alturas do solo ao acetábulo entre 1,9 e 2,4 m, e os valores estimados para a sua velocidade de deslocação variam entre 3,1 e 4,4 km/h.

Do estudo destas ocorrências ressalta a relação estreita entre impressões arredondadas em pistas atribuíveis a animais bípedes e as pegadas de iguanodontídeos e que, na Orla Mesozóica Algarvia, no Cretácico inferior, havia faunas de dinossáurios compostas, pelo menos, por terópodes e ornitópodes iguanodontídeos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a António Calixto, Guadalupe Jácome e Joana Revez a colaboração prestada durante os trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS

- Langston, W. (1974) - Non-mammalian Comanchean tetrapods. *Geoscience and Man*, 8:77-102.
- Moratalla, J.J. (1993) - Restos indirectos de dinosaurios del registro español: Paleocnología de la Cuenca de Cameros (Jurásico superior-Cretácico inferior) y Paleología del Cretácico superior". *Thesis Doctoral, Univ. Autónoma de Madrid, Fac. Ciencias*, 729 pp. (inédito).
- Rey, J. (1983) - Le Crétacé de l'Algarve: Essai de Synthèse. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 69(1):87-101.
- Rocha, R.B.; Ramalho, M.M.; Antunes, M.T. & Coelho, A.V.P. (1983) - Notícia explicativa da folha 52 - A (Portimão). *Carta Geol. Portugal* (escala 1/50 000), Serviços Geol. Portugal, Lisboa, 52-A:1-57.

UM MISTICETO (CETACEA, MISTICETI, CETOTHERIDAE?) DO SERRAVALIANO DE PORTUGAL

Sendra, J.¹, Coke, C.², Abreu, A.² y De Renzi, M.¹

- 1 Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biologia evolutiva, Universitat de València, Ap. Correos 22085, E-46071 Valencia, España.
- 2 Dep. Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 202, 5001 Vila Real Codex, Portugal.

Introdução

O fóssil que apresentamos neste primeiro trabalho conjunto é fruto do achado de um dos autores (C. Coke) no início dos anos oitenta. Não se trata do primeiro caso conhecido, já que Piveteau (1961) refere no seu *Traité de Paléontologie* a existência de fósseis destes animais no Miocénico Superior de Portugal (Kellog *in* Piveteau, *op. cit.*). O nosso exemplar está datado actualmente no Serravaliano, pelo que poderia considerar-se *a priori* como anterior aos restos da referida citação. No entanto, conscientes de que podem ter sido corrigidas as datações originais, deixaremos este assunto para estudos posteriores conjuntos. Em todo caso, e dado a escassez do registo fóssil dos cetáceos em geral, e particularmente do Miocénico, o misticeto aqui estudado proporciona importantes dados para o estudo tanto taxonómico como tafonómico destes seres e das condições de fossilização no meio marinho.

Contexto geológico

A Costa de Caparica localiza-se no bordo Norte do sinclinal da península de Setúbal e inclui a Sul, formações do Mesozóico, que constituem a Serra da Arrábida, sobre as quais assentam as formações cenozóicas que se estendem até margem Sul do rio Tejo.

As formações miocénicas da península de Setúbal, incluem sequências com características marinhas atribuídas ao Miocénico Inferior e Médio, sobre as quais se sobrepõe o Tortoniano representado por sequências de fácies litoral, onde a fracção argilosa está praticamente ausente. A este conjunto sobrepõem-se as camadas do "Complexo da Sobreda" constituído por areolas amareladas, com componente argilosa variável, onde por vezes se observam incrustações ferruginosas. O topo do Miocénico é geralmente abarrancado, correspondendo a uma superfície de erosão de idade provavelmente Messiniana, sobre a qual assentam as formações grosseiras do Plio-Plistocénico.

Exemplar estudado

O exemplar estudado está incompleto. Temos elementos craneais desarticulados como o escudo supraoccipital (Lâm. I, A), fragmentos mandibulares (Lâm. I, B), periótico (Lâm. I, C), processo zigomático (Lâm. I, D), região condilar occipital (Lâm. I, F), elementos poscraniais -atlas- (Lâm. I, E), assim como outros não representados na lâmina. La desarticulação do exemplar parece resultado da exposição ao meio marinho das partes mais volumosas -crânio- do animal, como o demonstram uma série de organismos (ostreídeos, briozoários...) que se encontram aderidos aos diversos restos (occipitais, costelas...) assim como diversas perfurações (bioerosão) em alguns elementos vertebrais (não representados).

Os elementos esqueléticos que se representam na lâmina I, neste primeiro estudo observa-se que apresentam umas características inconfundíveis que os associam à Subordem Misticeti. Tanto o escudo supraoccipital, mandíbula, atlas, assim como o periótico, comportam características morfológicas desta subordem (Van Beneden e Gervais, 1880). A presença de umas condutas nasais internas mais adiantadas que nos representantes actuais, assim como o sulco dianteiro do escudo supraoccipital (Lâm. I, A -SES-) dão a entender, nesta primeira aproximação, que taxonomicamente o fóssil poderia pertencer à a família Cetotheridae.

Clasificación provisória:

Ordem Cetacea Brisson, 1762.

Subordem Mysticeti Flower, 1864.

¿Familia Cetotheriidae Miller, 1923?

Os vestígios fóssil-diagenéticos que apresenta o exemplar coincidem com alguns descritos anteriormente (Sendra, 1993; Sendra e De Renzi, 1995; Sendra e De Renzi, 1999; Sendra *et al.*, 1999). Como vestígio comum observa-se padrões sedimentológicos semelhantes que os relacionam com diferentes tipos de zonas restritas, mas com um acarreo sedimentar importante de deltas ou leques deltaicos. Por outra lado, apresentam capas cimentadas, assim como uma forte impregnação de ferro nos elementos que foram enterrados mais rapidamente. Estes traços que observamos neste exemplar, estiveram submetidos à dinâmica de um mar aberto como é o Atlântico. A coincidência com os traços das outras jazidas estudadas no Mediterrâneo, e de diferente época é um sinal inequívoco de que todos estes processos respondem a um mesmo modelo tafonómico, independentemente da sua localização geográfica ou idade.

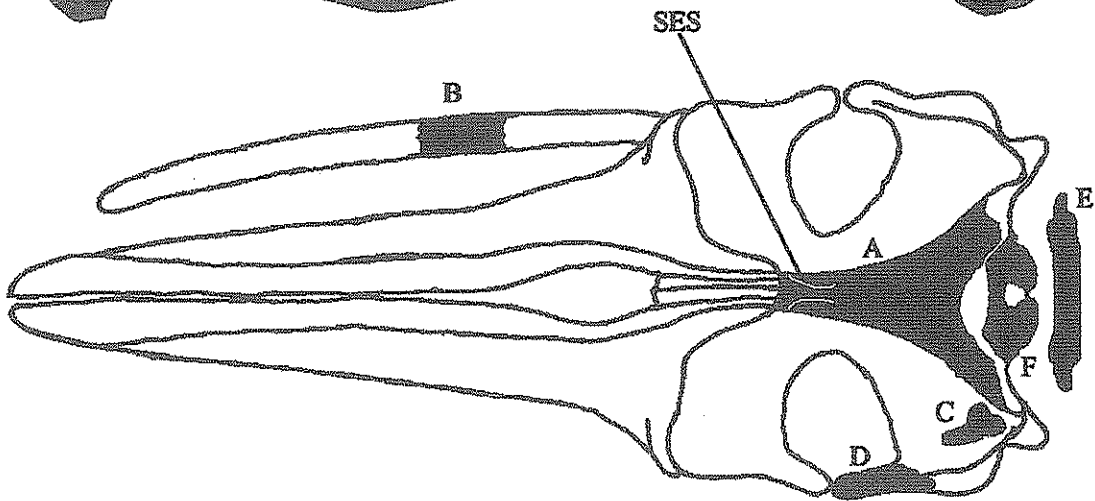
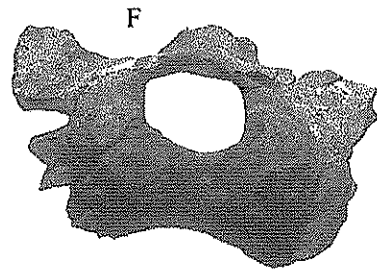
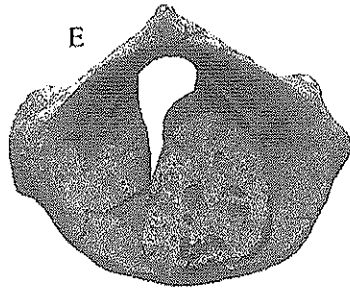
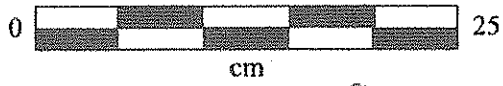
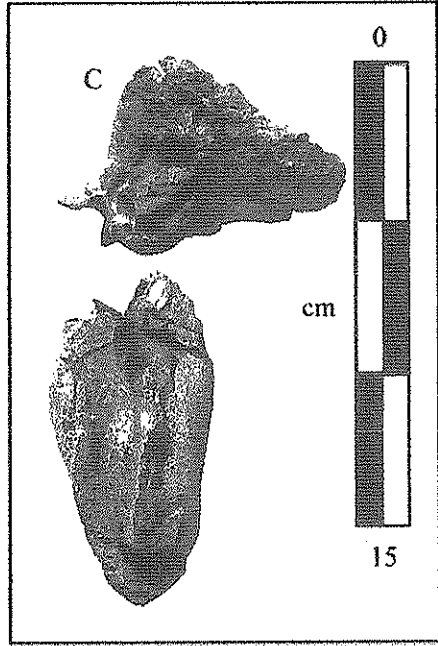
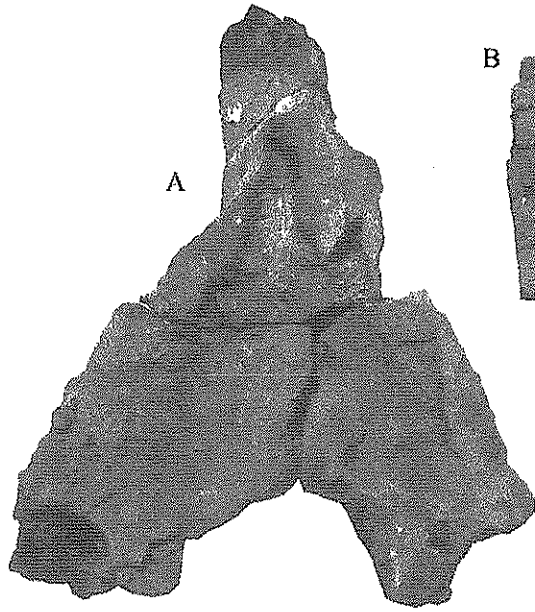
Agradecimentos

Os autores agradecem a Juan Carlos Gutiérrez-Marco a possibilidade do estabelecimento de cooperação entre o Dep. Geologia da U.T.D e o I. C. B. B. E., da Universidade de Valência.

Bibliografía.

- Kellogg, R. 1940. On the cetotheres figured by Vandelli. Bol. Mus. Lab. Miner. Geol., Univ. Lisboa, 3ª ser., nº 7-8, 1938-1940.
- Piveteau, J. 1961. *Traité de Paléontologie. L'origine des Mammifères et les aspects fondamentaux de leur evolution.* T. VI, pp 831-881.
- Sendra, J. 1993. Contribution to the taphonomical knowledge of marine mammal remains in the Neogene outcrops of Almería (Spain). *Comunicaciones del Premier congrès européen de Paleontologie, Lyon.* pp. 117.
- Sendra, J. R. y De Renzi, M. 1995. Mamíferos marinos fósiles del Neógeno del sur de Alicante. *Comunicaciones de las XI Jornadas de Paleontología,* pp. 165 - 166.
- Sendra, J. y De Renzi, M. 1999. A Taphonomical Study of Marine Mammals from the Almería Region, SE Spain in A.E. Mather and M. Stokes (editors) *BSRG/BGRG SE Spain Field Meeting Guide Book.* University of Plymouth, England. ISBN 1 - 84102 - 046 - X, pp. 169 - 176.
- Sendra, J., Muñiz, F. y Mayoral, E. 1999. Primeros datos sobre misticos (Mammalia, Cetacea, Balaenopteridae) en el Plioceno inferior de la cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva). *Temas Geológico - Mineros ITGE, Vol. 26 (1), Madrid 1999.* ISBN 84 - 7840 - 381 - 7, pp. 356 - 361.
- Van Beneden y Gervais, P. 1880. *Ostéographie des cétacés vivants et fossiles comprenant la description et l'iconographie du squelette et du système dentaire de ces animaux, ainsi que des documents relatifs a leur histoire naturelle.* Arthus Bertrand, Libraire editeur, Libraire de la Société de Géographie. rue Hautefeuille, 21.

LÁMINA I



ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS RESTOS DE UN SAURÓPODO DEL JURÁSICO SUPERIOR DE PRAIA DE AREIA BRANCA (LOURINHA, PORTUGAL)

Yagüe, P.¹, Dantas, P.², Sanz, J.L.¹, Ortega, F.¹ y Cachão, M.³ y Marques da Silva, C.^{2,3}.

1 Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. 28049-Madrid, España.

2 Museo Nacional de Historia Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. 1294-Lisboa codex. Portugal.

3 Departamento e Centro de Geología. Universidade de Lisboa. R. da Escola Politécnica, 58. 1294-Lisboa, Portugal.

El registro de dinosaurios saurópodos del Mesozoico portugués comprende restos de Camarasauridae, Brachiosauridae, Titanosauridae, Diplodocidae además de material aún no determinado. La mayor frecuencia de estos restos ocurre en el Jurásico superior, no obstante, su registro se extiende desde el Jurásico medio (Bajociense superior-Batoniense inferior) hasta el Cretácico superior terminal (Maastrichtiense).

Este trabajo pretende ser el estudio preliminar de parte de un esqueleto de un gran saurópodo (longitud total estimada unos 22m), descubierto en 1998 en los afloramientos del Jurásico superior de Praia de Areia Branca (región de Lourinha). Este ejemplar procede de las capas de "areniscas, margas, arcillas y conglomerados de Bombarral" (unidad litoestratigráfica también conocida por "grés superiores con vegetales y dinosaurios") propias de un régimen sedimentario predominantemente deltaico. En estas capas de Praia de Areia Branca datadas posiblemente del Titoniense ha sido determinados con anterioridad restos vegetales, abundantes icnofósiles de *Scoyenia*, icnitas de pequeños Ornithopoda (*Dinehichnus*), huesos de *Brachiosaurus atalaiensis*? *Lapparent* y *Zbyszewski* y del stegosaurio *Dacentrurus armatus* Owen.

Hasta la fecha, del nuevo material disponible se han preparado y estudiado siete vértebras caudales y tres arcos hemales correspondientes, aproximadamente, al segmento comprendido entre las vértebras caudales décimosexta y vigesimosegunda. Todas las vértebras están comprimidas lateralmente, algunas de ellas claramente deformadas. Sus centros son anficélicos, con las caras subcirculares. Hay ausencia total de quillas u otras estructuras en la zona más ventral del cuerpo vertebral. Tampoco hay evidencia de pleurocelos ni de procesos transversos. Destaca una protuberancia longitudinal que recorre toda la cara vertebral en dirección anteroposterior, más marcada en su zona anterior, dividiendo las caras laterales en dos regiones: dorsal y ventral. La inserción del arco neural, el cual, no es más alto que la altura del cuerpo vertebral está adelantada. La postzigapófisis exhibe un marcado desarrollo del hipófeno. Las espinas neurales están comprimidas lateralmente y sus extremos son romos. Llama la atención unas muescas existentes en una de las vértebras, interpretadas como una dentellada de un gran dinosaurio carnívoro. Los arcos hemales medios y posteriores son bifurcados a modo de Y.

Finalmente, se presenta una aproximación preliminar a la sistemática de este saurópodo. Para ello se ha desarrollado un análisis cladístico tomando como base la matriz elaborada por Wilson y Sereno (1998) a la que se han añadido 10 caracteres específicos de la zona caudal. Estos caracteres se han procesado mediante el programa PAUP 3.1.1. (Swofford, 1993). El grupo interno está constituido por 6 taxones de distinto rango taxonómico: Diplodocidae, Brachiosauridae, Titanosauridae, *Haplocanthosaurus*, *Camarasaurus*, y el ejemplar de Areia Branca. Como grupo externo se ha optado por Prosauropoda. Los cladogramas resultantes de este análisis muestran que el ejemplar de Areia Branca comparte con el resto de los Neosauropoda (sensu Bonaparte, 1986b) la ausencia de costillas caudales, al menos, a partir de la décimosexta vértebra caudal. Dentro de Neosauropoda, la forma de Areia Branca comparte con *Macronaria* (sensu Wilson y Sereno, 1998) la presencia de arcos hemales bifurcados en forma de Y. Por último, este nuevo ejemplar portugués comparte con los Titanosauriformes (sensu Salgado, Coria y Calvo, 1997) la inserción adelantada del arco neural en las caudales anteriores-medias.

BIBLIOGRAFIA :

- Bonaparte J. F. (1986b) -Les Dinosaurés (Carnosaurés, Allosauridés, Sauropodes, Cétiosauridés) du Jurassique moyen de Cerro Cóndor (Chubut, Argentine). *Annales des Paléontologie* 72: 325-386.
- Salgado, L.; Coria, R.A.; y Calvo, J.O. (1997) -Evolution of titanosaurid sauropods. I: phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana*. 34: 3-32.
- Swofford, D.L. (1993) -PAUP: phylogenetic analysis using parsimony version 3.1.1. Natural History Society, Champaign, Illinois
- Wilson J.A. y Sereno P.C. (1998) -Early evolution and higher-level phylogeny of sauripod dinosaurs. *Journal of Paleontology*. 18 (2). Society of Vertebrate Paleontology, Memoir 5: 1-68

TEMA LIVRE / LIBRE

EVOLUCIÓN DE LOS COCOLITOFÓRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS EN LA RÍA DE VIGO

Álvarez, M.C.¹, Flores, J.A.¹, Siirro, F.J.¹, Fuertes, M.A.¹, Pelejero, C.² y Francés, G.³

1 Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.

2 Departamento de Química Ambiental, CID-CSIC.

3 Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo.

La Ría de Vigo se encuentra situada en la parte NO de la Península Ibérica dentro del grupo conocido como Rías Bajas. Se dispone a lo largo de un eje de dirección N45°E y ocupa una superficie de 176 Km².

El testigo VIR-18 se recuperó a 45 m de columna de agua en 42°14'07" de latitud norte y 8°47'37" de longitud oeste y posee una potencia de 380 cm.

La aplicación de técnicas datación de ¹⁴C ha permitido estimar una tasa de sedimentación de 0,7 mm/año hasta los 227 cm de profundidad y 3 mm/año para el resto del mismo. Según esto la edad máxima propuesta para el testigo son c.a 2917 años B.P., que dentro de la escala de tiempo propuesta para el Cuaternario por Lang (1994), ocupa la parte superior del Subboreal y el Subatlántico.

En este testigo se realizó un estudio cuantitativo de cocolitofóridos.

Los cocolitofóridos son algas unicelulares planctónicas que se desarrollan dentro de la zona fótica. La respuesta de las asociaciones ante cambios ambientales posibilitan su empleo como indicadores paleoclimáticos.

Los taxones identificados han sido: *Gephyrocapsa* menor de 3µ (*G. ericsonii* + *G. aperta*), *Emiliania huxleyi*, *Calcidiscus leptoporus*, *Gephyrocapsa muellerae*, *Cocolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Syracosphaera* spp. y *Gephyrocapsa oceanica*.

El análisis de las fluctuaciones de estos taxones conjuntamente con otros de naturaleza biogeoquímica y su tratamiento estadístico (análisis factorial en modo-Q), nos han permitido concluir que la Ría de Vigo ha tenido una relación variable con el océano abierto, según el periodo de tiempo considerado. Se han definido tres tramos, desde la parte basal del testigo hasta el techo, donde se expone la situación de la Ría en cada momento.

1) el primer tramo (c.a. 2917-1785 B.P.), está caracterizado por la asociación *Calcidiscus leptoporus* y *Gephyrocapsa muellerae*. En este momento todos los factores influyentes en el conjunto del ambiente de la Ría se encuentran en una condición variable o inestable. Se define este tramo como un periodo de tránsito desde unas condiciones de temperatura más altas que las actuales, hasta otras donde la tendencia general es hacia condiciones más frías y húmedas.

2) el segundo tramo (c.a. 1785-416 B.P.), está caracterizado por la asociación *Cocolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri* y *Syracosphaera* spp. El dominio de cada uno de los taxones, va relevando al anterior a medida que ascendemos en el tramo. La Ría está dominada por la influencia fluvial. En este momento los aportes de agua dulce son importantes y esta situación favorece la estratificación de las aguas. Respecto al océano, en este tramo existe una restricción de la conexión entre la Ría y el océano favorecida por la dirección de los vientos dominantes que en este momento soplan desde el OSO.

3) el tercer tramo (c.a. 416 B.P. hasta la actualidad), está caracterizado por el dominio exclusivo de la especie *Gephyrocapsa oceanica*. Se produce un reforzamiento de la surgencia que actúa frente a las costas gallegas. Este reforzamiento se produce como consecuencia del cambio producido en la circulación de los vientos dominantes, que ahora pasan a soplar del NO. En este tramo, la Ría está dominada por la influencia marina y la comunicación entre la Ría y el océano es más fluida.

BIBLIOGRAFÍA

- Diz, P., 1998. Evolución Paleoecológica y Paleoceanográfica de la Ría de Vigo durante el Holoceno. Grado de Licenciatura. Universidad de Vigo. 153 p.
- Mörner, N.A., 1996. Earth rotation, ocean circulation and paleoclimate: the North Atlántic-European example. En Andrews, J.T., Austin, W.E.N., Bergsten, H., Jemings, A.E., (Eds), Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins. Geological Society Special Publication 111, pp. 359-370.
- Vilas *et al.*, 1995. Cartografía de sedimentos submarinos. Ría de Vigo. Xunta de Galicia, Consellería de Pesca, Marisqueo e Acuicultura. 40 p.
- Winter, A., Siesser, W.G., 1994. Coccolithophores. Cambridge. 242 p.

CARACTERIZACIÓN DE LAS ASOCIACIONES CORALINAS DEL GRUPO AGER (PALEOCENO-EOCENO, CUENCA DE GRAUS-TREMP, PIRINEOS)

Álvarez Pérez, G.¹, Busquets Buezo, P.¹, Samsó Escolà, J.M.² y Tosquella, J.³

1 Departament d'Estratigrafia i Paleontologia. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona (España)

2 C/ Mayor 30, 1º izda. 22700 Jaca (España)

3 Departamento de Geología, Universidad de Huelva. Campus Universitario de la Rábida, Palos de la Ftra. 21819-Huelva.

La cuenca de Graus-Tremp, localizada en el Pirineo meridional, está integrada en la unidad Surpirenaica Central. Durante el Paleógeno esta cuenca a la vez que funcional era transportada por los mantos surpirenaicos que se estaban emplazando, diferenciándose las subcuencas de Tremp, al Este, de la de Graus al Oeste. Esta última se abría al Atlántico y recibía importantes aportes siliciclásticos de los relieves que se estaban generando.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio de las especies coralinas presentes en las diferentes formaciones aflorantes en los valles de los ríos Isábena y Esera, en la subcuenca de Graus.

Se ha muestreado de manera sistemática desde el techo de las calizas de alveolinas hasta el techo de la Fm. Roda. La sucesión muestreada abarca entre el Ilerdiense medio y el Cuisiense inferior.

Se han identificado 21 especies coralinas de las cuales 14 corresponden a especies coloniales y 7 a especies solitarias.

Los corales en la Fm. Serraduy se sitúan en horizontes inmediatos al techo de las calizas de alveolinas coincidiendo con la profundización de la cuenca generada por la evolución tectónica.

Las colonias se encuentran aisladas y dispersas por el fondo marino llegando en algún caso a formar pequeños parches arrecifales de carácter coralgal. La sucesión se continua con sedimentos siliciclásticos (Margas de Riguala) que registran procesos de desestabilización. Estos sedimentos contienen olistolitos de calizas y acumulaciones generadas por flujos de detritos que incluyen algunas colonias coralinas de *Astrocoenia lobatorotundata* y *Goniopora ameliana* y algunos ejemplares del coral solitario *Petrophyllia callifera*.

Las especies citadas se encuentran en posición de vida cuando se presentan sobre las calizas de alveolinas, y a menudo junto a construcciones algales. En esta secuencia se han identificado todas las especies localizadas en la zona.

Los corales en la Fm. Roda se sitúan en dos contextos ambientales relacionados con sistemas deltaicos. Por un lado se presentan sobre las superficies arenosas muy bien definidas de los frentes de los lóbulos deltaicos que corresponden a episodios transgresivos durante los cuales cesa la sedimentación terrígena. Probablemente se trata de episodios transgresivos correspondientes a ciclos de cuarto orden. La especie más frecuente en esta situación es *Goniopora ameliana*, que llega a formar colonias de hasta 40 centímetros de diámetro.

El segundo contexto lo constituye las margas de prodelta. En momentos de parada de sedimentación se encuentran corales como *Astreopora tecta*, *Pattalloyphyllia roseni*, *Cyclolitopsis patera*, *Chevalieriphyllia costata* y muy abundante *Wellsia alloiteaui*. Es también muy frecuente *Goniopora elegans* desarrollada sobre una concha de *Crassatella depressa*. Probablemente se trate de desarrollos coralinos relacionados con paradas en la sedimentación asociadas a ciclos transgresivo – regresivos que podrían ser de quinto orden.

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

EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE *CIVISINA EUSKALHERRIENSIS* (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)

Apellaniz, E.¹, Baceta, J.I.², Orue-Etxebarria, X.¹, Pujalte, V.¹, Luterbacher, H.³, Bernaola, G.¹, Caballero, F.¹ y Payros, A.¹

1 Dto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Aptdo.644. E-48080, Bilbao.

2 Dto. de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, La Rábida, E-21819, Huelva.

3 Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität, Tübingen, Sigwartstr. 10, D-72076, Tübingen, Alemania

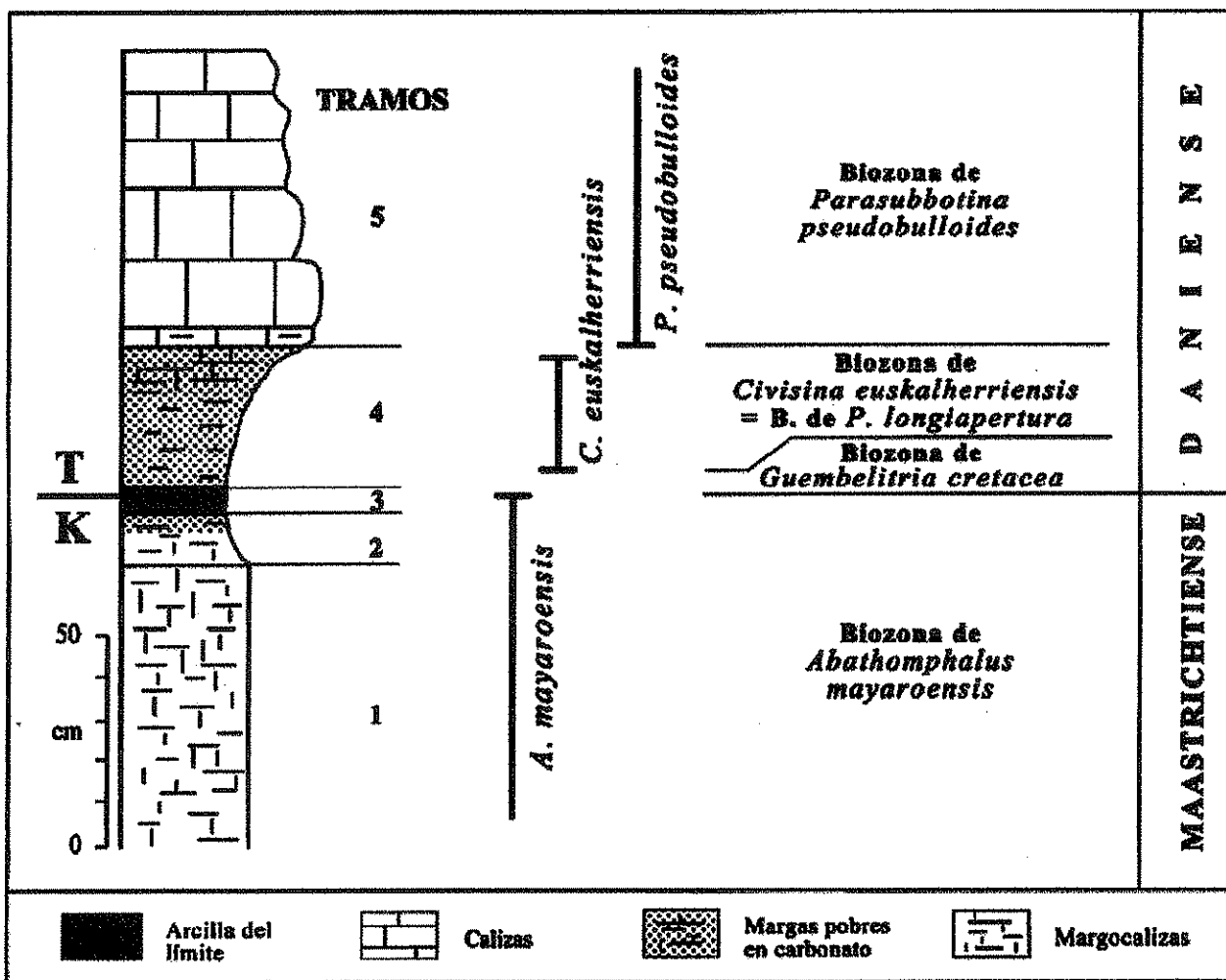
En la Cuenca Vasca existen numerosas secciones que contienen el tránsito Cretácico/Terciario en facies marinas profundas. Algunas de ellas, generalmente situadas en acantilados costeros (ej.: Zumaia, Bidart, Hendaia, Sopelana) han sido estudiadas por numerosos autores. Otras secciones, localizadas en afloramientos de interior (ej.: Urrutxua, Herrera, Gaskue, etc), son menos conocidas, pero aportan una información muy interesante (APELLANIZ, 1999). El estudio de todas ellas ha permitido un mejor conocimiento del tránsito Cretácico/Terciario en la zona de estudio.

La estratigrafía de todas las secciones citadas es semejante, estando constituida por la siguiente sucesión litológica (ver Figura 1): tramos 1 y 2, margocalizas de color rojizo de la parte alta del Maastrichtiense; que en los 30-50 cm situados bajo la arcilla del límite K/T se van haciendo menos carbonatadas y adquieren un color grisáceo; tramo 3, arcilla del límite, que puede alcanzar hasta 7 cm de espesor, y en la que en algunas secciones se pueden diferenciar tres niveles de diferente coloración. En esta arcilla se han encontrado marcadores que caracterizan depósitos de impacto en el límite K/T, tales como elevadas concentraciones de iridio, espinelas ricas en níquel, hollín en la sección de Sopelana III y cuarzos de choque en la de Bidart (ROCCHIA *et al.*, 1996); tramo 4, niveles margosos de color gris, que se van haciendo cada vez más carbonatados hacia arriba; tramo 5, "Calizas rosas del Danés", constituidas por una alternancia de calizas y margocalizas. Hay pequeñas diferencias de unas secciones a otras en cuanto a la potencia de los diferentes tramos, sobre todo en lo que respecta a la arcilla del límite, así como a la presencia o no de niveles turbidíticos en la serie.

El análisis cuantitativo de los foraminíferos planctónicos demuestra que estos organismos sufrieron una extinción brusca que afectó aproximadamente al 50% de las especies (APELLANIZ *et al.*, 1997). Las especies supervivientes desaparecieron de forma gradual al comienzo del Paleoceno, al mismo tiempo que iban apareciendo especies características del Terciario, la mayor parte de las cuales tienen una distribución temporal muy corta. Una de éstas es *Civisina euskalherriensis*, que únicamente se ha encontrado en el tramo 4 (Figura 1). Ejemplares de esta especie habían sido citados anteriormente por otros autores bajo otras denominaciones: como *Globigerina eugubina*, *Parvularugoglobigerina eugubina* o *Parvularugoglobigerina longiapertura*. Sin embargo, en nuestra opinión, las características morfológicas de *euskalherriensis* permiten diferenciarla claramente de las otras dos especies citadas.

Agradecimientos.

Agradecemos a la Universidad del País Vasco la concesión de una Subvención General a Grupos de Investigación (Código UPV 121.310-G12/99). Este trabajo representa una contribución a los Proyectos UPV 121.310-EB191/98 y PB98-0243 de la DGICYT



Referencias:

Apellaniz, E. (1999). Tesis. Servicio Editorial de la UPV/EHU: 391 págs.
 Apellaniz, E., Baceta, J.I., Bernaola-Bilbao, G., Nuñez-Betelu, K., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Pujalte, V., Robin E., and Rocchia, R.(1997). *Bull. Soc. géol. France*, 168(6): 783-793.
 Rocchia, R., Robin, E., Cachier, H., Lim, B., Leroux, H., Apellaniz, E., Orue-Etxebarria, X. (1996). In: Bardet, N. et Buffetaut, E. (Orgs.). *The Cretaceous-Tertiary boundary: biological and geological aspects*. Libro de Resúmenes.

EL TRÁNSITO JURÁSICO INFERIOR – JURÁSICO MEDIO EN LA SECCIÓN DE FUENTELSAZ (CORDILLERA IBÉRICA): ASPECTOS PALINOESTRATIGRÁFICOS

Barrón, E., Goy, A. y Ureta, S.

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 – Madrid, Tlf. 91-3944877; Fax.: 91-3944849, e-mail: ebarron @eucmos.sim.ucm.es

La sección de Fuentelsaz está situada cerca de la localidad del mismo nombre, en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, al NE de la provincia de Guadalajara. Los materiales del tránsito Jurásico Inferior-Medio, que muestran un notable desarrollo y continuidad, están constituidos por alternancias rítmicas de margas y calizas, muy ricas en macro y microfósiles. Estos materiales, depositados en un ambiente de baja energía, corresponderían presumiblemente a una pequeña cuenca subsidiaria de mayor profundidad, dentro de un ambiente de plataforma externa (Goy *et al.*, 1996).

Esta sección presenta, unas condiciones de afloramiento muy buenas, y un desarrollo excepcional, con más de 20 m de espesor, que corresponden a la parte terminal del Toarciense (Zona Aalensis) y a la base del Aalenense (Zona Opalinum). Asimismo, en ésta no se han detectado discontinuidades significativas. Por ello, la sección de Fuentelsaz ha sido propuesta como estrato-tipo para el límite Toarciense/Aalenense (tránsito Jurásico Inferior – Jurásico Medio) (Goy *et al.*, 1994; 1996) por el Grupo de Trabajo del Aalenense de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Jurásico.

El objetivo planteado en este trabajo es el análisis de las variaciones de diversidad y abundancia que presentan las sucesivas asociaciones de palinomorfos en el tránsito Toarciense-Aalenense de esta sección.

Desde un punto de vista tafonómico, la mayor parte de las asociaciones estudiadas presentan en general unas condiciones óptimas de conservación. Sin embargo, por encima de la Subzona Opalinum se constata la aparición de peores condiciones hasta el punto de provocar una disminución progresiva de la diversidad en las asociaciones.

La diversidad taxonómica es relativamente alta existiendo paradójicamente, un predominio de los taxones continentales sobre los marinos. En el total de los palinomorfos estudiados destacan por el número de especies halladas las esporas de criptógamas vasculares.

En general, se observa un mayor número de taxones en los niveles basales de la Subzona Opalinum, destacándose la presencia de *Tasmanites* sp., *Dictyophyllidites* sp. y *Todisporites major*. Asimismo, es remarcable la desaparición de *Heliosporites altmarkensis*, presente desde el Retiense, en la Subzona Opalinum. Este rango bioestratigráfico es similar al que presenta esta especie en la mayor parte de Europa (Guy-Ohlson, 1986).

En concreto, ninguno de los taxones determinados es un buen marcador cronoestratigráfico del tránsito Toarciense-Aalenense ya que, por lo general, presentan rangos estratigráficos muy amplios a lo largo del Jurásico.

Respecto a la abundancia numérica, entre los taxones marinos existe un claro predominio numérico de los acritarcos del género *Mychrystridium*, mientras que entre los continentales dominan los granos de polen del grupo de las gimnospermas como los de los géneros *Spheripollenites* y *Corollina*. Estos palinomorfos presentan altos valores porcentuales en todas las muestras estudiadas, encontrándose por lo general por encima de un 60% de abundancia, e incluso, llegando a superar el 90% en los niveles de la parte superior de la Subzona Opalinum.

En resumen, las asociaciones de palinomorfos procedentes de los materiales de este intervalo estratigráfico presentan pocas variaciones tanto en diversidad taxonómica como en abundancia numérica. Los cambios más marcados no tienen lugar hasta el comienzo de la Subzona Coptum, en donde se produce una marcada disminución de la diversidad. Esta disminución probablemente está

condicionada por factores ambientales locales, quedando las asociaciones constituidas fundamentalmente por taxones continentales.

- Goy, A; Ureta, S.; Arias, C.; Canales, M.L.; García Joral, F.; Herrero, C.; Martínez, G. & Perilli, N. 1994. The Fuentelsaz section (Iberian Range, Spain), a possible Stratotype for the base of the Aalenian Stage. *Miscellanea del Servizio Geologico Nazionale*, 5: 1-31.
- Goy, A; Ureta, S.; Arias, C.; Bernard, J.; Barrón, E.; Canales, M.L.; García Joral, F.; Gialanella, P.R.; Gómez, J.J.; Herrero, C.; Martínez, G.; Osete, M.L., Perilli, N. & Villalain, J.J. 1996a. The Toarcian/Aalenian transition in Fuentelsaz section. En: 1st Toarcian and 4th Aalenian Working Groups Meeting. *Fieldtrips Iberian Range Guide-Book*. Ureta, S. Ed. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, pp. 51-77.
- Guy-Ohlson, D. 1986. Jurassic Palynology of the Vilhelmsfält Bore N° 1, Scania, Sweden. *Toarcian-Aalenian, Section of Palaeobotany*, Swedish Museum of Natural History, Stockholm., 127 pp.

PALEONTOLOGICAL AND MICROFACIAL FEATURES OF THE LAS CHACRITAS FORMATION (MIDDLE ORDOVICIAN), CENTRAL PRECORDILLERA, SAN JUAN PROVINCE, ARGENTINA

Beresi, M.¹, Heredia, S.² and Peralta, S.³

1 CONICET-CRICYT(Mendoza), mberesi@lab.cricyt.edu.ar

2 CONICET-Univ. Nac. Comahue, Neuquén, sheredia@machi.uncoma.edu.ar

3 CONICET- Univ. Nac. de San Juan, speralta@unsj.edu.ar

Abstract

The Ordovician carbonate sediments of the Las Chacritas river section, outcrop in the Cordón de la Trampa, western margin of the Central Precordillera of San Juan province, western Argentina. The Upper Arenig-Lower Llanvirn sequence of the Las Chacritas river section, is called Las Chacritas Formation. This sequence of 55 m in thickness, is composed mainly of limestones, marly limestones and several K-bentonite levels. These carbonate deposits overlain the top of the Arenig limestones of the San Juan Formation (hardground surface). The Las Chacritas Formation is overlain in paraconcordance (omission surface) by the graptolite black shales of Lower Caradoc age.

At the Las Chacritas succession, the Lower Member (38 m thick) consists of deep mudstones, spiculites and calcisiltites. The microfacies analysis indicates that the mudstones are characterized by a fine lamination, dark colour and scarce fossils (crinoids, gastropods and undetermined microbioclasts). At the base of this member several thin yellow brownish K-bentonites (fossil volcanic ash layers) occur interlayered with argillaceous limestones. These litho and biofacial features are typical of an open deep subtidal deposition (outer shelf).

The Upper Member (17 m thick) is composed predominantly of fossiliferous (algal and crinoidal) wackestones, rare packstones and a few interlayered spiculite mudstones. Microfacies analysis indicate that the wackestones are characterized by fine-grained matrix and a diversity of organisms, where sorting is not visible. Fossils found in these wackestones are stenohaline.

The abundant and diversified fauna is composed by articulate and inarticulate brachiopods, sponges, trilobites, crinoids, bivalves, bryozoans, calcareous algae (*Nuia*), ostracods, gastropods, nautiloids, and conodonts. These wackestones and their fossil fauna were deposited in an open marine subtidal shelf environment with warm water, normal marine salinity, low-energy and below the wave base of storms.

Conodont assemblages have been collected in the medium and upper part of the sequence. In the Upper Member the *Paroistodus horridus* Subzone (*Lenodus variabilis* Biozone) occurs. This biozone indicates the Upper Arenig-Lower Llanvirn.

The fossil content of the LCHF increases towards the top of the formation where there are intercalations of light gray pelmatozoan grainstones with coarse-grained texture. They are almost exclusively composed of the dissociated parts of crinoid skeletons packed closely together without any sort of orientation. These grainstones suggest a shoal-water sand body.

The Upper Member is overlain by black shales of Caradoc age. The top of the Las Chacritas Formation coincides with a transgressive surface.

The litho and paleontological facies of the Las Chacritas Formation suggest an open-marine deep subtidal to shallow shelf deposition. The gradual replacement of deep-water dark mudstones by the shallow-water wackestones is consistent with this paleoenvironmental interpretation.

The Ordovician carbonate sedimentation on the platform of the Argentine Precordillera stopped during the early Llanvirn because of the regional drowning and the subsequent deposition of graptolite black shales.

In this paper we focus on the paleontological and microfacial features of the carbonate sequence of the Las Chacritas Formation and on the paleoenvironmental interpretation.

EQUÍNIDOS DE FACIES PROFUNDAS DEL CONIACIENSE SUPERIOR DEL PREPIRINEO CATALANO-ARAGONÉS (NE DE ESPAÑA): SISTEMÁTICA Y DISTRIBUCIÓN PALEOBIOGEOGRÁFICA

Berrou, V.¹ y Gallemi, J.²

¹ 8, allée des Avocettes; Parc-Quibias; 56610 – Arradon; Francia.

² Museu de Geologia (ICUB – Ajuntament de Barcelona); Parc de la Ciutadella s/n; 08003 – Barcelona; España.

Resumen

En el marco de los trabajos relativos al proyecto de investigación abajo mencionado se ha recolectado una fauna de equínidos entre los que se han identificado hasta la fecha los siguientes taxones: *Rispolia subtrigonata* (Catullo, 1827), *Stenonaster tuberculata* (Defrance, 1816), *Vomeraster subverrucosus* (Gauthier, 1892) y *Homoeaster auberti* (Gauthier, 1892).

Dicha fauna procede de unos niveles de alternancias de margas y calizas margosas que afloran en las inmediaciones de Sopeira (en el límite de las provincias de Lleida y Huesca) y corresponden a la Fm. Calizas de Aguas Salenz y, más concretamente, a la secuencia deposicional (SD) Balluguera interpretada como de facies de pie de talud (Fondecave-Wallez, 1989; Fondecave-Wallez *et al.*, 1989). Dicha secuencia está datada entre los –88.5 Ma y los –87.5 Ma es decir, entre el Coniaciense medio y el Santoniense inferior; su contenido micropaleontológico está actualmente en fase de estudio.

Esta fauna de holasteroideos (*Rispolia* y *Stenonaster*) y espatangoideos (*Vomeraster* y *Homoeaster*) que se documenta en su conjunto por vez primera en la península Ibérica, viene siendo atribuida en los trabajos más recientes a medios de sedimentación profundos (“batiales” y “subbatiales”) de edad Coniaciense superior (Devriès, 1959; Piccoli & Traverso, 1962; Zaghbib-Turki, 1980, 1987).

La distribución paleobiogeográfica de las especies aquí referidas oscila entre la de *Rispolia subtrigonata*, descrita originalmente en la formación “Scaglia” del Vicentino (Italia) y posteriormente citada en Suiza, Argelia, Turquía y Túnez, y de la *Vomeraster subverrucosus*, tan sólo reconocida en Túnez.

Esta es una contribución al Proyecto PB98-0876 “Zonación por macrofauna de plataformas del Cretácico superior del Tethys y su correlación con las biozonas de cuenca” de la DGEIC.

Referencias

- Devriès, A. (1959).- Note sur le Crétacé supérieur d'Algérie. *84ème Congr. Soc. Sav. Dijon, Section Sc., 17, Colloque sur le Crétacé Français*: 95-138, pls. 1-5. Dijon.
- Fondecave-Wallez, M.-J. (1989).- Grade-datations sénoniennes: applications aux séquences de dépôt au versant sud des Pyrénées centrales. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13(2): 425-436. Boussens.
- Fondecave-Wallez, M.-J., Souquet, P. Et Gourinard, Y. (1989).- Enregistrement sédimentaire de l'eustatismo et de la tectonique dans la série turbiditique du Crétacé des Pyrénées centro-méridionales (Groupe de Vallcarga, n. gr., Espagne). *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 308: 1011-1016. Paris.
- Piccoli, G. & Traverso, E. (1962).- La fauna di echinidi del Monte Lovertino (Colli Euganei). *Mem. Accad. Patavina di SS. LL. AA.: Classe di Sci. Mat. e Naturali*, 74: 1-21, pl. 1. Padova.
- Zaghbib-Turki, D. (1980).- Les Echinides du Coniacien-Maestrichtien (Crétacé supérieur) de la Tunisie septentrionale. In Jangoux, M. (ed.): *"Echinoderms: Present and Past"*. Proceedings of the European Colloquium on Echinoderms (Brussels, 1979), pp. 67-76. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Zaghbib-Turki, D. (1987).- *Les Échinides du Crétacé de Tunisie. Paléontologie générale: systématique, paléoécologie, paléobiogéographie*. Thèse Fac. Sciences Tunis. 613 pp., pls. 1-25. Tunis.

NUEVOS DATOS SOBRE LOS FORAMINÍFEROS DEL CUATERNARIO LITORAL DEL S DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

Blázquez, A.M. y Usera, J.

Dpto. Geología. Universitat de València. Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot. ana.m.blazquez@uv.es - usera@uv.es

Introducción

El objetivo de este trabajo es interpretar la sucesión de ambientes sedimentarios que se registran en un sondeo mecánico situado al S de la Serra de Santa Pola, en la zona de contacto entre los glacis y piedemontes procedentes de dicha elevación con los depósitos lagunares asociados a la Albufera de Elche. Para ello se ha realizado un análisis micropaleontológico, a partir de foraminíferos fósiles, y sedimentológico de las 92 muestras extraídas del testigo que alcanzó 23 m de profundidad y que está situado según las coordenadas UTM en 30SYH133 305, a +2 m respecto al nivel del mar y a unos 500 m de la línea de costa actual.

La zona de estudio se emplaza en la provincia de Alicante, en la comarca del Baix Vinalopó y desde el punto de vista geológico pertenece a la Depresión de Elche dentro de la Cuenca del Bajo Segura, que corresponde a la parte meridional de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Comprende un sinclinal subsidente (Montenat, 1973) ocupado por espacios lagunares: el Hondo de Elche y las Salinas de Santa Pola. En este último espacio húmedo se han citado al menos tres barras del antiguo *lagoon*: una eutirreniense a unos 1.300 m de la línea de costa actual, otra neotirreniense paralela a la anterior, a unos 300 m del litoral y finalmente la actual que se apoya en las sierras adyacentes (Rosselló, 1993). Todas ellas presentan un mayor desarrollo hacia el N de la bahía de Santa Pola.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para el estudio de los foraminíferos fósiles cuaternarios se pesaron 50 gr de sedimento seco que fueron tamizados en tres fracciones: >0,4 mm, >0,125 mm y >0,063 mm. De las 92 muestras extraídas del sondeo sólo 25 tienen foraminíferos cuaternarios, de las que se han obtenido un total de 4.852 individuos, a partir de los cuales se calcularon los índices de diversidad (Shannon-Wiener, 1949), equitabilidad, alfa de Fisher (Fisher *et al.*, 1943) y riqueza de Margalef (Magurran, 1989) con objeto de conocer la composición y abundancia proporcional de especies, así como el grado de dominancia de alguna de ellas en cada muestra. Además, han sido realizado un estudio sedimentológico a partir del cual se han obtenido la distribución granulométrica, y los valores de materia orgánica (método oxidación por dicromato potásico) y carbonato cálcico (calcímetro de Bernard).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La sedimentación cuaternaria en este registro comienza con un depósito de canal que erosiona un plioceno marino de plataforma somera, que a su vez se apoya en el Complejo Terminal Messiniense, característico del arrecife de Santa Pola, cuyo techo se sitúa a -14 m. Estos depósitos aluviales dan paso en la vertical a facies de marjal que comienzan a -5,5 m y cuyo techo fue datado por C¹⁴ en 22.330 BP (Beta Analytic). En estos materiales de textura arcillosa con proporciones de arena de hasta el 25%, aparecen *Ammonia beccarii* (Linné), *Bolivina* sp., *Bucella* cf. *granulata* (Di Napoli), *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob), *Elphidium* cf. *advenum* (Cushman), *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll), *Hanzawaia boueana* (D'Orbigny), *Neoconorbina* cf. *terquemi* (Rzehak), *Nonion commune* (D'Orbigny), *Rosalina globularis* D'Orbigny, etc. No obstante, todos estos ejemplares son reelaborados de niveles marinos más antiguos ya que, además, están diagenizados y muestran señales de procesos de transporte y erosión. No se constata la existencia de foraminíferos o de ostrácodos autóctonos.

En contacto erosivo respecto al sedimento anterior, aparece la unidad superior del sondeo, que se inicia a -2,5 m. Se trata de un sedimento arenoso de color gris oscuro con dos niveles de cantos de morfología aplanada con perforaciones de *Lithophaga* sp., formadas por granos de naturaleza

calcárea en su mayoría, tanto de origen biógeno como terrígeno, que otorgan a este paquete un valor medio de carbonato cálcico del 75%. Intercalado se localiza un nivel que parece indicar una fase de emersión donde son frecuentes las precipitaciones de óxido de hierro en su forma férrica y de carbonatos. En este infralitoral se han reconocido hasta 30 taxones, de foraminíferos bentónicos entre los que podemos destacar: *A. beccarii*, *Amphisorus hemprichi* (Ehremberg), *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *B. granulata*, *L. lobatula*, *E. advenum*, *E. crispum*, *E. macellum*, *N. commune*, *Nubecularia lucifuga* Defrance, *Planorbulina mediterraneensis* (D'Orbigny), *Planorbulina variabilis* (D'Orbigny), *R. globularis*, *Rosalina mediterranea* D'Orbigny, etc. Estos ejemplares presentan un estado de conservación muy bueno, en cuyos caparazones no se observan señales de erosión. En conjunto, esta unidad presenta un índice de Alfa de Fisher cercano a 8, el índice de diversidad de Shannon-Wiener en torno a 3,5, el índice de riqueza de Margalef cercano a 5, la equitabilidad próxima a 0,7 y unos 15.000 individuos como media del total de ejemplares en 50 gr de sedimento.

Cercano al punto del sondeo se localiza el yacimiento iberorromano de la Picola, cuya estratigrafía muestra también la existencia de dos niveles infralitorales separados por un depósito subaéreo (Fumanal y Ferrer, 1998). El nivel infralitoral inferior se asimila posiblemente a la transgresión Flandriense y los depósitos eólicos intercalados así como el infralitoral superior son atribuidos a partir de restos cerámicos a los siglos I y III dC, respectivamente. Por tanto, la barra que cierra hoy la bahía de Santa Pola es el resultado de un proceso iniciado con posterioridad al período romano, aunque se apoya sobre una estructura sedimentaria previa.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Fundación Wolswagen-Stiftung: I/68226, Consellería de Cultura: 163/99 y por el Plan Nacional de I+D a través del proyecto MAR98-1664-E y de una beca desarrollada en la empresa Sondeos, Estructuras y Geotécnia S.A.

BIBLIOGRAFÍA

- FISHER, R.A., CORVET, A.S. & WILLIAMS, C.B. (1943): The relation between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *Journal Animal Ecology*, 12: 42-58.
- FUMANAL, M.P. y FERRER, C. (1998): El yacimiento arqueológico de La Picola (Litoral de Santa Pola, España). Estudio geomorfológico y sedimentológico. *Cuaternario y Geomorfología*. Vol 12 (1-2): 77-93
- MAGURRAN, R.M. (1989): Diversidad ecológica y su medición. ED. Vedral, 194 pp.
- MONTENAT, C. (1973): *Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol*. Tesis Doctoral, París Orsay, pp 1170.
- ROSSELLÓ, V.M. (1993): Albuferas mediterráneas. *Cuadernos de Geografía*, 53: 35-64
- SHANNON, C.E. & WIENER, W. (1949): *The mathematical theory of Communication*. Urbana, University Illinois Press, 117 pp.

PALEOENVIRONMENTAL AND TAPHONOMICAL INTERPRETATION OF MIOCENE RHODOLITHS FROM PORTO SANTO (MADEIRA ARCHIPELAGO, PORTUGAL). PRELIMINARY DATA

Cachão, M.¹, Rasser, M.², Rodrigues, D.³ & Marques da Silva, C.¹

- 1 Geology of the University of Lisbon, Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal (mcachao@fc.ul.pt; Paleo.Carlos@fc.ul.pt).
- 2 Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, P.O.B. 127, A - 1031 Vienna, Austria (michael.rasser@univie.ac.at)
- 3 C.C.B.G. University of Madeira, Praça do Município, 9000 Funchal, Portugal (dmr@uma.pt)

A common feature to most of the Miocene marine units that outcrops in the volcanic island of Porto Santo, is the presence of large rhodoliths, locally called “*laranjas*”. They occur associated with shallow marine sedimentary units in the transition between two major volcanic complexes: (1) the trachytic to basaltic submarine basal volcanic complex with ages ranging between 18.8 and 13.5 Ma (Ferreira, 1985) and (2) subaerial alkali basaltic to hawaiitic complex formed between 14 and 10.2 Ma (Ferreira, 1985). Previously assigned to an age interval between 19.3 and 15.2 Ma (Ferreira, 1996), the fossiliferous layers were restricted to *circa* 14 Ma based on calcareous nannofossils (biozone CN4 of Okada & Bukry; Early Serravalian; Cachão *et al.*, 1998) confirmed by recent ⁴⁰Ar/³⁹Ar age dating (Geldmacher *et al.*, 2000). Silva (1995) already referred the presence of these calcareous algae in the Miocene of Porto Santo, which he attributed to the species *Lithothamnium aff. magnum* CAPEDE 1900.

The present study while resuming and updating the taxonomical identification of the calcareous algae that produced these rhodoliths aims a paleoecological and taphonomical interpretation of the Porto Santo Miocene marine facies in which the rhodoliths can be found, mainly around the area occupied by the present day islet “Ilhéu de Cima” located near the SE end of Porto Santo island.

At the islet of “Ilhéu de Cima” two distinct types of fossil rhodolith assemblages can be found. One type is located at the “Pedra do Sol”, on the SW side of the islet. Here two distinct marine layers can be identified, separated by 8 meters of an ash unit followed by a thick basaltic flow. In the lower marine layer the rhodoliths are fossilized together with *Clypeaster* echinoids, *Spondylus* bivalves and rare balanids in a bioclastic calcareous sandstone layer filling an irregular basaltic surface. The topmost regular and flat limit of this sedimentary unit corresponds to the original seafloor fossilized by the irregular ash layer that can reach 2.4 m thick. Above this fossilized seafloor the basaltic rock surfaces have *in situ* coral carpets that can reach 0.11 m thick. These coral covered surfaces extend vertically 7.5 meters above the sediment top (the minimum water depth) having also been fossilized by the explosive volcanic event that produced the ash layer. Rhodoliths are dominated by at least two species of *Lithothamnion*, many encrusting bryozoans, some serpulide worm tubes, and rare peyssonneliacean algae. Growth forms are mostly columnar. Rare crustose forms occur formed by *Lithoporella melobesioides*, another not identified coralline alga, and peyssonneliacean algae.

The second rhodolith assemblage type outcrops at “Cabeço das Laranjas” on the eastern side of the NW tip of the islet. Here the rhodoliths constitute the major component of the fossil content of these marine sediments with densities of more than 80 rhodoliths per square meter. *Clypeaster* are rare as well as pectinids and other bivalves. Some of the rhodoliths exhibit corals that grew directly over them occupying generally less than half of their visible surface. The rhodolith layer has around 6 meters having intercalated a sedimentary lens of volcanic debris (maximum thickness 2.4 m) with sedimentary structures produced by coastal currents and bioturbation on the top. Rhodoliths are formed by the two genus *Sporolithon* and *Lithothamnion*.

There are no significant changes of growth forms within the particular species the rhodolith growth (but not the sphericity) is only caused by the contributing taxa and do not indicate the frequency of turning of the rhodolith.

The main purpose of rhodolith morphometrics was to determine which of the rhodolith assemblages, if any, was *in situ* and which had been subjected to transport. For both fossil assemblages favourable outcrops were selected with a significant number of rhodoliths with less than half of its volume inside the sedimentary matrix. Because morphometrics were performed without removing the rhodoliths from the outcrop, the study of their shape was simplified by determining only the major and minor visible axes of their elliptical contour. Frequency distributions for the major and minor axis revealed that the “Pedra do Sol” rhodoliths assemblage had an almost perfect uni-modal normal distribution while the “Cabeço das Laranjas” rhodoliths assemblage had a multi-modal positively skewed distribution (dominance of smaller specimens). These results suggest that the “Cabeço das Laranjas” assemblage was produced *in situ* while the “Pedra do Sol” assemblage was subjected to transport. In fact, analysis of rhodoliths from the “Pedra do Sol” assemblage showed that corals, although overspread throughout the outcrop, did not contribute to the rhodoliths (neither by serving as a nucleus, nor by encrustations) supporting the interpretation that they were probably transported into this environment prior to fossilization.

The analysis of the features of the external surface of the rhodolith also allows taphonomic characterization and further paleoenvironmental interpretations. Rhodoliths found in several of the Miocene outcrops of Porto Santo can be distinguished by their external surfaces into several types: (1) “fresh” lumpy surfaces with swollen protuberances; (2) abraded surfaces and (3) surfaces with epibiotic organisms (corals, serpulids, bryozoans, etc.). These features may be interpreted as follows (respectively): (1) *in situ* living algae; (2) rhodoliths subjected to shore wave abrasion and eventually emersion; and (3) having passed by stage 2 algae structures were partially or totally dead after which they were resubmitted to the infratidal environment and colonized prior to burial. This seems to have occurred in certain areas such as the “Lombinhos de Cima” (“Serra de Fora”) outcrop in the Island of Porto Santo. However, even high-energy rhodoliths can be established long enough to serve as a stable substrate for coral growth. Parts of the rhodolith tissue can be damaged and corals can grow over there without the whole rhodolith stop growing. This seems to better explain features found in certain rhodoliths at “Cabeço das Laranjas”.

The study of the Miocene rhodoliths of Porto Santo allowed to better understanding the paleoenvironments in which they evolved. Two distinct situations were detected: (1) *in situ* rhodolith assemblages (“Cabeço das Laranjas”) and short-term transport rhodolith assemblages (“Pedra do Sol”).

References

- Cachão, M.; Rodrigues, D.M.M.; Marques da Silva, C. & Mata, J.(1998) - Biostratigrafia (Nanofósseis calcários) e interpretação paleoambiental do Neogénico de Porto Santo (Madeira) (dados preliminares). *Comun. Inst. Geológico Mineiro*, Lisboa, 84(1): A91-A94.
- Ferreira, M. P. (1985) – Evolução geocronológica e paleomagnética das ilhas do Arquipélago da Madeira – uma síntese, *Mem. e Notas, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 99: pp. 213 – 218.
- Ferreira, M. P. (1996) – Carta Geológica de Portugal. Folha da Ilha de Porto Santo. *Serviços Geológicos Portugal*.
- Geldmacher, J.; Bogaard, P; Hoernle, K & Schmincke, H-U. (2000) – The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age dating of the Madeira Archipelago and hotspot track (eastern North Atlantic). *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 1, Paper 1999GC000018 <http://gcubed.magnet.fsu.edu/>
- Silva, G. Henriques (1959) – Fósseis do Miocénico marinho da Ilha de Porto Santo. *Memórias e Notícias, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 48: 1 – 22.

CENOMANIAN-TURONIAN AMMONITE FAUNAS FROM THE WEST PORTUGUESE BASIN

Callapez, P.

Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex. - callapez@ci.uc.pt

The Cenomanian-Turonian onshore record of the West Portuguese Basin contains thick successions of shallow carbonate facies with abundant fossil faunas, including tethyan ammonites, as well rudist and coral buildups. These sedimentary and faunal successions are related with the gradual installation of a carbonate platform over the inner sectors of the basin, reaching its maximal extension at the basal Upper Cenomanian (Berthou, 1984d, Callapez, 1998, 1999b). The carbonate sedimentation was processed along two independent sectors, compartmented by the "Nazaré fault", together with a few diapiric alignments: (1) a northern sector with marly-limestone and sandy-limestone facies, yielding abundant ammonites and a diverse benthic fauna; (2) a southern sector with more confined facies, most of them lagunar marls with hemiasterids, and calcarenitic shoals with rudists and corals.

Ammonites only become widespread at the base of Upper Cenomanian, after a significant deepening of the sedimentation areas. The best ammonite succession is found on western outcrops of the northern sector, where the stratigraphic sections are more expanded across the Upper Cenomanian and Lower Turonian. The adequate areas for systematic and biostratigraphic purposes are situated in the Baixo Mondego, between the localities of Figueira da Foz and Tentúgal. The general stratigraphy of these areas was first established by Choffat (1898, 1900), as part of a large work concerning the Upper Cretaceous of the West Portuguese Basin. Soares (1966, 1980), Berthou (1984d), Berthou *et al.* (1985) and Lauverjat (1982), among others, further reviewed the same areas and faunas.

More recently, the paleontological data and the ammonite zonations proposed by these workers were subject of review by Callapez (1998), based on recent developments of the Cenomanian-Turonian ammonite biostratigraphy, together with the study of new collections of ammonites.

The present status of knowledge about the Cenomanian-Turonian fossil faunas of Portugal suggests the existence of 30 species of ammonites distributed on 4 assemblage zones, with ranges from the basal Upper Cenomanian to the middle part of Lower Turonian (fig. 1):

1 - Biozone of *Calycoceras guerangeri* (basal Upper Cenomanian): a fauna with abundant *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny, 1841), rare *Neolobites bussoni* Collignon, 1965, and *Calycoceras (Calycoceras) naviculare* (Mantell, 1822) clearly indicates this assemblage zone. Other occasional species are *Calycoceras (Proeucalycoceras) guerangeri* (Spath, 1926), *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes-Browne, 1896) and *Thomelites hancocki* Juignet & Kennedy, 1976.

2 - Biozone of *Euomphaloceras semtemseriatum* (Upper Cenomanian): besides the index species, this assemblage shows the first occurrence of vascoceratids. *Vascoceras gamai* Choffat, 1898 is the commonest species, and occurs together with *Pseudocalycoceras* sp., *V. barcoicense* Choffat, 1898, *V. adonense* Choffat, 1898, and *Vascoceras* sp. A (*sensu* Callapez, 1998). The stratigraphic range of *E. semtemseriatum*, which is a fairly common species in the Upper Cenomanian of North Africa, Western Europe and USA, suggests a correlation with the standard *geslinianum* zone (Kennedy, 1984).

3 - Biozone of *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (late Upper Cenomanian): the higher Cenomanian association recognised in Portugal yielded large *Puzosia (Puzosia)* sp., *Pachydesmoceras* cf. *denin-sonianum* (Stoliczka, 1865), *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (Choffat, 1898), *Spathites (Jeanroge-riceras) subconciatus* (Choffat, 1898), *Vascoceras gamai* Choffat, 1898, *V. adonense* Choffat, 1898, *Vascoceras douvillei* Choffat, 1898, *Vascoceras kossmati* Choffat, 1898, *Rubroceras* sp., *Rubroceras* cf. *alatum* Cobban, Hook & Kennedy, 1989

and *Fagesia catinus* (Mantell, 1822). This fauna is correlative with the *judii* zone of Western Europe and USA (Kennedy *et al.*, 1989).

4 - Biozone of *Thomasites rollandi* (middle Lower Turonian): the single Turonian ammonite assemblage recognised in Portugal (Callapez, 1999b) has an higher position in the Lower Turonian, suggesting the existence of an extensive gap on the Cenomanian-Turonian transition of the West Portuguese Basin. This unconformity is recognised on many of the onshore sectors, where it is associated with paleokarsts (outcrops of Figueira da Foz, Nazaré, etc). Ammonites are represented by *Parapuzosia* (*Austiniceras*) *intermedia orientalis* (Matsumoto, 1954), *Pachydesmoceras* cf. *deniso-nianum* (Stoliczka, 1865), *Kamerunoceras douvillei* (Pervinquère, 1907), *Vascoceras kossmati* Choffat, 1898, *Vascoceras durandi* (Thomas and Peron, 1889), *Fagesia superstes* (Kossmat, 1897), *Fagesia tevesthensis* (Peron, 1896), *Neoptychites cephalotus* (Courty, 1860), *Thomasites rollandi* (Thomas and Peron, 1889), and *Choffaticeras* (*Leoniceras*) *barjonai* (Choffat, 1898). *K. douvillei*, *N. cephalotus* and *T. rollandi* (Thomas and Peron, 1889) are mentioned for the first time to Portugal. The assemblage indicates the tethyan biozone of *Thomasites rollandi*, previously defined by Chancellor *et al.* (1994) for the Lower Turonian of Central Tunisia. The *rollandi* zone correlates with the standard *coloradoense* zone and designates faunas with a range below the first occurrence of *Mammites nodosoides*.

	Western Interior of USA	Figueira da Foz, Portugal	Spain	Central Tunisia	Kalaat-es-Senam, Tunisia	Southern England	Touraine, France
Lower Turonian	<i>Mammites nodosoides</i>	(M/N/O)	<i>Mammites nodosoides</i>	<i>Mammites nodosoides</i>	<i>Mammites nodosoides</i> TrZ	<i>Mammites nodosoides</i>	<i>Mammites nodosoides</i>
	<i>Watinoceras coloradoense</i>	<i>Thomasites</i> (L) <i>rollandi</i> (K)		<i>Thomasites rollandi</i>	<i>Choffaticeras</i> I	<i>Pseudaspidoceras</i> + <i>Fagesia</i> fauna,	
	<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>		<i>Paramammites?</i> <i>saenzi</i>	<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>	<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i> I		
	<i>Watinoceras devonense</i>		<i>Spathites</i> (J.) <i>subconciiliatus</i>			<i>Watinoceras devonense</i>	
Upper Cenomanian	<i>Nigericeras scotti</i>						
	<i>Neocardioceras judii</i>	<i>Pseudaspidoceras</i> (J) <i>pseudonodosoides</i> (H/I)		<i>Pseudaspidoceras pseudonodosoides</i>		<i>Neocardioceras judii</i>	
	<i>Burroceras clydense</i>	<i>Euomphaloceras</i> (G) <i>septemseriatum</i> (E/F)			<i>Euomphaloceras Septemseriatum</i> I	Fauna with <i>Nigericeras</i>	
	<i>Sciponoceras gracile</i>		<i>Metoicoceras geslinianum</i>			<i>Metoicoceras geslinianum</i>	<i>Metoicoceras geslinianum</i>
	<i>Metoicoceras mosbydense</i>	<i>Calycoceras</i> (D) <i>guerangeri</i> (C)	<i>Met. muelleri</i> <i>N. vibrayeanus</i>	<i>Calycoceras guerangeri</i>	<i>Eucalycoceras Z</i>	<i>Calycoceras guerangeri</i>	<i>Calycoceras guerangeri</i>
	<i>Calycoceras canitaurinum</i>						

Figure 1 – Correlation between the Upper Cenomanian and Lower Turonian ammonite successions of the West Portuguese Basin, Western Interior of USA, Southern England and Touraine (after Hancock, Kennedy & Cobban, 1993; Chancellor *et al.*, 1994).

Berthou, P. 1984d. Résumé synthétique de la stratigraphie et de la paléogéographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais, *Geonovas*, 7, 99-120.

Berthou, P.; Chancellor, G. & Lauerjat, J. 1985. Revision of the Cenomanian-Turonian Ammonite *Vascoceras* Choffat, 1898, from Portugal, *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71, 55-79.

Callapez, P. 1998. Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal. Unpublished D. Phil. Thesis, Coimbra University, 491pp.

Callapez, P. 1999b. The Cenomanian-Turonian of the western Portuguese Basin, EPA Workshop of Lisbon, field trip 2, 45 pp.

Chancellor, G.; Kennedy, W. & Hancock, J. 1994. Turonian ammonite faunas from central Tunisia, *Spec. Pap. Palaeontology*, 50, 118 pp.

Choffat, P. 1898. *Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal 2, Les Ammonées du Bellasien, des Couches à Neolobites vibrayeanus, du Turonien et du Senonien*, 45 pp. (Section des Travaux. Géologiques du Portugal, Lisbonne).

Choffat, P. 1900. *Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal - Deuxième étude - Le Crétacé supérieur au Nord du Tage*, 287 pp. (Direction des Services Géologiques du Portugal, Lisbonne).

Kennedy, W. 1984. Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to the Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of stage boundaries by ammonites, *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 33, 1/2, 147-161.

Kennedy, W.; Cobban, W.; Hancock, J. & Hook, S. 1989. Biostratigraphy of the Chispa Summit Formation at its type locality: a Cenomanian through Turonian reference section for Trans-Pecos Texas, *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, n.s., 15, 39-119.

Lauerjat, J. 1982. Le Crétacé Supérieur dans le Nord du Bassin Occidental Portugais; Univ. Pierre et Marie Curie, Th. Doct. d'État, Paris.

Soares, A. 1966. Estudo das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho, *Mem. Not.*, 62, 343 pp.

Soares, A. 1980. A «Formação Carbonatada» na região do Baixo-Mondego, *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 66, 99- 109.

SEDIMENTARY AND PALEOBIOLOGIC EVOLUTION OF THE WEST PORTUGUESE CARBONATE PLATFORM ACROSS THE CENOMANIAN-TURONIAN: AN OVERALL SYNTHESIS BASED ON PALEOBIOGEOGRAPHIC MAPS

Callapez, P.

Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex. - callapez@ci.uc.pt

The construction of paleogeographic maps and schemes, sometimes with additional information of paleobiological relevance, is the last fundamental step of data synthesis for many stratigraphic and paleontologic studies. The main objectives concerned can be, for example: (1) the spatial and dynamic reconstitution of ancient coast lines and depositional environments; (2) the paleogeographic effects of tectonic and eustatic events; and (3) the geographic and temporal evolution of ancient communities.

More than a single example extracted from the Portuguese stratigraphy, the Cenomanian-Turonian platform carbonates of Estremadura and Beira Litoral proved to be one of the most complete and adequate successions for paleobiogeographic analysis. The diversity of outcrops, facies and faunas allied to the profusion of works, make the reconstitution of the main steps of installation and evolution of the carbonate platform, a full exercise.

The first paleogeographic schemes concerning the Cenomanian-Turonian of the West Portuguese carbonate platform are contemporary of the first extensive work dedicated to the Upper Cretaceous of Portugal (Choffat, 1900, pls. X and XI). Soares (1966, 1968, 1980), Berthou (1973, 1978, 1984d), Crosaz-Galletti (1979) and Lauverjat (1982), among others, essayed new and more detailed attempts of reconstitution, following a model of evolution for the carbonate platform that received the general agreement of subsequent workers.

More recently, Callapez (1998, 1999a, 1999b) reviewed the ideas of these precursors, together with the interpretation of a large number of field data available for the first time. This review allowed the drawing of 7 coloured maps, illustrating the Cenomanian-Turonian paleogeography and the transgressive events across the West Portuguese margin, with the subsequent installation of a shallow carbonate platform (fig. 1). This area was colonised by a rich and diverse benthic fauna of tethyan affinities, including reefs with coral and rudist communities.

Berthou, P. 1973. Le Cénomaniens de l'Estremadure portugaise, *Mem. Serv. Geol. Portugal.*, n.s., 23, 169 pp.

Berthou, P. 1978. La transgression cénomaniennne dans le Bassin Occidental Portugais, *Géol. Méditerranéenne*, 5, pp. 31-38.

Berthou, P. 1984d. Résumé synthétique de la stratigraphie et de la paléogéographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais, *Geonovas*, 7, 99-120.

Callapez, P. 1998. Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal. Unpublished D. Phil. Thesis, Coimbra University, 491pp.

Callapez, P. 1999a. The marine Lower Turonian of West Central Portugal, EPA Workshop of Lisbon, 83-87.

Callapez, P. 1999b. The Cenomanian-Turonian of the western Portuguese Basin, EPA Workshop of Lisbon, field trip 2, 45 pp.

Choffat, P. 1900. *Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal - Deuxième étude - Le Crétacé supérieur au Nord du Tage*, 287 pp. (Direction des Services Géologiques du Portugal, Lisbonne).

Crosaz-Galletti, R. 1979. Étude stratigraphique et micropaléontologique du Cénomaniens calcaire de la région de Vila Nova de Ourém (Portugal), *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 65, pp. 47-104.

Lauverjat, J. 1982. Le Crétacé Supérieur dans le Nord du Bassin Occidental Portugais; Univ. Pierre et Marie Curie, Th. Doct. d'État, Paris.

Soares, A. 1966. Estudo das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho, *Mem. Not.*, 62, 343 pp.

Soares, A. 1968. Contribution à l'étude de la distribution des échinides du Crétacé supérieur du Portugal. Les échinides de la région entre Sargento-Mor et Montemor-o-Velho, *Memórias e Notícias*, 64, pp. 1-20.

Soares, A. 1980. A «Formação Carbonatada» na região do Baixo-Mondego, *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 66, 99-109.

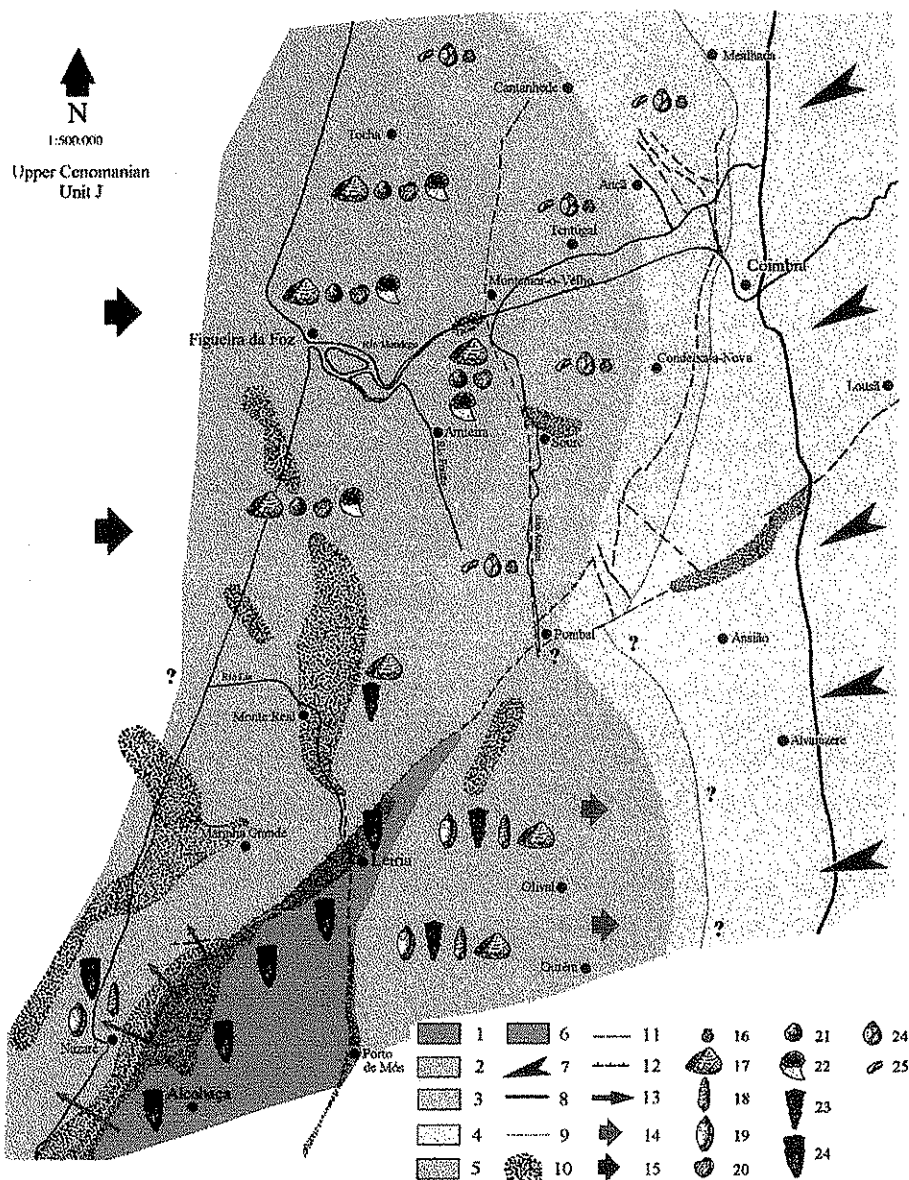


Fig. 1 – Late Upper Cenomanian paleogeography of the West Portuguese carbonate platform (northern/central sectors). 1- Open shelf domains with ammonites, carbonate sediments and sublittoral substrates with high macrofaunal diversity; 2- Areas of inner shelf with marly-carbonated sedimentation and sublittoral substrates with low macrofaunal diversity; 3- Littoral plain with micaceous, sandy-carbonated sedimentation; 4- Alluvial plain with micaceous sandy sedimentation, connecting westward with littoral domains; 5- Complex of bioclastic sands with nerineids and radiolitic *patch-reefs*; 6- Domain of littoral and upper sublittoral banks and lagoons with marly sedimentation and *Durania* biostromes; 7- Siliciclastic influx; 8- Hercynian basement; 9- Eastern boundary of the domains with carbonate sedimentation; 10- Diapiric anticlines; 11- Main fault zones; 12- Nazaré-Leiria tectonic structure; 13- Influx of coarse bioclastic sediments from the shallow areas placed over the diapiric anticline of Caldas da Rainha; 14- Migration of shallow calcarenitic banks; 15- Onlap progression. Dominant members of the paleocommunities: 16-*Syncyclonema ?simplicia* 17-*Trigona matheroniana*; 18-*Polyptyxis requieni/ schiosensis*; 19-*Trochactaeon giganteum*; 20-*Pycnodonte vesiculare*; 21-*Callucina* sp.; 22-*Vascoceras* spp.; 23-*Radiolites lusitanicus*; 24 (a)-*Durania arnaudii*, (b) *Tylostoma ovatum*; 25- Decapods.

UMA ESPÉCIE NOVA, *LENTICULINA MONDEGOENSIS* MG. *FALSOPALMULA* (FORAMINIFERA), NO CALOVIANO-OXFORDIANO DO CABO MONDEGO

Carapito, M.C.

Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810 Aveiro

RESUMO

O estudo do limite Caloviano-Oxfordiano, no Cabo Mondego, permitiu identificar cerca de 45 espécies repartidas essencialmente pelas superfamílias *Nodosariacea* e *Lituolacea*, sendo *Lenticulina* o género mais abundante.

Este género está representado por *Lenticulina quenstedti* mg. *Lenticulina*, *L. subalata* mg. *Lenticulina*, *L. muensteri* mg. *Lenticulina*, *L. subalata* mg. *Lenticulina*, *L. ectypa* mg. *Lenticulina*, *L. beierana* mg. *Planularia*, *L. anceps* mg. *Planularia*, *L. jurensis* mg. *Falsopalmula* e uma espécie nova (CARAPITO, 1994).

Antes da descrição desta última espécie impõe-se desenvolver a noção de morfogénero, relacionada com a variabilidade e o polimorfismo deste género.

Numa concepção tipológica muitos autores foram induzidos a multiplicar o número de géneros ou de subgéneros dentro do grupo das *Lenticulinas*. Estas classificações dum forma geral mais antigas não têm em linha de conta as variações morfológicas (polimorfismo) no seio de uma população (espécie) e por conseguinte englobam formas dum mesma espécie em géneros diferentes.

Atendendo à concepção biológica de espécie (população interfecunda, no seio da qual existe alguma variabilidade morfológica) foi adoptada a noção de morfogénero (RUGET 1985, pp. 35-36). Este termo é utilizado para designar as diferentes formas morfológicas coexistentes no seio de uma mesma espécie e entre as quais há uma passagem mais ou menos contínua (QAJOUN, 1993).

Apesar da utilização destes termos modificar a noção de género, ela encerra em si a vantagem de realçar a heterogeneidade morfológica no seio de uma população.

Neste trabalho descrevemos uma espécie nova da região de Cabo Mondego, *Lenticulina mondegoensis* mg. *Falsopalmula* nov. sp..

Sistemática

Ordem – FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830

Sub-ordem – ROTALIINA Delage & Hérouard, 1896

Superfamília – NODOSARIACEA Ehrenberg, 1838

Família – NODOSARIIDAE Ehrenberg, 1838

Género – *Lenticulina* Lamarck, 1804

Lenticulina mondegoensis nov. sp. mg. *Falsopalmula*

Locus typicus: Cabo Mondego, 6 Km NNW de Figueira da Foz, sector setentrional da Bacia Lusitaniana (Portugal).

Stratum typicum: o holótipo foi recolhido na camada 13 do corte da Pedreira Norte abandonada, pertencente às camadas mais antigas do Oxfordiano.

Derivatio nominis: localidade geográfica: Cabo Mondego.

Material: 22 exemplares. Foram recolhidos 2 no perfil de Brenha, 8 no perfil da Pedreira Norte e 12 no perfil do Farol.

Diagnose: espécie do morfogénero *Falsopalmula*, com as câmaras em forma de "V" invertido separadas por suturas em forma de chaveta com um ângulo muito agudo, ornamentadas com uns filetes em relevo.

Descrição:

Carapaça alongada em forma de folha, com um estágio inicial planispiral, evolutivo, com 5 a 6 câmaras sub-triangulares, seguido de 4 câmaras em forma de "V" invertido, inchadas, que crescem progressivamente; somente a primeira destas recobre as câmaras do estágio inicial planispiral; proloculus arredondado no qual terminam todas as câmaras da porção planispiral. Suturas distintas ornamentadas com uns filetes em relevo, oblíquas no estágio inicial planispiral e em forma de chaveta com um ângulo muito agudo; periferia arredondada.

A variabilidade nota-se, especialmente, na forma da carapaça mais estirada ou mais "évasé", no número de câmaras da porção espiral, que varia entre 5 e 6, no grau de recobrimento destas pelas câmaras em forma de "V" invertido; a ornamentação das suturas pode estar ausente nas três primeiras câmaras.

Dimensões do holótipo:

Comprimento - 0,56 mm; largura máxima - 0,26 mm.

Discussão:

Estes indivíduos têm algumas afinidades (câmaras do estágio inicial) com *L. jurensis* (FRANKE) mg. *Falsopalmula*, mas têm também um certo número de características diferentes, que justificam a atribuição do novo nome; diferem de *L. jurensis* na forma e dimensão do proloculus, arredondado e pequeno, nas suturas ornamentadas por filetes em relevo, muito oblíquas e ligeiramente arqueadas na porção espiralada e em forma de chaveta com ângulo muito agudo a separar as 4 últimas câmaras, na forma mais alongada e estreita da carapaça e nas câmaras mais inchadas.

Repartição estratigráfica:

Região do Cabo Mondego: Caloviano Superior (zona de Athleta); Oxfordiano (unidades 1 e 2).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CARAPITO, M.C. (1994) - Micropaleontologia, Estratigrafia, Paleocologia do Caloviano-Oxfordiano da região do Cabo Mondego. *Tese de dout. Univ. de Aveiro*, 253 p. (inédita).
- LAMARCK, J. B. (1804) - Suite des mémoires sur les fossiles des environs de Paris. *Museum Natl. Histoire Nat.*, Paris, Ann., pp. 179-188, pl. 62.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1964) - Foraminiferida. In: R. C. MOORE (ed.) *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C, Protista, Geol. Soc. America and Kansas Press Univ. edit.*, New-York, vol 1-2., 900 p., 653 fig.
- QAJOUN, A. (1993) - Le Toarcien du Quercy Septentrional. *Stratigraphie et Micropaléontologie. Strata*, Toulouse, sér. 2, vol 22, 263 p., 75 fig., 15 pl.
- RUGET, C. (1985) - Les Foraminifères (Nodosariidés) du Lias de l'Europe occidentale. *Doc. Lab. Geol. Lyon*, n° 94, 272 p., 48 fig., 9 tabl., 48 pl.

ESTUDIO TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE GASTERÓPODOS TERRESTRES DEL DEPÓSITO DUNAR DE LA PUNTA DE LA LAJA (BAJAMAR, TENERIFE)

Castillo, C., Sánchez Pérez, I. y Martín González, E.

Dpto. de Biología Animal, Fac. de Biología. Universidad de La Laguna. 38206, La Laguna. Tenerife.

La Punta de La Laja se encuentra en la costa noreste de Tenerife, en el límite de la Península de Anaga, una de las formaciones más antigua de la isla junto con Teno (6.5 Ma, Ancochea *et al.*, 1990). Se trata de un depósito dunar que ha sido datado indirectamente a partir de una colada de la Serie IV (Pleistoceno superior) que se encuentra a techo del depósito.

Este yacimiento posee una extensión de 150 m de longitud y una potencia máxima de 40 m, observándose dos episodios de sedimentación separados por un paleosuelo (Figura 1). La primera fase de sedimentación, que hemos denominado episodio dunar I (E.D. I), se localiza a 15 m sobre el nivel del mar, y alcanza una potencia máxima observable de 5 m. En este episodio se pueden distinguir dos niveles arenosos. El de la base está formado por arenas grises cementadas con estratificación cruzada; el segundo es de arenas amarillas sin estratificar, y está subdividido en varios niveles por costras calcáreas discontinuas. En ambos paquetes de arenas se pueden observar conchas de gasterópodos terrestres pertenecientes a los géneros *Theba*, *Hemycicla*, *Pomatias*, *Napaeus*, y *Canariella*, nidos de himenópteros e icnitas de raíces, y, aunque muy escasos, restos óseos de grandes lagartos del género *Gallotia*. Este episodio termina en un paleosuelo, en cuya base se pueden observar galerías posiblemente originadas por oligoquetos, y fósiles de gasterópodos e himenópteros principalmente.

El episodio dunar II (E.D. II) tiene una potencia aproximada de 35 m, y, a diferencia del episodio E.D. I, las arenas que lo componen son eminentemente organógenas y poseen una estratificación cruzada mucho más marcada. Al igual que en la fase anterior, también podemos diferenciar tres niveles: dos de arenas grises, separadas por un extenso paquete de arenas amarillas. Este episodio es más pobre en fósiles, aunque en el nivel de la base aparecen bastantes conchas de gasterópodos terrestres que podrían pertenecer al género *Obelus*. A techo de este episodio sedimentario se encuentra un paleosuelo seguido por un nivel de pumitas que termina en un almagre en el contacto con la colada basáltica.

La potencia de los paleosuelos nos indica que las fases de menor aridez o mayor pluviosidad fueron periodos de corta duración.

Los estudios tafonómicos de las conchas de gasterópodos terrestres son muy escasos, debido principalmente a su bajo potencial de fosilización, y a que se preservan normalmente después de haber experimentado procesos de transporte hasta su lugar de enterramiento definitivo (Cadée, 1999). Las características tafonómicas más significativas que se pueden observar en este yacimiento son la alta fragmentación y el desgaste. Este último es originado por los procesos de disolución del agua de escorrentía y de abrasión por el rozamiento de las partículas de arena fundamentalmente. Muchas de las conchas han sido preservadas en un excelente estado, manteniendo incluso su ornamentación y coloración. Esto puede ser debido a que sobre ellas se depositarán costras de caliche que las protegiera de las alteraciones ambientales. También puede deberse a que estas conchas sufrieron un enterramiento repentino y a que no sufrieron procesos de transporte posteriores, lo que nos podría indicar un proceso rápido de asentamiento y consolidación de los niveles arenosos en los que se encuentran las conchas más completas. Mientras que las más fragmentadas se hallan en los niveles de arenas más sueltas y que podrían haberse removilizado.

Referencias

- Ancochea, E., Fúster, J. M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J. M. y Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 44, 231-249.
- Cadée, G. C., 1999. Biorosion of shells by terrestrial gastropods. *Lethaia*, 32, 253-260.

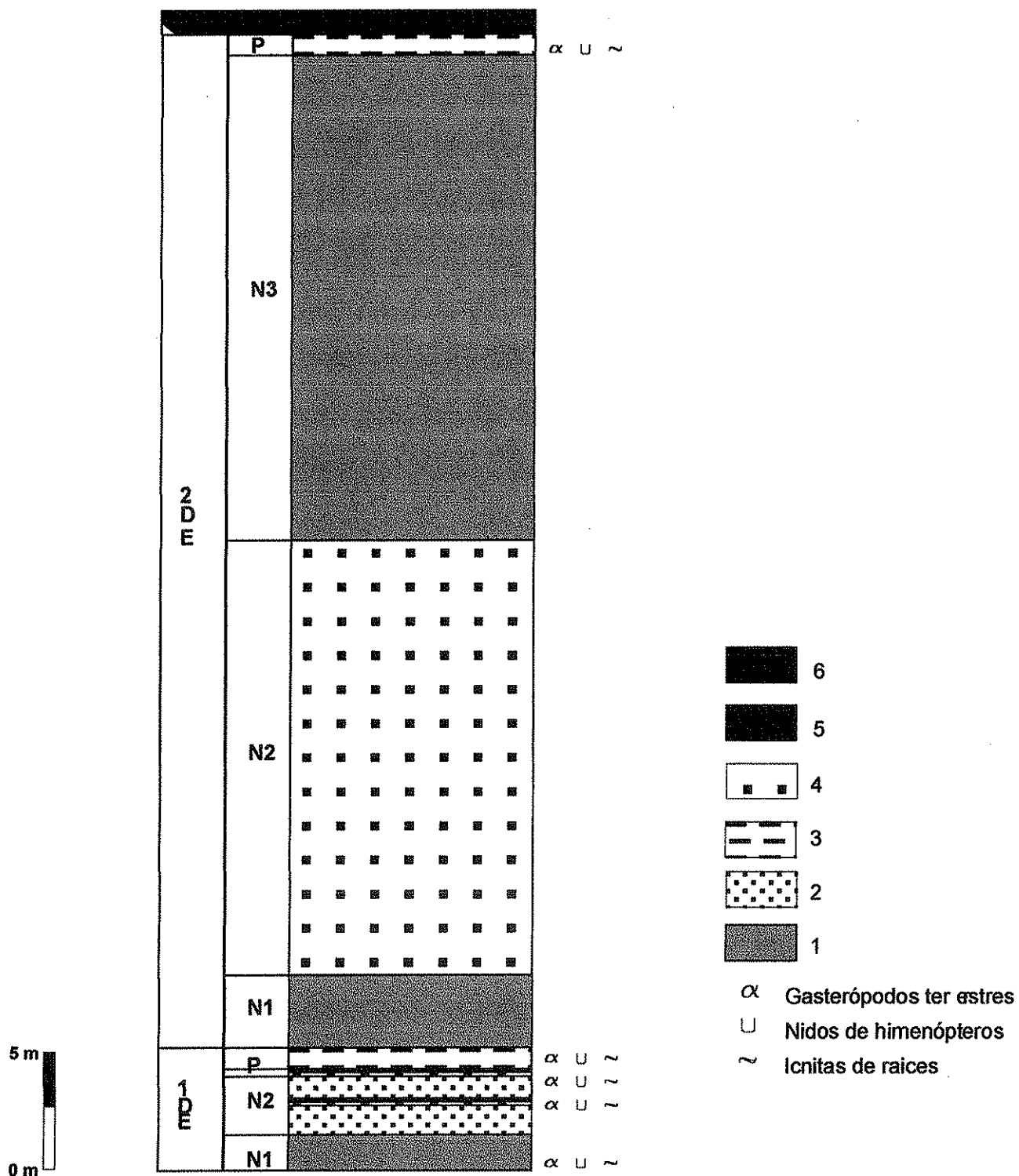


Figura 1. Columna estratigráfica sintética del yacimiento de La Punta de La Laja. 1. Arenas grises; 2. Arenas amarillas; 3. Paleosuelo; 4. Arenas organógenas amarillas; 5. Costras calcáreas; 6. Colada basáltica.

NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY, PALAEOBIOLOGY AND ORGANIC PETROLOGY FROM MOUQUIM-CARVOEIRO PALAEOZOIC SYNFORM (PORTO-ALBERGARIA-A-VELHA SHEAR ZONE, NW OF PORTUGAL): TECTONOSTRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Chaminé, H.I.¹, Fernandes, J.P.¹, Moço, L.P.¹, Fonseca, P.E.², Lemos de Sousa, M.J.¹ & Ribeiro, A.²

- 1 GIPEGO, Departamento e Centro de Geologia da Universidade do Porto. Praça de Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal.
- 2 LATTEX, Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa. Ed. C2-5º piso. Campo Grande, 1749-061 Lisboa, Portugal.

The Caldas de S. Jorge-Carvoeiro structural domain (NW of Portugal) corresponds to a narrow N-S Lower Palaeozoic strip, included in the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo major dextral transcurrent shear zone (Chaminé 2000). The tectonostratigraphic units (mainly formed by metapelites and blastomylonites rocks) cropping out in this domain are delimited, at W and E, by dextral wrench-faults constituting the Porto-Albergaria-a-Velha shear zone, *s. str.* (Chaminé 2000).

The aim of this study is to present the preliminary characterisation and new data on the tectonostratigraphy, palaeontology and organic petrology of the above mentioned domain, respecting the Mouquim-Carvoeiro region.

Until very recently, the studies carried out in the Mouquim-Carvoeiro Palaeozoic synform (e.g., Teixeira 1955, Severo Gonçalves 1974, Aguado 1992) considered most of its outcrops as belonging to the "Complexo Xisto-Grauváquico". Lately, however, geological field studies developed in this area pointed out the need for a tectonostratigraphic revision (Ribeiro et al. 1995, Chaminé 2000). As a result of this revision, new stratigraphic units were described as follows (Chaminé 2000):

- 1 Caldas de S. Jorge Unit, constituted by massive quartzites and sandstones containing rounded pebbles of quartzite and quartz. Quartzite rocks are intensely deformed (mylonitic fabrics, shearing folds, marked stretching lineation); quartzite bands become less common and thinner towards the top.

The Caldas de S. Jorge Unit is, in part, equivalent to the Armorican Quartzite, which occurs in several areas of the Iberian Massif and is mainly considered as of Arenigian age. Locally, this unit is correlated to part of the Santa Justa Fm. (Valongo region, see Romano & Diggens 1973-74) and the Buçaco Fm. (Buçaco region, see Romano 1982);

- 2 Carvoeiro Unit, a monotonous sequence of cleaved dark grey mudstones with macrofossils at relatively restricted horizons.

The Carvoeiro Unit is equivalent to part of the Valongo Fm. (Romano & Diggens 1973-74, Couto et al. 1997 and Couto & Gutiérrez-Marco 1999) and the Fonte da Horta Fm. (Cáceres Group, see Young 1988). The fossil record from the Carvoeiro Unit suggests a Llandeilian-Llanvirnian age, in good agreement with the classic Lower Palaeozoic sequences of the Central-Iberian Zone (e.g., Delgado 1908, Costa 1950, Romano & Diggens 1973-74, Couto et al. 1997, Teixeira 1955, 1981, Young 1988).

The very deformed and rare macrofossils recently found in Mouquim-Carvoeiro area include brachiopods (*Orthis noctilio* Sh.), already identified by Delgado (1908), and trilobites (Calymenidea?) and echinoderms (Cystoidea?), newly described in this region. This record suggests a Llandeilian-Llanvirnian age for this unit. A micropalaeontological study was also attempted. Microfossils are, usually, badly preserved and not quite abundant. Acritarchs are recognized, although their preservation do not allows further identification. The presence of chitinozoans, also badly preserved and generally broken, could nevertheless be ascertained.

Organic petrology results show a very poor organic content. The organic particles are thermally altered, its classification resulting very difficult. They can be classified as "vitrinite like" organoclasts, and sometimes show their vegetal origin (preservation of tissue morphology). The

coalification degree is always very high, corresponding to the upper epizone (low metamorphism) the particles being assumed as semi-graphite.

Further tectonostratigraphic, biostratigraphic and organic petrology research is currently in progress, in order to find other evidences that may provide a more detailed characterisation of the Caldas de S. Jorge–Carvoeiro sector.

Acknowledgements

This research was financed by PhD PRAXIS XXI scholarship grants of Fundação para a Ciência e a Tecnologia (PRAXIS XXI) to HIC (BD-2633-93-RN) & LPM (BD-2767-96). Financial support to HIC, JPF, LPM & MJLS was also provided by GIPEGO (Centro de Geologia da Universidade do Porto), and to PEF & AR by LATTEX (TECTIBER project). Dr. H. Couto (University of Porto) helped on the classification of Palaeozoic macrofossil remains. Prof. L. Gama Pereira (University of Coimbra) kindly made available information on the Lower Palaeozoic outcrops from Coimbra–Tomar sector.

References

- Aguado, B. V., 1992. Geología estructural de la zona de cisalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis-Serra da Arada. 254 pp, 1 mapa. Universidad de Salamanca, Spain. (PhD Thesis).
- Costa, J. C., 1950. Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado, 27 pp. Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Couto, H. & Gutiérrez-Marco, J. C., 1999. Nota sobre algunos Diploporita (Echinodermata) de las pizarras de la Formación Valongo (Ordovícico Medio, Portugal). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 26: 541-545.
- Couto, H., Piçarra, J. M. & Gutiérrez-Marco, J. C., 1997. El Paleozóico del anticlinal de Valongo (Portugal). In: Grandal d'Anglade, A., Gutiérrez-Marco, J. C. & Santos Fidalgo, L. L., Eds, XII Jornadas de Paleontología "Fósiles de Galicia"/ V Reunión Internacional Proyecto 351 PICG "Paleozoico inferior del Noroeste de Gondwana". Libro de Resúmenes y Excursiones, p. 270-290. A Coruña.
- Chaminé, H. I., 2000. Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas. 497 pp, 2 anexos, 3 mapas. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. (PhD Thesis).
- Delgado, J. F. N., 1908. Système Silurique du Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique, 245 pp. Commission du Service Géologique du Portugal. Lisbonne.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Chaminé, H. I. & Rodrigues, J., 1995. Tectónica do megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro-Ibérica na região de Porto-Lousã. In: Sodré Borges, F. & Marques, M., Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto 1995, Resumos Alargados. Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto, 4: 299-303.
- Romano, M., 1982. The ordovician biostratigraphy of Portugal – A review with new data and re-appraisal. *Geol. Mag.*, 17: 89-110.
- Romano, M. & Diggens, J. N., 1973-74. The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, north Portugal. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 57: 23-50.
- Severo Gonçalves, L., 1974. Geologie und petrologie des Gebietes von Oliveira de Azeméis und Albergaria-a-Velha (Portugal), 261 pp. Freien Universität Berlin. (PhD Thesis).
- Teixeira, C., 1955. Novos elementos para o conhecimento do Silúrico português. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 36: 1-8.
- Teixeira, C., 1981. Geologia de Portugal, Vol. I - Precâmbrico, Paleozóico, 629 pp. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa.

FABRICACIÓN DE LA MICROORNAMENTACIÓN DE LA CONCHA EN *MEGADICERAMUS? RANGATIRA* (INOCERAMIDAE, BIVALVIA) DE NUEVA ZELANDA

Checa, A.¹ y Crampton, J.²

- 1 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071-Granada, España, achecca@goliat.ugr.es
- 2 Institute of Geological & Nuclear Sciences, 69 Gracefield Road, POBox 30368, Lower Hutt, Nueva Zelanda, j.crampton@gns.cri.nz

En Nueva Zelanda los inoceramidos son, con mucho, el grupo más numeroso de macrofósiles cretácicos. Numerosos especímenes de *Megadiceramus? rangatira rangatira* (Wellmann) y *M.? rangatira haroldi* Crampton pueden encontrarse en el Cenomaniense superior y Turoniense en diversas secciones a lo largo de la costa este de las islas norte y sur de Nueva Zelanda (Crampton 1996).

En especímenes bien conservados se observa una microornamentación compuesta por una serie de pequeños pliegues commarginales (mejor desarrollados en la subespecie *rangatira*), que se cruzan con una microornamentación de arrugas perpendiculares a ellos (Fig. 1). Las elevaciones de los pliegues commarginales coinciden con líneas de crecimiento muy espaciadas. Las arrugas transversales no son estrictamente radiales, sino perpendiculares a las líneas de crecimiento, y son frecuentes los relevos entre arrugas cuando atraviesan las elevaciones commarginales (Fig. 1). Desde el punto de vista fabricacional, las arrugas transversales recuerdan pliegues de compresión desarrollados sobre un material flexible, aunque escasamente elástico; en el caso de los inoceramidos, se trataba claramente del periostraco. El mayor desarrollo de las arrugas transversales en la parte baja de los pliegues commarginales sugiere que en los sinclinales tuvo lugar un proceso de contracción en paralelo al margen.

Proponemos un modelo fabricacional según el cual la microornamentación descrita se habría originado en varias fases. (1) A partir de un borde de concha ligeramente calcificado, el manto segregaría una amplia extensión de periostraco libre (no calcificado); el borde del manto habría estado ligeramente corrugado, con lo que la superficie del periostraco libre habría formado ligeras arrugas (Fig. 2, parte superior). (2) El manto se contraería dorsalmente, con la subsiguiente formación de un sinclinal commarginal; la contracción del margen también habría provocado un acortamiento circunferencial y la acentuación de las arrugas transversales al margen (Fig. 2, parte inferior). (3) El periostraco libre calcificaría ligeramente y se iniciaría un nuevo proceso de extensión del manto más allá del margen de la concha, y de segregación del periostraco.

Referencias

- Crampton, J.S. 1996. Inoceramid bivalves from the Late Cretaceous of New Zealand. Institute of Geological & Nuclear Sciences Monograph 14, 192 pp. Lower Hutt, New Zealand

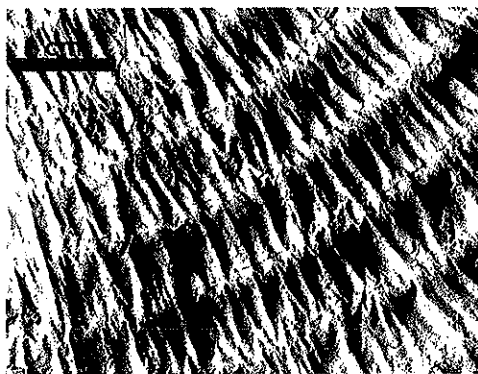


Fig. 1. Superficie de la concha de *Megadiceramus? rangatira rangatira*, en Crampton (1996), lámina 25, figuras A y C.

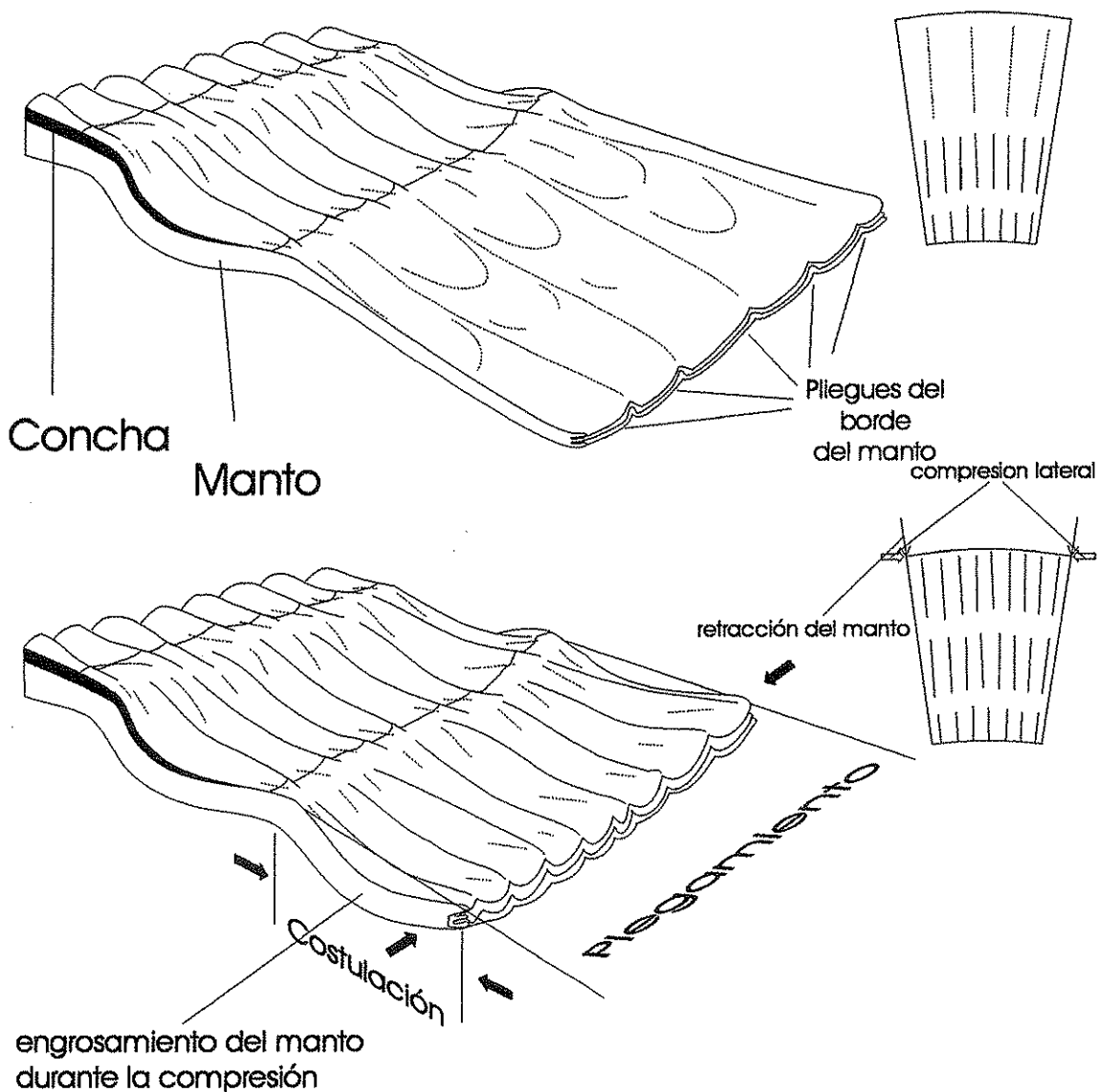


Fig. 2. Modelo de fabricación de la microornamentación en *Megadiceramus? rangatira rangatira*.

PRESENCIA DEL GÉNERO *DIACODEXIS* (ARTIODACTYLA, MAMMALIA) EN EL EOCENO INFERIOR DEL PREPIRINEO CATALANO-ARAGONÉS

Checa Soler, Ll.

Institut de Paleontologia "M. Crusafont", Escola Industrial, 23, 08201 Sabadell, BARCELONA, SPAIN

El estudio del género *Diacodexis* en Europa fué iniciado por SUDRE *et al.* (1983), siendo citada su presencia en las cuencas surpirenaicas. Un resumen de todas las citas bibliográficas sobre el Eoceno Español puede encontrarse en CHECA & CASANOVAS (1989-90), mientras que las últimas listas faunísticas de estos yacimientos ha sido publicada por ANTUNES *et al.* (1997). La escasez y fragmentación del material catalano-aragonés estudiado por SUDRE *et al.* (1983), así como la ínfima representación de dentición superior, no permitió a estos autores una determinación específica, por lo que se le conoce como "*Diacodexis* sp. indet. des gisements d'Espagne".

Posteriormente, en distintos yacimientos europeos, como Silveirinha, en Portugal (ESTRAVIS & RUSSELL, 1989) o Dormaal, en Bélgica (SMITH *et al.*, 1996), se han definido nuevas especies de *Diacodexis*; o de géneros directamente relacionados con él, como *Eygalayodon* (SUDRE & MARADAT, 1993), *Eurodexis* y *Parahexacodus* (ERFURT & SUDRE, 1996). Todo ello proporciona un nuevo marco de conocimiento de los artiodactilos más basales de Europa, lo que ha inducido a la revisión del material depositado en las colecciones del Institut de Paleontologia "M. Crusafont" de Sabadell. En dichas colecciones se ha hallado material atribuible a *Diacodexis*, que no había sido incluido en el estudio de SUDRE *et al.* (1983). Este material, junto a la reinterpretación de alguna de las piezas conocidas, y los nuevos ejemplares que han sido obtenidos durante las campañas de campo en las cuencas del Isàvena y de la Vall d'Ager, propicia la oportunidad del presente estudio.

BIBLIOGRAFIA

- Antunes, M.T.; Casanovas, M.L.; Cuesta, M.A.; Checa, Ll.; Santafé, J.V. & Agustí, J. 1997. Eocene Mammals from Iberian Peninsula. In Aguilar, J.P.; Legendre, S. & Michaux, J. Eds. Actes du Congrès Biochrom'97. *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*. 21: 337-352, 2 fig.
- Checa, Ll. & Casanovas, M.L. 1989-1990. El Eoceno español: los yacimientos y sus faunas. *Paleontologia i Evolució*. 13: 17-39.
- Erfurt, J. & Sudre, J. 1996. Eurodexeinae, eine neue Unterfamilie der Artiodactyla (Mammalia) aus dem Unter- und Miozän Europas. *Palaeovertebrata*, Montpellier, Vol. Jubil. D.E. Russell. (Godinot, M. & Gingerich, P.D. Eds). 25 (2-4): 371-390, 3 fig., 2 pl.
- Estravis, C. & Russell, D.E. 1989. Decouverte d'un nouveau *Diacodexis* (Artiodactyla, Mammalia) dans l'Eocène inférieur de Silveirinha, Portugal. *Palaeovertebrata*, 19 (1): 29-44, 3 fig., 2 pl.
- Smith, R.; Smith, T. & Sudre, J. 1996. *Diacodexis gigasei* n. sp., le plus ancien Artiodactyle (Mammalia) belge, proche de la limite Paléocène-Eocène. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles du Belgique*. Sciences de la Terre, 66: 177-186.
- Sudre, J & Maradat, B. 1993. First Discovery of an Homacodontidae (Artiodactyla, Dichobunidae) in the Middle Eocene of Western Europe: *Eygalayodon montenati* new genus, new species. Considerations on the Evolution of Primitive Artiodactyls. *Kaupia*, Darmstadt. 1 (3): 157-164.
- Sudre, J.; Russell, D.E.; Louis, P & Savage, D.E. 1983. Les Artiodactyles de l'Éocène inférieur d'Europe (première partie). *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*. Paris, 4e série. 5, section C, 3: 231-333.

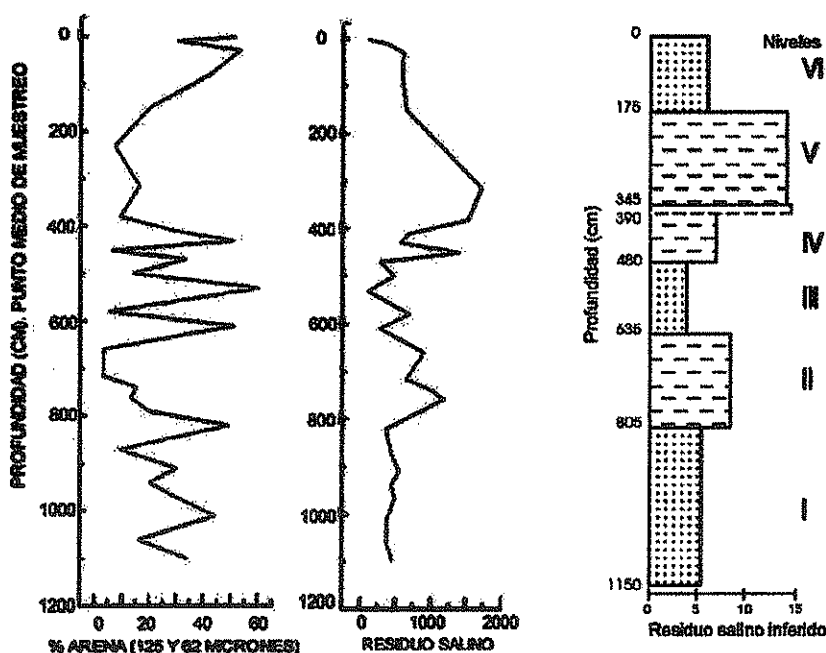
MICROPALEONTOLOGIA, SEDIMENTOLOGIA Y PALEOCLIMA DEL LIMITE PLEISTOCENO-HolocENO EN EL OESTE DE SAN LUIS, ARGENTINA

Chiesa, J.O., Strasser, E.N. y De Miguel, T.

Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis. (chiesa@unsl.edu.ar) Ejercito de los Andes 950, San Luis (5700). República Argentina.

En la región geohidrológica del río Desaguadero, ubicado entre las provincias de San Luis y Mendoza, que constituye el colector principal de los ríos Mendoza y San Juan, los sedimentos de textura limosa y areno limosa propios de áreas de derrame fluvial y amplias llanuras de inundación en regiones áridas, presentan una problemática analítica particular. El alto contenido de sales relativamente solubles (carbonatos, sulfatos, cloruros) constituyen diversos electrolitos que en general dificultan la dispersión y favorecen la floculación de los materiales clásticos coloidales, desvirtuando los resultados del análisis textural.

Ante la homogeneidad textural en este tipo de sucesiones, se sugiere un muestreo sistemático detallado y el uso de técnica frecuente en el análisis de suelo, que permite determinar los contenidos relativos de compuestos químicos y la comparación de datos en forma independiente de los contenidos salinos absolutos, que por su alta concentración dificultan la tarea analítica, basado en la determinación fisico-químico del extracto acuoso en la relación 1:3 sedimento-agua: 50 gr de sedimento en 150 ml de agua destilada, se agita con varilla de vidrio, reposo 48 hs y se filtra obteniéndose el extracto con sales disueltas.



Con la representación gráfica de los resultados analíticos en diagramas columnares y de línea, se visualiza la variación del contenido en arena y el residuo salino inferido, permitiendo inferir las variaciones del caudal.

Durante el tratamiento sedimentológico del subnivel guía se seleccionaron las conchillas que constituyen una asociación monoespecífica de *Littoridina parchappii* (d'Orbigny) y se practicó el montaje de la microflora de diatomeas.

Littoridina parchappii (d'Orbigny, 1835) posee una conchilla muy pequeña blanca, cónico-alargada, lisa, compuesta por anfractos con suturas moderadamente profundas y abertura oval, excepcionalmente poseen el ápice, cubiertas por una delicada capa salina. Concentradas en un horizonte de 5 cm de espesor, en el techo del subnivel guía, cuya textura limosa presenta una marcada laminación. Es una especie capaz de soportar variaciones en las condiciones desde dulceacuícola a

salobre, tanto en ambientes lénticos como lóticos. En términos generales el género ha sido utilizado como indicador de baja salinidad en cuerpos de agua dulce dominante.

El análisis micropaleontológico del subnivel guía, permite considerarlo una diatomita de 25 cm de espesor. Los taxones identificados son *Cyclotella* sp, *Cocconeis* sp, *Cymbella sistula*, *Nitzschia* sp, *Diatomella* sp, *Epithemia argus*, *Navícula* sp, *Synedra* sp, *Amphora* sp, *Diploneis ovalis*, *Denticula subtilis*. La diatomita representa un nivel cuyas condiciones paleoambientales imperantes corresponderían a un cuerpo de agua parcialmente estancado, ligeramente salobre y alcalino.

En el techo del Nivel IV se ubica el subnivel guía y para el que se obtuvo recientemente el primer fechado radiocarbónico (9280 ± 80 años ^{14}C A.P.) de esta sucesión fluvio-lacustre, constituyendo el límite Pleistoceno-Holoceno en la región.

Como hipótesis de trabajo se vinculan etapas de disminución del caudal con el mayor contenido en sales y decantación de material clástico de grano fino en cuerpos de agua temporarios vinculados a llanuras aluviales y de derrames.

Los niveles I, III y VI representan etapas de mayor caudal inferidas por el aumento de las arenas y disminución del contenido salino. Estos se vinculan a avances glaciales en estadios climáticos fríos y secos, correlacionados con las fases glaciales propuestas para el Río Blanco (Mendoza), Vallecitos I, Vallecitos II y Holoceno (I, II, III), y las paleocostas de Salinas del Bebedero (San Luis) reconocidas como A, B-C y Neoglacial (I, II, III). Los niveles II, IV y V constituyen etapas de retroceso glacial, disminución del caudal y consecuente aumento del depósito de material clástico fino y sales disueltas. El subnivel guía (entre niveles IV y V) marca el inicio del Hypsitermal u OPTIMUM CLIMATICUM coincidente con el determinado en Salinas del Bebedero.

MICROPALEONTOLOGIA Y CARACTERIZACION DE PALEOSUELOS DEL PLEISTOCENO Y HOLOCENO EN LA SIERRA DE SAN LUIS. ARGENTINA

Chiesa, J.O., Strasser, E.N. y Panelo, H.R.

Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis. Ejercito de los Andes 950, San Luis (5700). República Argentina.
chiesa@unsl.edu.ar

Sobre el basamento Precámbrico-Paleozoico de las Sierras Pampeanas de San Luis en la República Argentina, se depositaron sedimentos del Pleistoceno-Holoceno los que afloran en cubetas intramontanas con morfologías y dimensiones variables. El reconocimiento de antiguos procesos pedogenéticos, variaciones texturales de los niveles eólicos y la identificación de diatomeas fósiles diagnósticas, en los niveles destacados en la sucesión de la cuenca del río Cañada Honda nos permitió inferir condiciones paleoambientales.

La base de la sucesión son arenas y gravas de carácter fluvial, con estratificación paralela y entrecruzada de bajo ángulo, mientras que en otros sectores dominan los sedimentos eólicos loessoides con niveles interestratificados de gravas y arenas. En forma transicional suprayacen sedimentos eólicos loésicos de textura franco limosa, en que se interestratifican dos paleosuelos, de carácter palustre-turboso, que suelen presentar en el tercio superior una fina estratificación o estructura prismática. En el techo de la sucesión se desarrolla el suelo actual.

Los depósitos loésicos y loessoides, presentan potencias que varían entre 4 y 12 metros, incluyendo los paleosuelos de 0,60 a 2 metros de espesor y en algunos lugares se identifica una fina capa cinerítica y una diatomita de hasta 0,10 metros de potencia.

Los afloramientos de las nacientes del río Cañada Honda, presentan sedimentos derivados de antiguos suelos hidromórficos, con características sápricas, desarrollados en sectores anegados, pantanosos o de vegas, que contienen una importante asociación de frústulos de diatomeas.

Los perfiles geológicos identificados como Cañada Honda y La Cobrera proporcionaron el mayor número y variedad de diatomeas, en cuya identificación se destacan las siguientes, Perfil Cañada Honda: *Amphora ovalis* var. *libyca*, *Caloneis formosa* var. *cuneata*, *Caloneis formosa* var. *rostrata*, *Cocconeis placentula*, *Cymbella* sp, *Denticula elegans* var. *elegans*, *Diploneis ovalis*, *Epithemia argus* var. *alpestris*, *Gomphonema* sp, *Hantzschia amphioxys*, *Navicula cuspidata*, *Pinnularia delicata*, *Pinnularia major* var. *major*, *Rhopalodia gibba* y *Synedra ulna*; Perfil La Cobrera: *Pinularia* sp, *Melosira* sp, *Gomphonema* sp, *Caloneis* sp, *Synedra* sp, *Diploneis* sp, *Hantzschia* sp, *Navicula* sp y *Rhopalodia* sp.

Los análisis texturales y químicos de detalle permitieron discriminar la presencia de dos paleosuelos, intercalados en la sucesión loésica cuaternaria. El paleosuelo inferior se identifica un horizonte humífero de color pardo oscuro, que en sistema taxonómico-ecológico (Duchaufour, 1975), corresponde a un Stagnogley y en la clasificación americana al Orden de los Inceptisoles (Arnold 1994); de los horizontes infrayacentes a este paleosuelo se exhumaron restos de Gliptodontinae y Milodontinae, que permiten asignar dichos depósitos al Pleistoceno Superior alto; mientras que en la parte superior del horizonte humífero, se interestratifica una capa de ceniza volcánica, cuya preservación corresponde a cuerpos de agua temporarios con abundantes diatomeas.

La posición estratigráfica del paleosuelo superior y una datación ^{14}C efectuada a restos carbonosos, infrayacentes a esta unidad, arrojó una edad de 4100 ± 100 años B.P. (LATYR LP-858), que permite asignarlo al Holoceno Medio; este paleosuelo se desarrollo en relieves deprimidos, bajo condiciones hidromórficas no impedidas, constituyendo una facies de características carbonosas sápricas, con un importante registro diatomológico.

La asociación diatomológica resultante de todo el complejo sedimentario, es característica de lagunas y pantanos, de aguas dulces semiestancadas, levemente salobres a alcalinas, abundante vegetación y clima templado a frío. La presencia en toda la sucesión de *Epithemia argus* var. *alpestris* identifica el paleohabitat como de clima frío y *Hantzschia amphioxys* representa el típico

paleoambiente palustre. *Diploneis* sp., *Hantzschia* sp. y *Navícula* sp. constituyen taxones saproxenos, abundantes y comunes en la mayoría de los niveles.

La presencia de *Amphora ovalis* var. *libyca*, *Cocconeis placentula*, *Diploneis ovalis*, *Epithemia argus* var. *alpestris* y *Rhopalodia gibba*, permite establecer una correlación tentativa con el Piso/Edad Platense del este y sur de la provincia de Buenos Aires, referible al Holoceno.

TAFONOMÍA DE LOS VERTEBRADOS DE LA FORMACION SARMIENTO EN LA LOCALIDAD DE GRAN HONDONADA (EOCENO MEDIO), PATAGONIA, ARGENTINA

Cladera, G., Ruigómez, E. y Ortiz Jaureguizar, E.

Museo Paleontológico Egidio Feruglio Fontana 140 Trelew, Chubut, Argentina. muspal@infovia.com.ar

Introducción.

El yacimiento fosilífero de la Gran Hondonada (S 44 21 10; W 69 46 05) se encuentra en depósitos de la Fm. Sarmiento y ha sido asignado a la "Edad-mamífero" Mustersense (Eoceno medio). Taxonómicamente, la fauna mustersense está dominada por los Notoungulata, seguidos por los Xenartros Cingulata. Tróficamente, dominan los ramoneadores, seguidos por omnívoros, herbívoros "mixed-feeders" y pastadores. Evidencias físicas y biológicas sugieren que esta fauna se desarrolló en ambientes boscosos, con un progresivo incremento de pastizales. El objetivo de esta comunicación es presentar los primeros resultados tafonómicos del yacimiento. Sus favorables condiciones de preservación aportarían información clave para comprender la evolución climática y faunística de Patagonia durante el Eoceno medio.

Descripción Geológica y Sedimentológica.

Los depósitos continentales de la Formación Sarmiento son de litología piroclástica primaria o reelaborada. El espesor es de 45 m, su base no está expuesta y el techo se encuentra coronado por basaltos. Los depósitos fluviales se componen de tufopsefitas clasto sostén con clastos intraformacionales de hasta 20 cm (algunos de origen edáfico) subredondeados y concentrados en la base. Gradan a tufopsamitas macizas, bioturbadas en el tope o con una pobre edafización. No se diferencia estructura interna en los canales y su geometría es lenticular con un espesor de hasta 1,5 m. Los restos fósiles están incluidos en la base de uno de estos canales como bioclastos.

Descripción Tafonómica.

Los fósiles se encuentran en un lente de 7 m x 0,50 m de espesor, dispuestos de forma caótica, sin orientación, ni conexión anatómica y con escaso a nulo transporte. Se colectaron 1351 piezas (fig.1). El 18% presenta evidencias de exposición aérea. El 52,3% corresponde a piezas enteras. La geometría de los huesos indica una selección hacia las formas cilíndricas (36%) - esféricas (32,5%) - planas (16,5%) - cónicas (15%). El 15% presenta las aristas redondeadas. El alto porcentaje de fracturas múltiples y perpendiculares estaría relacionado con procesos fosildiagenéticos. Los restos con exposición aérea o sin ella, tienen la misma composición de elementos óseos. El NMI es de 174 (fig.2) y el 41% serían ejemplares adultos. No se detectaron huesos con evidencias de reelaboración tafonómica.

Interpretación.

Como consecuencia de lluvias torrenciales se formaron canales en planicies de bajo gradiente, transportando material suelto y bloques irregulares tufíticos (intraformacionales). Estos bloques semicohesivos provenían de derrumbes de los márgenes del canal por erosión lateral. La mayoría de las carcacas habrían estado desarticuladas y diseminadas en ambiente boscosos (cerrados o parcialmente cerrados a la luz solar) o con breve residencia en ambientes abiertos. Los huesos con signos de exposición aérea reflejan una estadía prolongada en ambientes abiertos. Los fósiles fueron incorporados al canal por arrastre de fuertes lluvias desde áreas cercanas, actuando como clastos y generando un depósito caótico de fondo de canal mezclándose con los intraclastos "channel lag". El análisis sedimentario refleja una descarga abrupta de la carga, abandono y sepultamiento rápido. El proceso bioestratinómico fue tan rápido que permitió un excelente estado de preservación. Por lo tanto, existirían relaciones de coexistencia entre las asociaciones fósiles, formando un yacimiento autóctono con transporte de áreas cercanas. El modelo tafonómico (Behrensmeier, 1982) propuesto para el yacimiento de la Gran Hondonada es de fondo de canal.

Fig.1

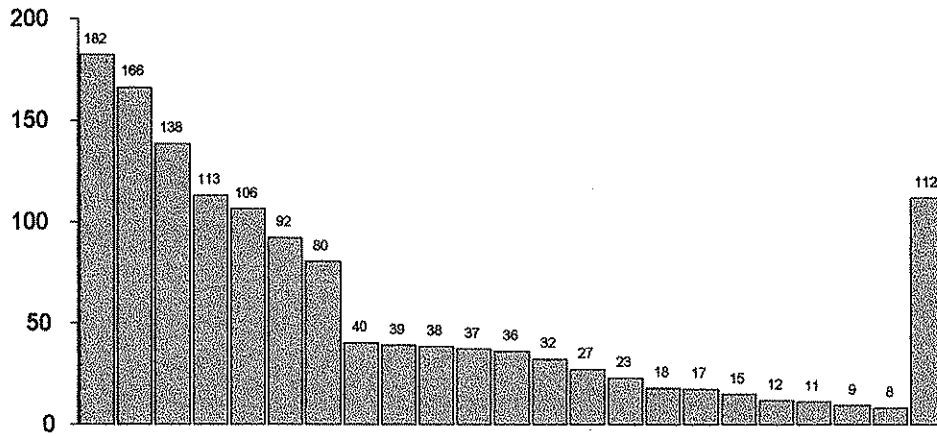
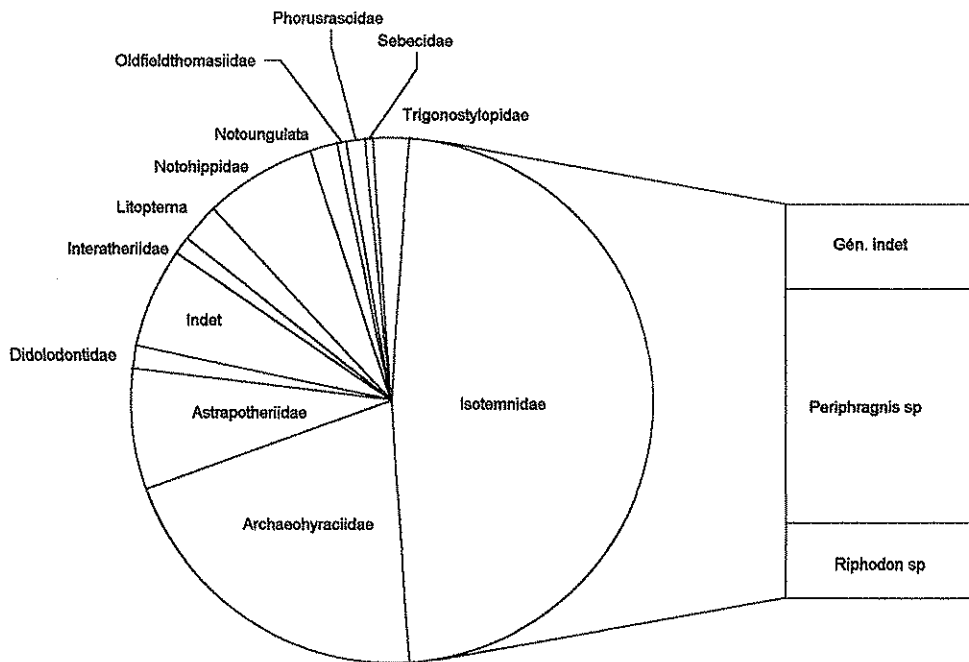


Fig.2



PALEOCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE GULF OF CADIZ DURING THE LAST GLACIAL CYCLE AS REVEALED BY COCCOLITHOPHORE ASSEMBLAGES

Colmenero, E.^{1,a}, Flores, J.A.¹, Sierro, F.J.¹, Löwemark, L.² and Schoenfeld, J.³

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Salamanca, Spain

² Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Germany

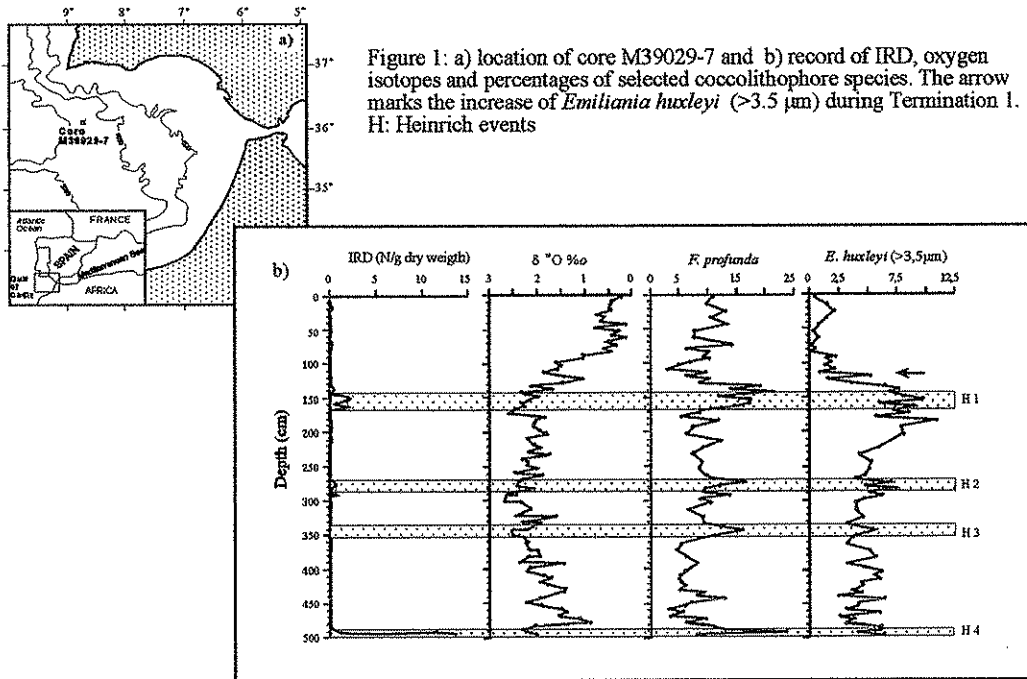
³ GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Kiel, Germany

a Corresponding author. e-mail: elecolme@gugu.usal.es

The Gulf of Cadiz is a key region to monitor the Mediterranean and Atlantic water exchange dynamics and to achieve a complete understanding of the extension of the climatic events which happened in the Northern Atlantic during the Last Glacial Episode. Coccolithophore assemblages observed in samples from gravity core M39029-7 (Fig. 1), recovered in the Gulf of Cadiz (36°2.5 N-8°13.8 W; 1,917 m water depth) are used here for a paleoceanographic reconstruction of the late Quaternary. A high-resolution sampling (averaged temporal resolution of 700 and occasionally 350 years) was performed on core M39029-7 in order to obtain coccolithophore fluxes and abundance through the core. The adopted age model is based on correlation of core M39029-7 oxygen isotope curve with isotope curves obtained from other cores dated with 14-C and situated in the area [Cacho *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, in preparation]. Peaks of Ice Rafted Debris (IRD) have been observed and interpreted in our core as Heinrich events 1, 2 and 4, in analogy with core SO75-26KL [Zahn *et al.*, 1997]. Core average sedimentation rate is about 18 cm/ky.

The Holocene is characterised by an assemblage dominated by “small” *Gephyrocapsa* (*G. aperta* and *G. ericsonii*) and *E. huxleyi* (< 3.5 µm). These taxa are accompanied by minor proportions of *Umbellosphaera* spp., *Calcidiscus leptoporus*, *Umbilicosphaera* spp. and *Neosphaera coccolithomorpha*. This assemblage suggests warm waters and moderate productivity. During Marine Isotope Stages (MIS) 2 and 3, abundance of *Umbellosphaera* spp., *Calcidiscus leptoporus*, *Umbilicosphaera* spp. and *Neosphaera coccolithomorpha* decreases to less than 1%. “Small” *Gephyrocapsa* is still the dominant taxon, partially replaced by *G. muelleriae*. *Florisphaera profunda* shows occasional peaks (that nearly reach 20 %). At Termination 1, the proportion of *E. huxleyi* (< 3.5 µm) decreases abruptly and is replaced by *E. huxleyi* (> 3.5 µm). We interpret this large morphotype of *E. huxleyi* as a cold water organism. Additionally, a biometric study carried out in this core and in cores MD95-2043 (Alboran Sea) and SU90-08 (North Atlantic Ocean) allows us to consider this event as a potential biostratigraphic datum (Fig. 1).

Heinrich events 1, 2 and 4 are observed in core M39029-7 by IRD peaks. The coccolithophore assemblage also reflects these cold episodes (Fig. 1): *F. profunda* and *E. huxleyi* (> 3.5 µm), and in minor proportions *G. muelleriae*, show an increase in their abundance during Heinrich events 1, 2 and 4. Reworked nannoliths from the Cretaceous also show maximum abundance peaks during these events. Another *F. profunda* peak associated with a decrease in the number of coccoliths per visual field and the correlation with oxygen isotope curve from core MD95-2043 [Cacho *et al.*, 1999] allows us to identify Heinrich 3. Periodic variability in the coccolithophore assemblage is here interpreted as Dansgaard-Oeschger cycles.



REFERENCES:

- Cacho *et al.* (1999). *Paleoceanography*, 14(6): 698-705.
 Cacho *et al.* Submitted to *Paleoceanography*.
 Zahn *et al.* (1997). *Paleoceanography*, 12(5): 696-710.

APORTACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS DE LOS FORAMINÍFEROS DEL MISSISSÍPPICO EN SIERRA MORENA (ESPAÑA)

Cózar, P.¹ y Rodríguez-Martínez, M.²

1 Dpto. Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, U.C.M., Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid, e-mail: pcozar@eucmos.sim.ucm.es

2 Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, U.C.M., Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid, e-mail: martaro@eucmos.sim.ucm.es

En el Suroeste de la Península Ibérica existen muchos afloramientos del Carbonífero; entre estos, los del Pennsylvánico representados por facies continentales, y los del Mississippico que representan un amplio espectro de ambientes marinos, tanto en facies carbonáticas como siliciclásticas. Las facies carbonáticas de plataforma somera se caracterizan por una gran proliferación de faunas, entre ellas, los foraminíferos. En la cuenca de los Santos de Maimona y el Área del Guadiato (Cózar y Rodríguez, 1999) afloran las sucesiones calcáreas más potentes de todas las existentes en la región, y las únicas en las que se han realizado estudios detallados de foraminíferos (Sánchez, 1988; Cózar, 1998, etc.).

En este trabajo se realiza el análisis paleobiogeográfico entre las asociaciones de foraminíferos de estas sucesiones españolas, Europa occidental y Norte de África, dominios estos últimos ampliamente conocidos, pero de los que se desconoce el paso de las faunas entre Europa y África. Para ello, se han considerado exclusivamente, los taxones presentes en el Área del Guadiato y los Santos de Maimona, así como la presencia/ausencia de los mismos en otras cuencas (Irlanda, Inglaterra, Bélgica, Francia, Pirineos, Béticas, Marruecos, Argelia, Túnez, Egipto y Libia). Dado que los datos publicados de otras cuencas se restringen normalmente a listados de especies y géneros encontrados, se ha seleccionado en este estudio el índice de Jacard. El cladograma así obtenido, no es válido para establecer las relaciones de cuencas europeas y africanas entre sí, ya que únicamente se reflejan relaciones entre estas cuencas y las españolas.

El cladograma muestra cómo el Área del Guadiato presenta una mayor afinidad con las cuencas de Marruecos en primer lugar, y con las cuencas franco-belgas en segundo término. Sin embargo, la afinidad de la cuenca de los Santos de Maimona es mayor con las cuencas de Inglaterra. Estos datos delimitan y precisan los aportados con otras faunas como los corales rugosos (Rodríguez y Falces, 1996), para ambos afloramientos, así como los barajados por Sánchez *et al.* (1991) con foraminíferos de los Santos de Maimona.

El resultado más importante obtenido mediante este análisis es que en el Sur de la Península Ibérica existen afloramientos geográficamente muy próximos entre sí, pero con relaciones paleogeográficas distintas, de cuencas muy alejadas entre sí, tanto europeas como norteafricanas. Puesto que para las cuencas carboníferas de Sierra Morena se ha argumentado, en ocasiones, una ubicación final producto de movimientos de tipo strike-slip (Apalategui *et al.*, 1990), parece necesario el estudio de todas y cada una de ellas, para poder reconstruir las plataformas del Mississippico de esta región del Paleotethys.

Bibliografía.

- Apalategui, O., Eguiluz, L. y Quesada, C. 1990. Ossa-Morena Zone: Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R. D. y Martínez-Díaz, E., Eds.): 280-291. Springer Verlag, Berlin.
- Cózar, P. 1998. *Bioestratigrafía con foraminíferos del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba)*. Tesis doctoral de la Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 1-590 (inédita).
- Cózar, P. y Rodríguez, S. 1999. Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del Sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). *Boletín Geológico y Minero*, 110: 237-254.
- Rodríguez, S. y Falces, S. 1996. Los corales rugosos del Carbonífero de Ossa-Morena: estado actual de los conocimientos. *Revista Española de Paleontología*, Número Extraordinario: 97-102.
- Sánchez, J. L. 1988. *Estudio paleontológico (Foraminiferida, Fusulinina) y estratigráfico de los materiales del Carbonífero inferior en Los Santos de Maimona (prov. Badajoz)*. Tesis de Licenciatura de la Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 1-170 (inédita).
- Sánchez, J. L., Comas-Rengifo, M. J. y Rodríguez, S. 1991. Foraminíferos del Carbonífero inferior de Los Santos de Maimona (Badajoz, SO de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 86:101-147.

FILICOFORA BARREMIENSE DE LAS HOYAS (CUENCA, ESPAÑA). ASPECTOS TAXONÓMICOS, PALEOBIOLOGICOS, PALEOECOLÓGICOS Y TAFONÓMICOS

Diéguez, C.

Museo Nacional de Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

El yacimiento de Las Hoyas situado en la Serranía de Cuenca, parte sudoeste de la Cordillera Ibérica, aparece en una sucesión lacustre caliza del Barremiense Superior. Las colectas en esta localidad fosilífera se han venido sucediendo desde 1988, mediante un método sistemático de excavación del yacimiento con el fin de recoger la máxima cantidad de información para estudios evolutivos, paleobiológicos, paleoecológicos, tafonómicos y sedimentológicos. Los restos fósiles encontrados presentan una extraordinaria variedad incluyendo, además de plantas, invertebrados y vertebrados.

Desde un punto de vista paleobotánico, se han colectado hasta el momento ejemplares atribuibles a casi todos los grandes grupos botánicos desde carofitas a antofitas, siendo el grupo de las filicales el que domina numéricamente, representando el 19% del total de la paleoflora. Esta filicoflora presenta diez taxa atribuibles a las familias: Matoniaceae, Dicksoniaceae y Schizaeaceae y 8 taxa sin atribución sistemática. Tres de las especies encontradas: *Pelletixia valdensis*, *Cladophlebis albertsii* y *Sphenopteris fontainei*, son primeras citas fuera del Wealden inglés y una especie: *Acrostichopteris foliosa* es una nueva cita para el Barremiense de Europa. Un punto muy importante en la asociación de helechos es, sin duda, la presencia de una nueva especie: *Coniopteris laciniata*. Por la composición y diversidad, la asociación de helechos de Las Hoyas se asemeja mucho más a las encontradas en los yacimientos ingleses del Wealden que a cualquiera otras de las otras, de semejante edad, descritas en Europa, incluidas las españolas.

Aparte de su importancia desde un punto de vista taxonómico y paleogeográfico, la filicoflora de Las Hoyas muestra un innegable interés paleobiológico debido a la presencia de la nueva especie *Coniopteris laciniata*, especie que presenta un claro polimorfismo debido a una fertilización gradual, fenómeno que no había sido descrito hasta el momento en material fosilizado.

Además, dada su litología, ha permitido cuestionar algunos aspectos paleoecológicos establecidos para ciertas especies cretácicas como: *Weichselia reticulata* (Stokes and Webb) Fontaine *in Ward emend.* Alvin.

En lo relativo a Tafonomía, es de señalar la aparición de restos muy fragmentarios. La mayoría de los ejemplares son de tamaño: pequeño a muy pequeño, aunque la mayoría son perfectamente identificables y están preservados como impresiones en las calizas laminadas. Éstas muestran un grano tan fino que ha sido posible obtener los detalles epidérmicos de algunas impresiones. Este hecho unido a la presencia de fragmentos muy delicados como indusia, frondes con prefoliación circinada, y de ejemplares de *Pelletixia valdensis* y *Sphenopteris fontainei* sugieren que no hubo una maceración prolongada que hubiera llevado a una biodegradación. Por otra parte, la falta de cutículas existente en todos los ejemplares parece ser el resultado de procesos biostratinómicos en carbonatos.

REVISIÓN DEL GÉNERO *ALUEVA* EN LA CORDILLERA IBÉRICA. ASPECTOS FILOGENÉTICOS

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

1 Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50.009-Zaragoza

2 Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46.100-Burjassot (Valencia)

Dentro del género *Alueva* se han descrito hasta la actualidad tres especies: *A. undulata* Sdzuy 1961, *A. hastata* (Sdzuy 1958) y *A. moratrix* (Sdzuy 1958).

Sdzuy (1961) define este nuevo género para referirse a ejemplares de trilobites procedentes de Murero con características similares a los géneros *Alanisia* y *Strenuaeva* (de los cuales deriva su nombre). Liñán y Gozalo (1986) incluyen además en él a las especies *Alanisia hastata* Sdzuy 1958 y *Strenuaeva sampelayoi moratrix* Sdzuy 1958, debido a que presentan un registro estratigráfico continuo con la especie tipo de este género, proponen asimismo un posible modelo de evolución entre las tres especies de *Alueva*, dejando como convergencia morfológica su similitud con los otros dos géneros (*Alanisia* y *Strenuaeva*) del Cámbrico Inferior. En esta revisión se mantiene esta última clasificación, así como la evolución propuesta por Liñán y Gozalo (1986) para este género.

La especie más antigua de este género es *A. undulata*, todos los ejemplares estudiados muestran las características descritas por Sdzuy (1961), sin embargo, la reciente revisión de los ejemplares existentes, así como el hallazgo de nuevas muestras, permite añadir las siguientes matizaciones. Los especímenes juveniles de menor talla, presentan un surco interpreglabelar y un borde anterior más estrecho que los adultos, lo cual los asemeja bastante al taxón descrito por Liñán y Gozalo (1986) como *Hamatolenus (Myopsolenus)?* sp. Por ello, y por la posición estratigráfica más baja de *H. (M.)?* sp, se puede pensar en la evolución del género *Alueva* a partir de *H. (M.)?* sp, por un ensanchamiento de la zona preglabellar y del borde anterior, migración y profundización del surco preglabellar hacia el área anterior (en el caso de *Alueva undulata*) y posteriormente seguiría la línea evolutiva propuesta por Liñán y Gozalo (1986) para las especies del Cámbrico Medio.

El hallazgo, por primera vez, de un ejemplar completo de *A. undulata* ha puesto de manifiesto que esta especie también presenta la macropleura que había sido descrita para la especie *A. hastata* en el segundo segmento torácico.

Desde el punto de vista biocronológico, *A. undulata* ha sido encontrada en los últimos niveles de la biozona de *Hamatolenus (Hamatolenus) ibericus* sensu Liñán et al. (1993), de edad Bilbiliense (Cámbrico Inferior terminal). En cuanto a *A. hastata* y *A. moratrix*, ambas especies se han hallado en la biozona de *Paradoxides (Accadoparadoxides) mureroensis* de estos mismos autores, que pertenece al principio del Leoniense (Cámbrico Medio basal). Los géneros *Alueva* y *Hamatolenus* son únicos que pasaron el límite Cámbrico Inferior-Medio, superando los problemas ecológicos que se produjeron como consecuencia del Evento Valdemiedes (Liñán et al. 1993)

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto PB96-0744 de la Dirección General de Estudios Superiores. M. E. Dies disfruta de una Beca de Investigación del Gobierno de Aragón.

Bibliografía

- LIÑÁN, E.; FERNÁNDEZ-NIETO, C.; GÁMEZ, J.A.; GOZALO, R.; MAYORAL, E.; MORENO-EIRIS, E.; PALACIOS, T. & PEREJÓN, A. 1993. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología* nº extraordinario, 26-39.
- 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.
- SDZUY, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse*, 7 (8), 217-408 (499-690).

REVISIÓN NOMENCLATORIAL Y DEFINICIÓN DE LA EXTENSIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y TEMPORAL DEL TAXÓN *HEXASACCITES MUELLERI* (REINHARDT Y SCHMITZ, 1965) ADLOFF Y DOUBINGER, 1969

Diez, J.B.^{1,2}, Broutin, J.³ y Ferrer, J.⁴

- 1 Departamento de Geociências. Universidade de Évora. Ap.94, 7000-916 Évora, Portugal.
- 2 Centro de Estudos Geológicos. Universidade Nova de Lisboa. Portugal.
- 3 Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie évolutive, Institut d'Écologie Fondamentale et Appliquée, Université P.-et M.-Curie, 12, rue Cuvier, 75005 Paris, Francia.
- 4 Área de Paleontología. Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. 50009. Zaragoza. España.

El Taxón *Hexasaccites muelleri* (REINHARDT y SCHMITZ, 1965) ADLOFF y DOUBINGER, 1969, es de gran importancia en la biocronoestratigrafía del Triásico, ya que su extensión temporal coincide con el piso Anisiense. Sin embargo, su gran utilidad se ve menoscabada porque en la literatura se encuentra denominado de formas varias y es difícil establecer los criterios de nomenclatura. En nuestro estudio se realiza una exhaustiva revisión para aclarar este aspecto.

- 1964 REINHARDT como *Nuskosporites muelleri*, y MÄDLER como *Podocarpeapollenites thiergartii*. Es muy difícil conocer, por el momento, si REINHARDT publicó su especie antes del 15 de Junio que fue cuando lo hizo MÄDLER.
- 1965 REINHARDT y SCHMITZ enmiendan el género en la página 27 en el punto 6 del apartado denominado "Suplemento" (Nachtrag) lo cual, sin duda, dificulta su localización y comprensión al no encontrarse en la parte central de la misma publicación referenciado como *Hexasaccites*, sino como *Nuskosporites*. Aunque fue publicado posteriormente el manuscrito fue depositado según la publicación en 1963. La diagnosis era: "Saccate Sporens. Intexine des Zentralkörpen proximal mit trileten Spalt. Exoexine proximal an drei Bereichen saccusartig aufgebläht. reticulate Exoexine proximal und distal in einem wechselständig angeordneten dreieckigen Feld reduziert".
- 1965 LELE define el género *Stellapollenites*, utilizando como especie tipo el *Stellapollenites talchirensis* LELE 1965, La diagnosis comenta lo siguiente: Polen monosacado radialmente simétrico, con un saco amphilateral (termino introducido por LELE en esta descripción (ver JANSONIUS y HILLS, 1976) ligado (subecuatorial en ambas caras); contorno triangular redondeado a subcircular, cuerpo difuso o visible con una fina estructura, marca trilete desconocida; zonas anfilaterales de los sacos ligadas de forma simétrica y radial, triangular, dejando una correspondiente zona abierta triangular libre alrededor de los polos: las zonas ligadas anfilateralmente se sitúan en posición alternante; la estructura del saco es intrareticular marcada.
- 1966 VISSCHER sitúa este grupo de esporas dentro del género *Triadispora*, denominándola *Triadispora muelleri*, pues a partir de la forma de *Triadispora crassa* se suponen unas relaciones de parentesco. Posteriormente no se encuentran en la literatura más referencias a esta hipótesis.
- 1969 ADLOFF y DOUBINGER en su trabajo sobre la palinología de las areniscas con *Voltzia* realizan una reevaluación de la especie y apuntan la posibilidad de que los granos de polen descritos por MÄDLER como *Podocarpeapollenites thiergartii*, aunque muy próximos a *H. muelleri*, no habrían de incluirse en el mismo grupo taxonómico y nos encontraríamos ante dos especies diferentes.
- 1974 CLEMENT-WESTERHOF *et al.* lo presentan como *Stellapollenites thiergartii* diciendo que es un basónimo de *Podocarpeapollenites thiergartii* MÄDLER, 1964, pero no realizan ninguna figuración, ni explicación, ni referencia de por qué cambian el nombre.
- 1983 PITTAU DEMELIA realiza un nuevo estudio sobre ejemplares encontrados en Escalaplano en al Isla de Cerdeña, utilizando el microscopio electrónico y realiza dos enmiendas; una sobre la especie *Podocarpeapollenites thiergartii* (MÄDLER 1964) PITTAU DEMELIA 1983, y otra el genero *Stellapollenites* (LELE 1965) PITTAU DEMELIA 1983, proponiendo al mismo tiempo la nueva combinación *Stellapollenites muelleri* (REINHARDT y SCHMITZ 1965) PITTAU DEMELIA 1983. Al observar las fotos presentadas en la figuración se puede constatar en primer lugar la patente diferencia entre las dos especies presentadas y al compararlas con la figuración de REINHARDT y SCHMITZ 1964 y MÄDLER 1964, se encuentra una clara similitud entre los especímenes denominados como *Nuskosporites muelleri* REINHARDT y SCHMITZ 1964 con los denominados como *Stellapollenites muelleri* (REINHARDT y SCHMITZ 1965) PITTAU DEMELIA 1983 y menos con *Podocarpeapollenites thiergartii* MÄDLER 1964, aunque también es verdad que estos últimos aparecen mal representados debido al pobre estado de preservación.
- 1987 BOERSMA, BRUGMAN y VELD en su "Triassic palynomorphs: Index to genera and species" aparece recogida la enmienda de PITTAU DEMELIA a la especie *Podocarpeapollenites thiergartii* (MÄDLER 1964) PITTAU DEMELIA 1983 de manera normal, pero en cuanto al *Stellapollenites muelleri* (REINHARDT y SCHMITZ 1965) PITTAU DEMELIA 1983 lo presentan como inválido alegando que no se ajusta al artículo 33.2 del "International Code of Botanical Nomenclature (1978 Edition)".
- 1996 GRAUVOGEL-STAMM y ÁLVAREZ RAMIS encuentran *in situ* estos granos de polen con seis sacos en un piña de conífera a la que denominan *Willsiostrobis hexasacciphorus* GRAUVOGEL-STAMM y ÁLVAREZ-RAMIS 1996.

En conclusión pensamos que habríamos de ajustarnos a la revisión de la especie hecha por ADLOFF y DOUBINGER (1969) al ser la más completa y como ellas bien dicen sobre la especie *Podocarpeapollenites thiergartii* MÄDLER 1964: "Ces formes semblent très voisines de *H. muelleri*, cependant il n'est pas possible de les mettre en synonymie, car tous les caractères spécifiques de *H. muelleri* n'apparaissent pas nettement sur les exemplaires figurés par MÄDLER (pl. 7, fig. 11-12)". El cambio de nombre presentado por PITTAU DEMELIA 1983 no está justificado al no aportar datos

nuevos a la revisión hecha por ADLOFF y DOUBINGER. En cuanto al resto de especímenes de polen similares en los cuales no queda clara su atribución o se atribuyen a esta especie por portar parcialmente alguna de las características, sería necesario realizar estudios de la variedad "intraespecífica" y de las diversas morfologías que se producen por los diferentes estados de maduración de las piñas y por los diferentes estados de maceración y preservación derivados de los procesos tafonómicos, los cuales han podido llevar a definir especies nuevas sobre individuos no representativos.

La principal característica que nos hace útil a este taxón es que parece, según las investigaciones hechas hasta el momento, que se encuentra ligado únicamente al Anisiense. De esta forma, si ubicamos paleogeográficamente todas las citas bibliográficas de este taxón, podemos hacernos una idea aproximada de su distribución espacial.

En un primer paso cuando se sitúan los yacimientos conocidos sobre un mapa geográfico actual, se denota que existe una distribución de los mismos a ambos lados del Mediterráneo, exceptuando el área de Turquía. El único ejemplar descrito fuera de esta área es el descrito por MANGERUD y RØMULD, (1991) para el domo Svalis en el SO del Mar de Barents. Si resituamos todos estos puntos sobre un mapa paleogeográfico del Anisiense, nos encontramos que la mayoría de los afloramientos conocidos se distribuyen en las costas del extremo Oeste del Tethys, entre el Ecuador y 30° Norte, presentando mayor cantidad de apariciones en la costa Norte que en la Sur, esta situación puede ser simplemente derivada por la mayor profusión de estudios en esta área.

Considerando todas las limitaciones derivadas de la representación de los puntos, asumiendo que a lo largo del Anisiense pueden haberse producido ligeros cambios paleogeográficos y, como se conoce y se deduce de las dataciones, importantes cambios isostáticos. Podemos pensar en la existencia de una "provincia palinológica" definida en el área Oeste del Tethys donde las dataciones basadas en este taxón guía resultan manifiestamente útiles.

Se han de tener en cuenta las limitaciones de estos conceptos debido a las condiciones especiales de estos elementos, por un lado que nos encontramos con un fósil que se dispersa por medio aéreo, lo cual nos está indicando que el productor se encuentra en otro lugar; que debido a la lógica marcha del ciclo geológico externo sólo encontraremos representación en las cuencas sedimentarias, con lo cual los hallazgos no perfilan una provincia fitogeográfica debido a que la distribución espacial de las gimnospermas productoras no se tiene por qué ceñir a estas cuencas y siendo posible su presencia en las áreas fuente de los materiales detríticos. De todo ello se deduce que esta "provincia palinológica" tiene una validez eminentemente biocronoestratigráfica.

Bibliografía.

- Adloff, M.C. y Doubinger, J., 1969. Étude palynologique dans le Grès à Voltzia (Trias inférieur). *Bull. Carte géol. Als. Lorr.*, 22, 2, 131-148.
- Boersma, M., Brugman, W.A. y Veld, H., 1987. *Triassic palynomorphs: Index to genera and species*. Lab. of Palaeobotany and Palynology. State university of Utrecht, The Netherlands, 230 pp.
- Clement-Westerhof, J.A., Van der Eem, J.G.L.A., Van Erve, A.W., Klasen, J.J., Schuurman, W.M.L. y Visscher, H., 1974. Aspects of Permian, Triassic and early Jurassic palynology of Western Europe - a research project. *Geologie en Mijnbouw*, 53, 329-341.
- Grauvogel-Stamm, L. y Alvarez-Ramis, C., 1994. Macroflora et microflore in situ du Buntsandstein de l'île de Majorque (Baléares, Espagne). *Cuad. Geol. Ibér.*, 20, 229-243.
- Jansonius, J. y Hills, L.V., 1976. *Genera file of fossil spores and pollen*. Special publication. Department of Geology. University of Calgary, Canada.
- Lele, K.M., 1965. Studies in the Talchir flore of India - 3. *Stellapollenites*: A new Monosaccate pollen genus from the South Rewa Gondwana basin. *The Paleobotanist*, 13 (1), p. 109-113.
- Mädler, K., 1964. Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. *Beith. Geol. Jb.* 65, 147 p., Hannover.
- Mangeroud, G. y Rømuld, A., 1994. Spathian-Anisian (Triassic) palynology at the Svalis Dome, southwestern Barents Sea. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 70, 199-216.
- Pittau Demelia, P., 1983. *Stellapollenites muelleri* (Reinh & Schmitz, 1965) n. comb. and *Podocarpaepollenites thiergartii* (Mädler 1964), two different triassic pollens: observations under light and scanning electron microscope. *Boll. Soc. Geol. It.*, 22, 3, 263-269. Modena.
- Reinhardt, P. y Schmitz, W., 1965. Zur Kenntnis der Sporae dispersae des mitteldeutschen Oberen Buntsandsteins. *Freiberger Forschungshefte*, 182, *Paläontologie*, p. 19-36.
- REINHARDT, P., 1964. Einige Sporenarten aus Oberen Buntsandstein Thüringens. *Monatsber. Deutsch. Akad. Wissensch.*, Berlin, 6, 8, 609-764.
- VISSCHER, H., 1966. Palaeobotany of the Mesophytic. III. Plant microfossils from the Upper Bunter of Hengelo, The Netherlands. *Acta bot. Neerl.*, 15, p. 316-375.

REINTERPRETACIÓN DE LOS DATOS PALINOESTRATIGRÁFICOS Y MAGNETOESTRATIGRÁFICOS PARA EL LÍMITE ANISIENSE-LADINIENSE EN EL BUNTSANDSTEIN DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Diez, J.B.^{1,2} y Rey, D.³

- 1 Departamento de Geociências. Universidade de Évora. Ap.94, 7000-916 Évora, Portugal.
- 2 Centro de Estudos Geológicos. Universidade Nova de Lisboa. Portugal.
- 3 Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo. España.

Este trabajo se centra en cinco secciones localizadas en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (RCCI) y que corresponden a las formaciones del Buntsandstein "Limos y Areniscas de Rillo" (LAR) y "Limos y Areniscas Abigarrados de Torete" (LAAR) definidas por RAMOS (1979), ambas situadas estratigráficamente justo por debajo del Muschelkalk.

Su objetivo es el de refinar las dataciones de estas series utilizando los datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos más recientes y demostrar el potencial de este tipo de estudios para el refinamiento cronoestratigráfico del Triásico continental en Iberia. Como demostraremos, esto es posible en la actualidad debido a dos factores: (a) El refinamiento de la escala de polaridad geomagnética para el Triásico Medio y Superior (MUTTONI *et al.*, 1998), basado en secuencias carbonáticas del Tethys meridional bien datadas con ammonites y conodontos y (b) Desarrollo de una nueva escala palinoestratigráfica para el Dominio Peritethyco Occidental (DIEZ, 2000) que permite una mejora en la datación de las formaciones estudiadas.

Bioestratigrafía

Los datos palinológicos fueron reinterpretados en la tesis de DIEZ (2000), quién desarrolla una nueva escala palinoestratigráfica triásica para el Dominio Peritethyco Occidental que se basa en la actualización de las consideraciones metodológicas, tomando como taxones válidos sólo aquellas especies claramente identificadas, rechazando aquellas referidas bajo la terminología de *confer* (cf.) o *affinis* (aff.). Tampoco se consideran determinantes desde el punto de vista cronoestratigráfico el "criterio de ausencia", ni tampoco estimaciones cuantitativas que puedan estar influenciadas por la evolución tafonómica de las asociaciones.

De esta forma las formaciones triásicas objeto de nuestro estudio fueron reanalizadas, en RAMOS (1979) el nivel 14 del corte de Riba de Saelices y el nivel 149 del Corte de Rillo de Gallo, ambos en la fm. LAR, son atribuidos al Anisiense Superior-Ladiniense Inferior, pero según DIEZ (2000) la existencia de *Hexasaccites muelleri* nos indica Anisiense y la aparición de *Triadispora falcata* reduciría el intervalo temporal a Pelsoniense-Illiriense.

En PÉREZ-ARLUCEA (1986) se presentan datos de diferentes muestras sobre la Formación "LAAT", una de ellas en Castellar de la Muela (nivel 15) y dos más en Noguera (niveles 13 y 15). Le atribuyen una edad Anisiense-Ladiniense basándose en la existencia de *Calamospora tener*, *Triadispora staplini*, *T. falcata*, *T. suspecta* y *Alisporites* sp. No es una asociación definitiva y plantean su posible atribución al Anisiense superior o Ladiniense inferior por similitud de la asociación con la mostrada en RAMOS (1979). Lo cual es lógico pues según el cuadro estratigráfico se encuentran en una posición similar. Según lo planteado en DIEZ (2000) por la asociación de *Protodiploxypinus gracilis*, *Triadispora falcata* y *Microcachryidites doubingeri* se debería pensar en un arco temporal desde el Pelsoniense hasta el Langobardiense.

En el trabajo de SOPEÑA *et al.* (1995), se realiza una síntesis de los análisis palinológicos realizados en la "RCCI", presentando una asociación sintética que englobaría el nivel 36 del corte de Luzón correspondiente a la parte superior de la fm. LAR, el nivel 37 en la base de la fm. LAAT, también el corte de Luzón y el nivel 241 del corte de Rillo de Gallo correspondiente a la parte superior de la fm. LAR (RAMOS, 1979). La asociación, por la existencia de *Triadispora aurea* y *T. suspecta*, además de las diferentes especies de *Ovalipollis*, es atribuida al Ladiniense *sensu lato*. DIEZ (2000) concuerda con esta datación pero no con la justificación, ya que habría que basarlo en

la existencia de *Triadispora aurea* y *Microcachryditites fastidioides*. Y no en *Triadispora suspecta* que tiene una biozona mayor en principio.

RAMOS (1979) en la fm. "Limos y Areniscas Abigarrados de Torete" de la columna de Riba de Saelices encuentra un conjunto palinológico atribuido al Kamiense inferior. Según DIEZ (2000) la superposición de las biozonas de *Keuperisporites baculatus* y *Camerosporites secatus* nos indicaría una edad comprendida entre el Fassaniense superior y Juliense inferior.

Magnetoestratigrafía.

REY *et al.* (1996) basaron la magnetoestratigrafía de estas series en la desimanación térmica escalonada de dos especímenes por cada nivel estratigráfico muestreado para la fm. LAR y LAAT en la sección de la Hoz del Gallo y de al menos uno en la fm. LAAT en las secciones de La Ermita, San Román y Aragoncillo.

La sucesión de polaridades se obtuvo proyectando la declinación e inclinación magnética de las componentes de imanación característica (ChRM) contra su posición estratigráfica. Estos autores consideraron como la ChRM la componente de imanación de alta coercitividad asociada a temperaturas de desbloqueo superiores a los 600°C y portada por hematites e ilmenohematites detrítica. En ciertos casos, no fue posible el total aislamiento de la componente primaria detrítica, dada la presencia de una fase diagenética tardía portadora de una componente de imanación posterior cuyo espectro de coercitividades se solapa con ésta. No obstante la edad triásica de la ChRM para la definición de una polaridad triásica fue demostrada por las siguientes razones: (a) Observación petrográfica de minerales detríticos ferromagnéticos de alta coercitividad (ilmenohematites) consistentes con las elevadas temperaturas de desbloqueo y espectro de coercitividades observados. (b) Mejora de la dispersión estadística en la dirección media de las ChRM. después de la corrección tectónica. Dirección que es comparable a las esperadas para Europa y América. (c) Su distribución vertical en intervalos estratigráficos discretos de polaridad opuesta. (d) La dirección de ChRM media es consistente en el cómputo de la Curva de Deriva Polar Aparente para Iberia (OSETE *et al.*, 1998) si se asume una edad Triásico Medio. (e) Buena correlación de los datos magnetoestratigráficos obtenidos con los publicados para materiales carbonáticos de la misma edad, que presentamos aquí.

Conclusiones

La correlación detallada de estas secciones permite determinar el límite Anisiense-Ladiniense optando por una de las tres posibilidades propuesta por MUTTONI *et al.* (1998) para su establecimiento. Si combinamos el arco temporal atribuido por DIEZ (2000) a las formaciones LAR y LAAT y la magnetoestratigrafía de REY *et al.* (1996), podemos posicionar los límites Illiriense-Fassaniense en la fm. LAR y el límite Fassaniense-Langobardiense en la fm. LAAT al correlacionarlos directamente con las magnetozonas de referencia de MUTTONI *et al.* (1998), una vez acotados por el reanálisis palinoestratigráfico. El refinamiento de la escala de polaridad magnética del Triásico y el conocimiento actual de las asociaciones polínicas del Dominio Peritethyco Occidental permiten mejorar ostensiblemente la datación del Buntsandstein en la RCCI, combinando los datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos.

Agradecimientos.

Proyectos DCYCIT N° : PB92-0041 y PB95-0081 y PB98-0834.

Referencias.

- DIEZ, J.B., 2000. *Geología y Paleobotánica de la Facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Implicaciones bioestratigráficas en el Pentethys Occidental*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza-U.P.M.C., Paris-6, 424p. (inédita).
- MUTTONI, G., KENT, D.V., MECO, S., BALINI, M., NICORA, A., RETTORI, R., GAETANI, M. y KRISTINE, L., 1998. Towards a better definition of the Middle Triassic magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Tethyan realm. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **164**, p. 285-302.
- OSETE, M.L., REY, D., VILLALAIN, J.J. y JUÁREZ, M.T., 1997. The Late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. *Geol. Mijn.*, **76**, p.105-119.
- PÉREZ-ARLUCEA, M., 1986. *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel)*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid (inédita).
- RAMOS, A., 1979. Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón. (Provincia de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*. **6**.
- REY, D., TURNER, P. y RAMOS, A., 1996. Palaeomagnetism and Magnetostratigraphy of the Middle triassic in The Iberian Rangos (Central Spain). En: MORRIS, A. y TARLING, D.H. (eds.), *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, *Geol. Soc. Sp. Pub.*, **105**, p.59-82.

NATUREZA E TIPOLOGIA DAS BIOCONSTRUÇÕES COM ESPONGIÁRIOS SILICIOSOS DO TOARCIANO DA REGIÃO DE ANSIÃO (PORTUGAL)¹

Duarte, L.V.², Krautter, M.³, Jordan, K.³ & Baisch, V.³

- 1 Trabalho realizado no âmbito da Acção Integrada Luso-Alemã A-1/99 (CRUP-DAAD) e do Projecto Praxis P/CTE/11128/1998
- 2 Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3001-401 Coimbra, Portugal; lduarte@ci.uc.pt
- 3 Institut fuer Geologie und Palaeontologie der Universitaet Stuttgart, Herdweg 51, D-70174 Stuttgart, Germany; manfred.krautter@geologie.uni-stuttgart.de

Introdução

Na Bacia Lusitaniana, o Toarciano corresponde maioritariamente a uma sedimentação margocalcária com características predominantemente hemipelágicas. De entre o vasto leque de atributos de natureza sedimentológica e paleontológica, que caracterizam parte do Toarciano médio e superior da bacia (Formação de Cantanhede), sobressai a ocorrência de pequenas construções do tipo *bioherm*, corpos que evidenciam uma grande diversidade macrofaunística bentónica, incluindo uma interessante fauna de espongiários siliciosos. Constituindo as primeiras referências ao nível do Toarciano do domínio tetisiano (Duarte *et al.*, 2000), as ocorrências destes corpos com espongiários siliciosos em Portugal revelam-se, por isso, de uma enorme importância do ponto de vista paleobiogeográfico.

O Sector Estudado

O estudo exaustivo dos vários afloramentos de idade toarciana em Portugal (*vide* Duarte, 1995), permitiu individualizar um conjunto de sectores caracterizados pelo grau de abundância deste tipo de bioconstruções. Dentro destes, o sector de Ansião-Rabaçal, além de ser um dos mais emblemáticos do Toarciano da Bacia, dadas as excepcionais condições de afloramento, é aquele que mostra maior densidade e volume de bioermes, tendo servido de base ao presente estudo.

Tipologia das Bioconstruções

Morfologia: Estas construções são dominadas por uma fase micrítica (ou pelmicrítica), superior a 50%. Por essa razão, estes corpos enquadram-se na definição de *mud-mounds*. Os montículos estudados são considerados de pequena escala, exibindo uma espessura média decimétrica. Lateralmente, mostram dimensões médias à volta dos 2 a 3 metros de diâmetro, embora possam atingir dimensões próximas da dezena de metros. Estas edificações tendem a desenvolver-se no topo de bancadas de calcário, apresentando as formas dominantes de dômio e a de uma morfologia tabular.

Colonização Faunística: Ao nível dos grandes metazoários, as esponjas siliciosas constituem o principal grupo bioconstrutor, sendo aquelas exclusivas dos bioherms. Mostram diversos tipos de formas (tubo, prato, bola, etc...), correspondendo a maioria dos exemplares a espécies novas, pertencentes à classe Hexactinellida (Krautter & Duarte, em preparação). Outras esponjas siliciosas, como por exemplo os Litistídeos, são extremamente raras.

A restante colonização macrofaunística bentónica engloba, entre outras ocorrências, concentrações particularmente densas, de crinóides, braquiópodes (rinconelídeos e mais raramente terebratulídeos) pectinídeos e ostreinos. Incluem-se ainda serpulídeos, foraminíferos e briozoários concentrando-se, estes últimos, maioritariamente, sobre a face inferior das esponjas.

Composição e Estrutura Interna: Além das esponjas siliciosas e do restante conteúdo faunístico, uma parte substancial de cada montículo é composta por um carbonato endurecido (*automicrito*), que incorpora incrustamentos carbonatados microbianos (*microbialitos*). Esta componente é desprovida de qualquer estrutura interna, exibindo a sua cor típica, castanha escura, que tem origem na grande concentração em pirite e/ou goetite. Este componente rígido microbiano é acompanhado por uma matriz micrítica (ou pelmicrítica), de cor cinzenta, semelhante ao

sedimento carbonatado dos níveis calcários adjacentes (*alomicrite*). Estas crostas microbianas estão limitadas à parte central dos montículos, estando ausentes nos níveis calcários adjacentes.

Ao nível das microfácies, elas diferem, principalmente, na quantidade relativa de esponjas siliciosas, micrite, microbialitos e restante conteúdo faunístico. As partes basais correspondem, normalmente, a *floatstones*, passando por vezes lateralmente a *wackestones* e a *packstones*. A parte central e o seu topo são representados por *boundstones*.

Referências

- DUARTE, L. V. (1995) - "O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética". Tese de Doutoramento, Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 349p., 14 est.
- DUARTE, L. V.; KRAUTTER, M. & SOARES, A. F. (2000) - "Faciès à spongiaires dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal): Contexte sédimentologique et paléogéographique". Réunion spécialisée "Les événements du passage Lias-Dogger". Strata, Toulouse, vol. 10, pp. 86-88.

CONSIDERAÇÕES PALEOECOLÓGICAS SOBRE A MALACOFAUNA DULÇAQUÍCOLA DO CRETÁCEO DO BRASIL

Elias Senra, M.C. & Hermida da Silva e Silva, L.

Departamento de Ciências Naturais, Universidade do Rio de Janeiro - UNIRIO. Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo. CEP: 22 270.000, Rio de Janeiro, Brasil. E-mail: paleo@uniriotec.br

Nas bacias sedimentares brasileiras são registradas diversas litologias, originadas em episódios de sedimentação continental atuantes durante o Cretáceo. Nestas rochas a fauna presente consiste de moluscos, ostracodes, conchostráceos, peixes, quelônios, crocodilos e dinossauros.

Os fósseis de moluscos pertencentes às classes Bivalvia e Gastropoda representam faunas endêmicas, com aplicação bioestratigráfica e biogeográfica restrita. A diversidade específica propicia no entanto a reconstrução paleoambiental.

A malacofauna ocorre em unidades como a Formação Itapecuru (Aptiano-Albiano) da Bacia do Parnaíba, Bacia de Lavras da Mangabeira (Neocomiano), Bacia de Padre Marcos (Neocomiano), formações Candeias (Berriasiano-Hauteriviano) e Pojuca (Barremiano Inferior) da Bacia do Recôncavo e Formações Adamantina e Marília da Bacia Bauru do Cretáceo Superior.

Na Formação Itapecuru ocorrem os gêneros 4 espécies dos gêneros *Anodontites*, *Castalia*, *Galba* e *Viviparus* (Senra, 1999). As duas bacias interiores do nordeste do Brasil contam com uma malacofauna ainda pouco conhecida, sendo registrada uma espécie de gastrópode Bulimulinae na Bacia Padre Marcos e uma espécie de *Anodontites* na Bacia Lavras da Mangabeira. Na Bacia do Recôncavo a Formação Candeias são assinaladas 4 espécies do gênero *Anodontites* e uma espécie de *Biomphamaria*, enquanto que na Formação Pojuca ocorrem duas espécies do gênero *Lyoplacodes* e duas espécies dos gêneros *Pachychilus* e *Neritina* e uma espécie do gênero *Sphaerium* (White, 1887). A Formação Adamantina contém 8 espécies dos gêneros *Diplodon*, *Taxodontites*, *Florenceia*, *Sancticarolis*, *Itaimbea*, *Physa*, *Viviparus* e *Hydrobia*. A Bacia Bauru a Formação Marília registra duas espécies do gênero *Anodontites* e 3 espécies dos gêneros *Physa*, *Viviparus* e *Hydrobia* (Mezzalira, 1974).

As tafocenoses podem ser classificadas como autóctones e parautóctones, conforme o grau de fragmentação observado nos espécimens, favorecendo as conclusões sobre a reconstrução paleoambiental. Na rocha, os fósseis de bivalvíos são encontrados com as conchas articuladas geralmente inteiros, raramente fragmentados, indicando nenhum transporte ou pouco retrabalhamento dentro do próprio habitat. Os gastrópodes estão bem conservados sem indícios de transporte ou retrabalhamento intenso.

As informações tafonômicas e composição taxonômica sugerem que as rochas da Formação Itapecuru foram depositadas em ambiente fluvial ou fluvio-deltáico, associado à pequenos lagos ou represas permanentes, sugerido pelos anodontídeos e pelo gênero *Galba* respectivamente. Na Bacia do Recôncavo, a Formação Candeias representa um sistema fluvial dominado pela presença de anodontídeos, enquanto que a Formação Pojuca corresponde a um ambiente lacustre relativamente profundo, com gastrópodes. O conteúdo fossilífero das bacias Lavras da Mangabeira e Padre Marcos indicam que a sua área de distribuição comportava durante o Cretáceo Inferior um sistema de drenagem com rios e lagos provavelmente temporários. As formações Adamantina e Marília são unidades cronocorrelatas datadas do Cretáceo Superior e conforme o registro paleontológico, suas rochas foram originadas em sistemas fluviais perenes aos quais associavam-se reservatórios de água temporários (Senra & Silva, 1999).

Conclui-se que no Brasil, durante o Cretáceo as terras emersas testemunharam a implantação de sistemas de drenagem, com rios perenes e temporários e ambientes lacustres geralmente de pequeno porte.

Agradecimentos à FAPERJ pelo apoio ao projeto

Referências Bibliográficas:

- MEZZALIRA, S. 1974. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do arenito Bauru. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo, **51**:1-163.
- SENRA, M.C.E. 1999. Estudo sobre a malacofauna dulçaquícola da Formação Itapecuru, Bacia do Parnaíba, Maranhão, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, XVI, Crato, CE 1999. *Boletim...*, Crato, CE, URCA, p. 105.
- SENRA, M. C. E. & SILVA, L. H. S. 1999. Moluscos dulçaquícolas e microfósseis vegetais associados na Formação Marília, Bacia Bauru (Cretáceo Superior), Minas Gerais, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, **5**, Serra Negra, 1999. *Boletim...* Serra Negra, UNESP, p. 497-500.
- WHITE, C.A 1887. Contribuições à paleontologia do Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, **7**: 1-273.

MACRÓFITAS AQUÁTICAS NA FORMAÇÃO MARÍLIA (CRETÁCEO SUPERIOR) DA BACIA BAURU, BRASIL

Elias Senra, M.C. & Hermida da Silva e Silva, L.

Departamento de Ciências Naturais, Universidade do Rio de Janeiro - UNIRIO. Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo. CEP: 22 270.000, Rio de Janeiro, Brasil. E-mail: paleo@uniriotec.br

A Formação Marília é uma unidade da Bacia Bauru, com importante registro no oeste do Estado de Minas Gerais e idade atribuída ao Neocretáceo. Estas rochas de origem continental consistem de arenitos conglomeráticos e conglomerados com pelitos subordinados. O ambiente deposicional consistia de leques aluviais com lagoas efêmeras interleques e canais fluviais entrelaçados aos quais associavam-se corpos lacustres relativamente perenes em condições semi-áridas.

As sucessivas escavações realizadas no Município de Uberaba, Estado de Minas Gerais produziram ao longo dos anos um amplo documentário fóssilífero consistindo de moluscos, peixes, quelônios e uma importante fauna reptiliana dominada por dinossauros. Recentemente foram encontradas numerosas estruturas ovóides e elípticas correspondentes aos esporocarpos de macrófitas aquáticas, que neste caso são pteridófitas heterosporadas (Senra & Silva, 1999).

Estudos anteriores permitiram identificar os fósseis no gênero *Marsilea* Linnaeus, sendo esta a primeira ocorrência de estruturas reprodutivas destas macrófitas aquáticas na América do Sul.

Em geral as pteridófitas fósseis são conhecidas através de impressões da planta inteira e de compressões e permineralizações dos esporos por ferro e carbonato de cálcio, com registro geológico do Jurássico Médio ao Recente (Boureau, 1970). As marsiliáceas são registradas no Cretáceo (Cenomaniano-Turoniano) e Terciário do Casquistão Ocidental e Cretáceo da Sibéria Ocidental. Excepcionalmente são assinalados no Terciário da Índia, esporocarpos silicificados contendo megásporos (Dorofeev, 1981).

Os fósseis apresentam-se com a morfologia externa preservada, possuindo tamanho de 0,75 a 1,10 mm nas formas ovóides e 0,90 a 1,50 mm nas elípticas. Observações em microscopia fotônica e eletrônica de varredura demonstraram feições anatômicas, permitindo uma comparação com exemplos atuais reportando ao gênero *Marsilea*.

O revestimento externo consiste de compartimentos multisseriados poliédricos regulares e simétricos distribuídos ao longo do comprimento, interpretados como células epidérmicas. Em direção à base do esporocarpo, as células tornam-se gradativamente mais alongadas e delgadas. Na extremidade basal do esporocarpo ocorre uma cicatriz peduncular centralizada, com forma subcircular, equivalente ao ponto de inserção do pecíolo. Em alguns exemplares, aparece próximo a cicatriz peduncular uma impressão também circular de pequenas dimensões, correspondente à posição de um dente superior (Johnson, 1986).

Os caracteres morfológicos observados nos esporocarpos ovóides como tamanho, contorno e a cicatriz peduncular indicam afinidades com a espécie atual *Marsilea cf. polycarpa*. Em alguns destes dos exemplares, está presente uma cicatriz correspondente ao dente superior, ao contrario do que ocorre na espécie citada, o que não permite uma afirmação ao nível específico.

A existência de esporocarpos elípticos pode sugerir formas imaturas do tipo ovóide, ou que pertençam a uma outra espécie de *Marsilea*.

O ambiente deposicional da Formação Marília não favoreceu a preservação de partes da planta inteira, o que impossibilitou obter informações adicionais de natureza taxonômica acerca do material estudado. A ocorrência de esporocarpos de *Marsilea* e a concentração de exemplares na rocha concordam com os dados paleoclimáticos e paleoambientais existentes sobre a Formação Marília.

Agradecimentos à FAPERJ pelo apoio ao projeto

Referências Bibliográficas:

- BOUREAU, E. 1970. Ordre des Hydropteridales. In: ANDREWS, H. M.; ARNOLD, C. A.; BOUREAU, E.; DOUBINGER, J. & LECLERQ, S. (eds.). *Traité de Paléobotanique*. Paris, Mason, v. 4, p. 379-406.
- DOROFEEV, P. I. 1981. Taxonomy of the Tertiary Marsileaceae. *Bot. Zhurn.* 66: 792-801
- JOHNSON, D.M. 1986. Systematics of the New World species of *Marsilea* (Marsileaceae). *Systematics Botany Monographs*, 11: 1-19.
- SENRA, M. C. E. & SILVA, L. H. S. 1999. Moluscos dulçaquícolas e microfósseis vegetais associados na Formação Marília, Bacia Bauru (Cretáceo Superior), Minas Gerais, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, Serra Negra, 1999. *Boletim...* Serra Negra, UNESP, p. 497-500.

ESPORAS MURORNATI DEL CRETÁCICO INFERIOR DE PEÑACERRADA (ÁLAVA, ESPAÑA)

Elorza, L.¹ y Barrón, E.²

- 1 Dpto. de Botánica, Museo de Ciencias Naturales de Álava, c/ Siervas de Jesús, 24, 01001-Vitoria (España). Tlf. 945-181924. E-mail: tauriton@hotmail.com
- 2 Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 - Madrid (España). Tlf. 91-3944877; Fax.: 91-3944849. E-mail: ebarron@eucmos.sim.ucm.es

Se está llevando a cabo un estudio paleontológico integral de los afloramientos ambarígenos del Cretácico Inferior de Peñacerrada (Álava, España). Estos se encuentran ubicados al norte de la Sierra de Cantabria, en las proximidades de la localidad de Peñacerrada.

Estudios geológicos previos indican que los materiales del Cretácico Inferior de la Sierra de Cantabria, organizados principalmente en secuencias clásticas y con fuerte influencia de emplazamientos diapíricos, se depositaron en un medio deltaico que evolucionaba hacia una plataforma marina abierta (Alonso *et al.*, 2000).

Los afloramientos de Peñacerrada, pertenecientes a la Formación Nograro, se presentan como una sucesión de areniscas varvadas con óxidos de hierro y lutitas negras, que se encuentran laminadas y muestran vetas de lignitos. La edad de estos materiales está determinada por estudios palinológicos, encontrándose entre el Aptiense superior y el Albiense medio (Alonso *et al.*, op. cit.).

Durante este intervalo temporal, en la zona de estudio se desarrolló un clima de tipo subtropical o templado húmedo que permitió el asentamiento de bosques de coníferas en donde habitaron distintas especies de la familia Araucariaceae. Con seguridad, como indican los análisis químicos realizados, éstas fueron las que produjeron el ámbar que aparece en los afloramientos. Los estratos inferiores de estas formaciones forestales debieron estar formados por un abundante sotobosque de criptógamas vasculares.

Los sedimentos ambarígenos de Peñacerrada son muy ricos en palinomorfos encontrándose estos en un excelente estado de conservación.

El estudio que se presenta se centra en el conjunto de esporas del grupo morfológico Muornati que está caracterizado por la ornamentación taeniada de su exosporio. Este grupo de esporas, relacionable con la familia Schizeaceae (De Haan, 1987), que posee representación actual, presenta un elevado interés desde los puntos de vista taxonómico, bioestratigráfico y paleoecológico.

Desde el punto de vista taxonómico, hay que destacar la dificultad de estudio que presentan las esporas taeniadas, ya que es complicado inferir la disposición de su ornamentación en sus partes distales y proximales, debiéndose conocer ambas para una correcta determinación específica (De Haan *et al.*, 1987-1988).

Hasta el momento se han determinado cuatro géneros parataxonómicos: *Cicatricosisporites*, *Plicatella*, *Costatoperforosporites* y *Nodosisporites*, habiéndose determinado 14 especies. El género más abundante, tanto en número de especies como en ejemplares es *Cicatricosisporites*, destacándose la especie *C. venustus* que, considerando el conjunto de las esporas taeniadas, alcanza cerca del 45% de presencia en algunas de las muestras estudiadas. También es destacable la abundancia de *Plicatella pseudomacrorhyza* y *Costatoperforosporites fistulosus*, cuya presencia se incrementa hacia la mitad de la sucesión estratigráfica.

Además, en el conjunto de las especies determinadas también se debe hacer mención de *Cicatricosisporites apiteretus*, *C. hallei*, *C. pseudotripartitus*, *Plicatella baconicus*, *P. jansonii*, *P. potomacensis* y *Costatoperforosporites triangulatus*. Algunas de estas especies se citan por vez primera en el Cretácico español.

La presencia de estas especies en los afloramientos de Peñacerrada corrobora la edad propuesta (Aptiense superior/Albiense medio), asimismo nos permite reafirmar que las condiciones climáticas que existieron en la zona fueron subtropicales, con un elevado grado de humedad.

- Alonso, J., Arillo, A., Barrón, E., Corral, J.C., Grimalt, J., López, J.F., López, R., Martínez-Delclòs, X., Ortuño, V., Peñalver, E. & Trincão, P.R. 2000. A new fossil resin with biological inclusions in Lower Cretaceous deposits from Álava (Northern Spain, Basque-Cantabrian Basin). *Journal of Paleontology*, 74(1): 158-178.
- De Haan, P. J. 1987. *Morphological comparisons of recent spores of the genera Anemia, Mohria and ceratopteris with the spores of the form genus Cicatricosisporites*. Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Internal report, Utrech, The Netherlands, 25 pp.
- De Haan, P.J., Leereveld, H. & Van der Bergh, J.J. 1987-1988. *Determination key of species assignable to the formgenus Cicatricosisporites*. Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Internal report, Utrech, The Netherlands, 79 pp.

DATOS Y CONODONTOS DE LA FORMACIÓN RICACABIELLO EN LA REGIÓN DEL PONGA

Escribano-Balín, R. y Molleda-Muñoz, M.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005-Oviedo (España).

La Formación Ricacabiello, constituye una sucesión condensada que aflora esencialmente en la rama S de la región del Ponga (Zona Cantábrica, N de España). Está constituida por lutitas versicolores, esencialmente rojas, con nódulos de manganeso y en ocasiones con alguna intercalación calcárea.

La edad del conjunto de la Formación es conocida fundamentalmente gracias al hallazgo de algunos goniatítidos extraídos de un número muy limitado de localidades y a los datos proporcionados por algunos fusulináceos de la parte más alta de la Formación en las proximidades del Pico Ricacabiello, que da nombre a esta unidad litoestratigráfica. Además, en la formación se han mencionado braquiópodos, trilobites y ostrácodos, todos ellos bastante peculiares, que debieron vivir en un ambiente restringido, quizás de plataforma externa. No obstante, los hallazgos de fósiles que puedan proporcionar datos más o menos precisos de la edad de niveles concretos son muy escasos. Hasta el momento, salvo el caso de los fusulináceos del Pico Ricacabiello, no se han encontrado en estos materiales foraminíferos, que, como es sabido constituyen uno de los elementos estratigráficos más relevantes en las sucesiones del Carbonífero Superior.

Dadas las características faciales y el tipo de fauna que contiene, los hallazgos de conodontos tienen un valor primordial en tanto que constituyen elementos que habitaron en ambientes peculiares (tal como parecen indicar los hallazgos macropaleontológicos) y que, además, deben proporcionar datos de interés en la datación de estos niveles.

Uno de los cortes clásicos del Carbonífero del Manto del Ponga, es la sección de Beleño entre el puente de Retertorio y el pueblo de Sobrefoz. En él la Formación Ricacabiello está constituida por unos treinta metros de lutitas pardas y verdosas con alguna intercalación calcárea. El muestreo efectuado, concentrado fundamentalmente en los últimos niveles, permitió encontrar algunos elementos conodontales que indican una edad no más antigua que Kinderscutiense, que es acorde con los datos proporcionados por los cefalópodos.

Desgraciadamente en muchas sucesiones del Carbonífero Superior de la Zona Cantábrica, los conodontos son muy escasos. A pesar de las frustraciones que puede proporcionar su propia escasez, creemos que la búsqueda de estos elementos paleontológicos resulta imprescindible a la hora de establecer una estratigrafía más o menos detallada de esta formación.

A DEVONIAN PALYNOMORPH ASSEMBLAGE IN ALBERGARIA-A-VELHA (NW PORTUGAL): REGIONAL IMPLICATIONS

Fernandes, J.P.¹, Moço, L.P.¹, Chaminé, H.I.¹, Lemos de Sousa, M.J.¹, Fonseca, P.E.² & Ribeiro, A.²

- 1 GIPEGO, Dep. e Centro Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal. Phone: +351 22 340 1471; Fax: +351 22 205 6456; E-mail: jpfernan@fc.up.pt
- 2 LATTEX, Dep. Geologia da Universidade de Lisboa, Ed. C2 - Piso 5, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. Phone: +351 21 750 0000; Fax: +351 21 750 0064

A NNW-SSE narrow strip of Upper Proterozoic and Paleozoic rocks, is located alongside the W border of the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (Chaminé 2000). The latter, is a major dextral wrench-fault assumed as the boundary between the Ossa-Morena Zone (OMZ), in the west block, and the Central Iberian Zone (CIZ) in the east block.

The Porto-Albergaria-a-Velha sector of the west block (OMZ) comprises tectonostratigraphic units of low- to high-grade metamorphic rocks (Chaminé 2000). Both types of units are bounded by major dextral wrench-faults developed during D₃ Variscan deformation phase.

Recently, Devonian black shales intensely deformed were recognised in the Albergaria-a-Velha area forming a discrete N-S structure parallel to the S. João-de-Ver thrust and the Porto-Tomar shear zone (Chaminé 2000). The Devonian shales are imbricated in a large Upper Proterozoic (Beetsma 1995) metapelitic unit, named Arada Unit (black phyllites with garnet, lydites, amphibolic schists).

A preliminary palynological study of the black shales was carried out by Fernandes et al. (*in press*). In the generally scarce organic residues a good number of palynomorphs could be found, the sporomorphs being clearly dominant over the acritarchs. Fragments of vegetal tissues are quite common. As a rule, palynomorphs are badly preserved, the larger forms being almost invariably broken. "Corrosion" aspects are frequent. Palynomorphs with elongated ornamentation (as the genus *Ancyrospora* or *Hystricosporites*) usually lack its termination.

A quite diversified palynomorph assemblage was identified, characterised by the presence of *Cristatisporites triangulatus*, *Geminospora lemurata* and *Aneurospora greggsii* among other spores, as well as of acritarchs: *Duvernaysphaera* sp., *Lophosphaeridium* sp. and *Maharanites* sp..

Such an assemblage corresponds to a Late Givetian/Early Frasnian age (Richardson & McGregor 1986). Nevertheless, a slightly younger Frasnian age is not ruled out, and further palynological studies are currently being carried out to ascertain this matter.

Organic Petrology preliminary results (Moço et al. *in prep.*) confirm a very poor total amount of solid organics, dominated by sporinite and vitrinite. Some zooclasts are also present. Fluorescent sporinites and hydrocarbons traces could be observed. Maturation, given by mean random vitrinite reflectivity, is on the level of catagenesis (Rr \cong 1.3 %).

These results, as well as the characteristics of the palynomorph association suggest deposition in a marine (littoral) basin with a strong continental contribution and a somehow restricted communication with the open sea.

The above mentioned data, together with other regional tectonic evidences found in the Albergaria-a-Velha region (Chaminé 2000), clearly demonstrate the imbrication of black shales, possibly of early Late Devonian age, into Upper Proterozoic phyllites with garnet (Arada Unit), pointing out to the existence of tectonostratigraphic units of variable metamorphic grade in the western branch of the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone.

Research is going to proceed in order to find out other evidences of this imbricated Middle Paleozoic structures along the Porto-Coimbra-Tomar Proterozoic metamorphic belt.

Acknowledgements

This research was financed by PhD PRAXIS XXI scholarship grants of Fundação para a Ciência e a Tecnologia to LPM (BD-2767-96) & HIC (BD-2633-93-RN). Financial support to JPF, LPM, HIC & MJLS was

also provided by GIPEGO (Centro de Geologia da Universidade do Porto) and to PEF & AR by LATEX (TECTIBER project).

References

- Beetsma, J. J., 1995. The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal, as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids. PhD Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 223 pp.
- Chaminé, H. I., 2000. Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas. PhD Thesis, Universidade do Porto, 497 pp, 2 anexes, 3 maps.
- Fernandes, J. P.; Moço, L. P.; Chaminé, H. I.; Lemos de Sousa, M. J.; Fonseca, P. E. & Ribeiro, A. (*in press*). Hallazgo de una asociación de miosporas devónicas en el NO de Portugal: implicaciones regionales. In: *XIII Simposio de la Asociación de Palinólogos en Lengua Española*, Cartagena, 27-29 September 2000. Universidad Politécnica de Cartagena. Spain.
- Moço, L. P., Chaminé, H. I.; Fernandes, J. P.; Lemos de Sousa, M. J.; Fonseca, P. E. & Ribeiro, A. (*in prep.*). Organic metamorphism level of black shale from Albergaria-a-Velha region (NW of Portugal): tectonostratigraphic implications. (Submitted 7th Latin-American Congress on Organic Geochemistry, ALAGO, Paraná, Brazil. 22-26 October 2000).
- Richardson, J. B. & McGregor, D. C., 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone continent and adjacent regions. *Geological Survey of Canada Bulletin* 364. 79 pp.

DESARROLLO DE UNA UNIDAD AUTOMATIZADA DE ANÁLISIS DE MICROFÓSILES PARA LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN SEDIMENTOS MARINOS

Flores, J.A., Sierro, F.J., Gravalosa, J.M. y Ledesma, S.

Departamento de Geología, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España., email: flores@gugu.usal.es, sierro@gugu.usal.es, gravalosa@gugu.usal.es y ledesma@gugu.usal.es

Este proyecto se plantea como objetivo fundamental el desarrollo de una técnica automatizada que permita la identificación y recuento de microfósiles extraídos de sedimentos oceánicos. La cuantificación y el tratamiento numérico de los microfósiles posibilitara la aplicación de técnicas estadísticas que permitan la obtención de parámetros para la reproducción de paleotemperaturas, paleoproductividad y plantear modelos de evolución climática y oceanográfica.

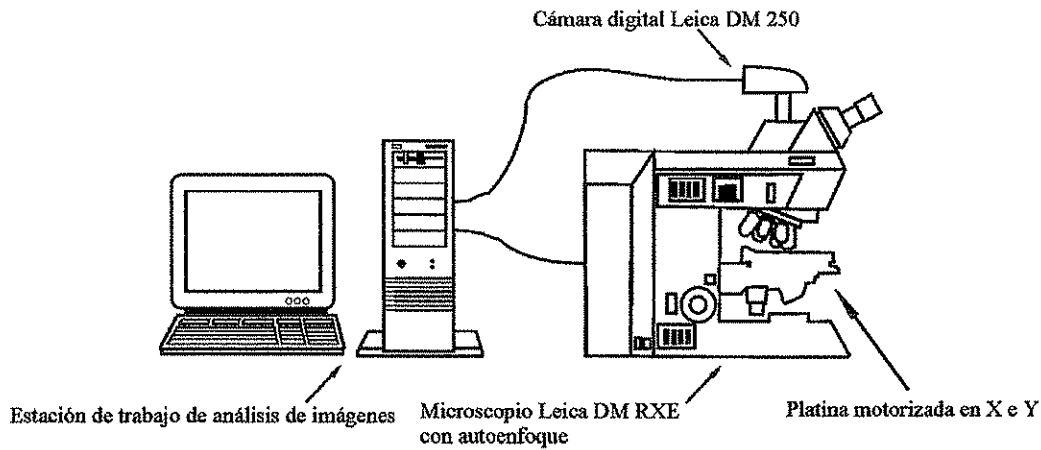
Se pretende desarrollar mediante el empleo de técnicas de análisis de imágenes una base de datos que posibilite la identificación de especies diagnósticas de paleotemperatura, salinidad y productividad. El desarrollo de una unidad de estas características posibilitaría multiplicar de forma sensible el número de muestras analizadas, que hasta el momento han de realizarse de forma convencional (observación y recuento directos o mediante fotografía, bien se trate de microscopía óptica o electrónica).

Dicha técnica se empleara en la reconstrucción climática (paleotemperatura, paleoproductividad, paleosalinidad...) de los últimos ciclos climáticos, con especial énfasis en los últimos 10.000 años. El área concreta de estudio será el Mediterráneo occidental, Golfo de Cádiz y Atlántico Norte.

Los microfósiles que se estudiaran durante el desarrollo de este proyecto serán los coccolitofóridos (y nanofósiles calcáreos) y los foraminíferos.

El equipo tecnológico para llevar a cabo dicho proyecto consta de:

- Un microscopio Leica DM RXE equipado principalmente con:
 - 1 Enfoque electrónico
 - 2 Luz incidente y transmitida
 - 3 Platina motorizada en X e Y
 - 4 Objetivos de 2,5x, 40x, 100x de inmersión y 100x de inmersión para fases.
 - 5 Intercambiador de lentes con lentes de 1x, 1,25x y 1,6x
- Una estación de tratamiento de imágenes formada por:
 - 1 Ordenador Pentium III 600
 - 2 Monitor de 17"
 - 3 Tarjeta controladora de la platina motorizada y del enfoque electrónico
 - 4 Cámara digital Leica DC 250 con un chip de 2/3", un número de pixeles de 2.6 megapixel, tamaño de píxel de 6,7 μ x 6,7 μ y una resolución de 1280(H) x 1024(V) y 1819(H) x 1448(V) en modo de alta resolución
 - 5 Programa de análisis de imágenes Leica Qwin Profesional
 - 6 Programa de control periférico para la automatización del microscopio Leica DM RXE



La estación informática de tratamiento de imágenes controla totalmente el microscopio. El procedimiento de trabajo consiste en que el programa de análisis de imágenes tome una imagen del microscopio a través de la cámara digital, detecte los microfósiles que hay en la imagen, los identifique, y realice un recuento de los microfósiles por especies y/o morfotipos. Después de analizar la imagen, el programa de control del microscopio moverá automáticamente la platina para situarse en otro campo visual de la preparación y hará un enfoque automático captando otra imagen y realizando el proceso de detección otra vez, repitiendo el procedimiento todas las veces que se hayan programado.

Para la identificación de los coccolitofóridos se utilizan 1600 aumentos y luz transmitida polarizada. Y para la identificación de los foraminíferos se utilizan 40 aumentos y luz incidente.

Paralelamente al proceso de análisis de imágenes se está desarrollando una base de datos para el almacenamiento de las diferentes especies identificadas, guardando en ella las principales características morfométricas de cada especie, así como el procedimiento de detención llevado a cabo para determinación de la especie.

EQUÍNIDOS DEL TRÁNSITO CONIACIENSE-SANTONIENSE DE LA SERIE DE OLAZAGUTIA (NAVARRA, N DE ESPAÑA): SISTEMÁTICA, BIOESTRATIGRAFÍA Y DISTRIBUCIÓN PALEOBIOGEOGRÁFICA

Gallemi, J.

Museu de Geologia (ICUB – Ajuntament de Barcelona); Parc de la Ciutadella s/n; 08003 – Barcelona; España.

Resumen

En el marco de los trabajos relativos al proyecto de investigación abajo mencionado se ha realizado el levantamiento de la serie del Coniaciense superior-Santoniense basal de la “Cantera de margas Eguibil”, explotada por Cementos Portland S. A. en Olazagutia/Olazti (La Barranca, prov. de Navarra) y candidata potencial a serie estratotipo del límite entre dichos pisos (Lamolda & Hancock, 1996). La litología de la serie corresponde a una alternancia de margas y calizas margosas gris azuladas pertenecientes al Miembro La Barranca de la Formación del Zadorra (Amiot, 1982) que se considera depositado en un medio de cuenca. Los grupos de microfósiles presentes incluyen los ammonites y los inocerámidos. Entre estos últimos, destaca *Platyceramus* (= *Cladoceramus*) *undulato-plicatus* cuya primera aparición señala la base del Santoniense.

Los equínidos tienen un registro bastante continuo a lo largo de la serie. El muestreo macropaleontológico nivel por nivel de la misma ha permitido la identificación hasta la fecha de los siguientes taxones: *Cyathocidaris cyathifera* (Agassiz, 1840), *Tylocidaris* (*T.*) *clavigera* (Mantell, 1822), *Hirudocidaris?* *corbaricus* Lambert, 1909, *Cardiaster integer* (Agassiz, 1847), *Echinocorys* gr. *scutata* Leske, 1778, *Offaster nuciformis* Ernst, 1971, *Micraster brevis* Desor, 1847, *Micraster matheroni* Desor, 1847, *Micraster* sp. 1 y *Hemiaster* (*Bolbaster*) aff. *punctatus* d’Orbigny, 1854.

Los cidaroides están representados por púas muy características de *Cyathocidaris cyathifera* y de *Tylocidaris* (*T.*) *clavigera* así como por coronas bastante completas de *Hirudocidaris?* *corbaricus*. Todos los ejemplares aparecidos en la serie son del Santoniense inferior. Mientras que *Tylocidaris* (*T.*) *clavigera* se conoce de Gran Bretaña y del norte de Francia, las otras dos especies se describieron en el Pirineo centro-septentrional y en las Corbières (SE de Francia) y se han citado en el Pirineo catalán.

De entre los holasteroides, *Cardiaster integer* que aparece en Olazagutia unos metros por debajo del límite Coniaciense-Santoniense y continua hasta bien entrado el Santoniense es una especie bien conocida de las plataformas calcáreas de la Cuenca Vasco-Cantábrica, de Pirineos (tanto septentrionales como meridionales) y de los Alpes Marítimos (SE de Francia). Esto último es también válido para *Echinocorys* gr. *scutata* si bien este taxón -que sólo ha aparecido en el Santoniense inferior de la serie- ha sido también citado del norte de Francia, del norte de Alemania y de Hungría. *Offaster nuciformis* es una especie de pequeño tamaño que, a pesar de ser poco frecuente, ha sido identificada en la serie tanto en el Coniaciense superior como en el Santoniense inferior; originalmente descrita de Alemania y citada de Gran Bretaña (Ernst, 1971) su presencia en diversas series de La Barranca era ya conocida (Ernst, com. pers. 1988).

En lo tocante a los espatangoideos y más concretamente a los micrastéridos, alrededor de la base aparece *Micraster* sp. 1, una especie del Coniaciense superior todavía por identificar de morfología esférica muy marcada y que puede alcanzar un gran tamaño. *Micraster brevis* presenta una cierta variabilidad morfológica; en Olazagutia su primera aparición se localiza en la parte alta del Coniaciense superior, incrementando su frecuencia justo unos metros por debajo del límite C-S y llegando hasta bien entrado el Santoniense inferior. *Micraster matheroni*, especie de también marcada esfericidad no inicia su registro hasta la parte más superior de la serie (Santoniense inferior). Las dos últimas especies fueron originalmente descritas de las Corbières y han sido posteriormente citadas tanto de la Cuenca Vasco-Cantábrica como de Pirineos.

Los espatangoideos hemiastéridos sólo están representados en la serie por *Hemiaster* (*Bolbaster*) aff. *punctatus* recolectado tanto en niveles del Coniaciense superior como en los niveles

superiores de la misma (Santoniense inferior). Su distribución paleobiogeográfica es similar a la de las especies de *Micraster* citadas.

Esta es una contribución al PB95-0505 "Cretácico superior del norte de España: estratigrafía integrada para la caracterización de límites de pisos y subpisos" de la DGES.

Referencias

- Amiot, M. (1982).- El Cretácico Superior de la Región Navarro-Cántabra. In "El Cretácico de España", Univ. Complutense Madrid, pp. 88-111. Madrid.
- Ernst, G. (1971).- Biometrische Untersuchungen über die Ontogenie und Phylogenie der Offaster/Galeola-Stammesreihe (Echin.) aus der nordwesteuropäischen Oberkreide. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **139(2)**: 169-225, figs. 1-23, tab. 1. Stuttgart.
- Lamolda, M. A. & Hancock, J. M. (1996).- The Santonian Stage and substages. In Rawson, P. F., Dhondt, A. V., Hancock, J. M. & Kennedy, W. J. (eds.): Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries", Brussels 8-16 September 1995. *Bull. Ins. R. Sc. Nat. Belg., Sc. Terre*, **66-Supp.**: 95-102. Bruxelles.

ICNITAS DE REPTILES VOLADORES (PTEROSAURIOS) CON IMPRESIONES DE LA PIEL EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS (N DE ESPAÑA)

García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J. y Fernández, L.A.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

Los acantilados asturianos de rocas jurásicas pertenecientes a la Formación Lastres han proporcionado recientemente un magnífico ejemplo de huellas de pisada de pterosaurios.

El yacimiento, que se encuentra en la base de un estrato de arenisca de unos 27 cm de espesor medio, formando hiporrelieves convexos, consta por el momento, ya que se encuentra aún en fase de excavación, de unas 95 icnitas de estos reptiles voladores pertenecientes al icnogénero *Pteraichnus*. De ellas, se ha medido un total de 71 ejemplares, de los cuales, 54 corresponden a las huellas de las manos y 17 a las de los pies.

Las huellas de manos son tridáctilas, alargadas y muy asimétricas con los dedos anterior (I), medio (II) y posterior (III), en el sentido de la marcha, de longitudes progresivamente mayores en ese orden. La longitud total de las mismas está comprendida entre 9 y 14 mm y su profundidad oscila entre 3 y 30 mm.

Las huellas de pies son tetradáctilas con los dedos centrales (II y III) ligeramente más largos que los exteriores (I y IV), todos ellos acabados en garras afiladas. La forma del pie es subtriangular y el talón estrecho. Su longitud oscila entre los 160 y 180 mm, la anchura entre 60 y 75 mm y la profundidad entre 3 y 27 mm. El ángulo de divergencia entre los dedos I y IV varía de 24° a 31°. Algún ejemplar muestra la evidencia de membranas interdigitales.

Se aprecian igualmente gran cantidad de huellas muy pequeñas, de varios mm de diámetro, a veces alineadas en hileras, que corresponden probablemente a impresiones del pico o de los dientes del reptil durante su actividad alimentaria. También abundan las estriaciones alargadas, a menudo dispuestas en series de 3 ó 4 elementos y debidas al arrastre de las garras sobre el suelo.

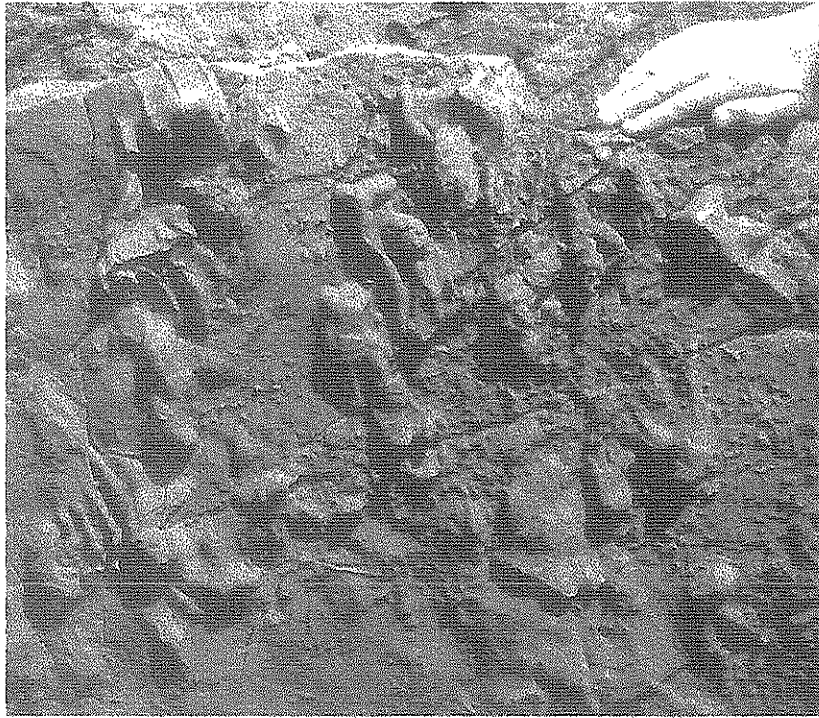
Algunas de las icnitas de manos y pies muestran además marcas puntiformes que corresponden a impresiones de la piel, que reproducen su textura.

Asociadas en el mismo nivel aparecen algunas huellas de dinosaurios y de invertebrados, en parte bivalvos en posición de vida (*Lockeia* sp.)

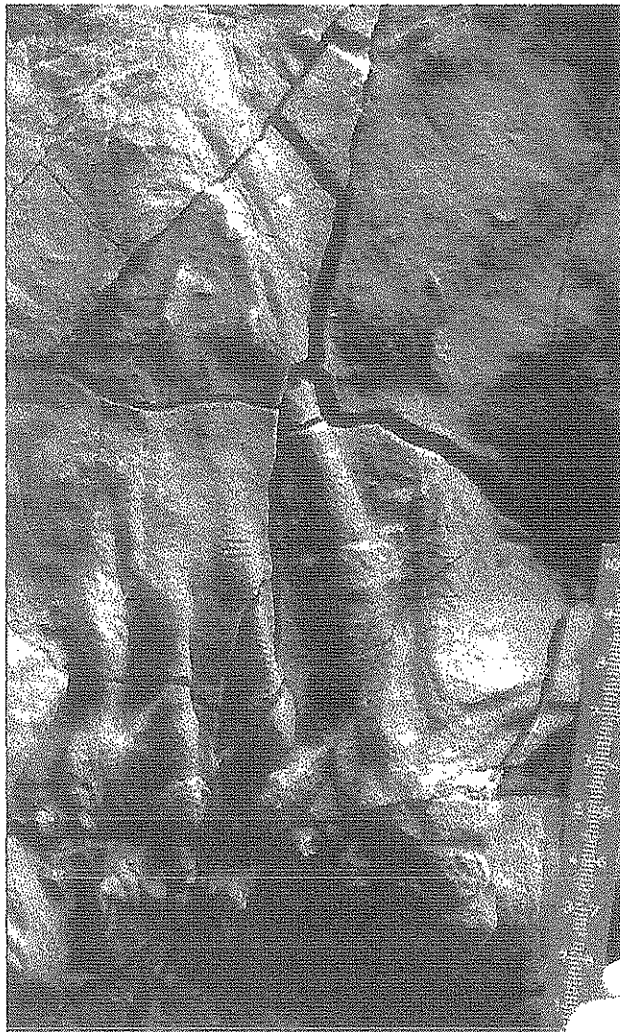
Las huellas se formaron en condiciones subacuáticas, sobre el fondo de una pequeña charca o laguna costera de aguas salobres situada en áreas marginales de pequeños deltas de dominio fluvial que se emplazaban en la orilla de un mar somero y separado del mar abierto por un umbral que representaba el borde elevado de un bloque basculado tectónicamente.

El fondo de la laguna, estaba formado por fango calcáreo semiconsolidado, lo que explica la excelente conservación del detalle de las manos y pies. El reptil, probablemente un pterodactiloideo, con una envergadura alar en torno a los 3 a 4.5 m, flotaba sobre el agua tocando el fondo a intervalos con sus extremidades, lo que explica la ausencia de un rastro definido, o con una orientación determinada.

Las icnitas de pterosaurios aquí representadas constituyen probablemente las de mayor tamaño conocidas hasta el momento en el Jurásico a nivel mundial y son además las más antiguas de Europa y las únicas con impresiones de la piel. Sus dimensiones sugieren la presencia en el Jurásico Superior de individuos de mayores dimensiones de las supuestas hasta ahora a partir de los datos del registro óseo de la época.



Ícnitas de manos y pies de pterosaurios.



Detalle de un pie con impresiones de la piel.

PERFILES DE ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN *STROMBUS* ACTUALES, CUATERNARIOS Y PLIOCENOS

González Delgado, J.A.^{1a}, Goy, J.L.^{1b}, Zazo, C.^{2c}, Civis, J.^{1d} y Dabrio, C.J.^{3e}

1 Departamento de Geología (Paleontología). Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca

2 Dpto. Geología, Museo Nac. Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid

3 Dpto. Estratigrafía. Facultad de Geología. UCM, 28040 Madrid

a: angel@gugu.usal.es b: josegoy@gugu.usal.es c: menzc65@mn.cn.csic.es d: civis@gugu.usal.es e: dabrio@eucomax.sim.ucm.es

Se estudian perfiles de isótopos estables de C y O ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) realizados en 5 conchas fósiles del gasterópodo *Strombus* procedentes de diferentes localidades de los dominios Atlántico oriental y Mediterráneo, y con distintas edades: *Strombus coronatus* del Plioceno de Grecia, *Strombus ?corontus* del Pleistoceno medio de Lanzarote; y *Strombus bubonius* del Pleistoceno medio de "Pozo del Esparto" (Murcia), del Pleistoceno superior de dos niveles de Fuerteventura (Matas Blancas A y B) y "El Playazo" (Almería). Se comparan los datos con una concha actual de *Strombus bubonius* de Cabo Verde. El total de muestras supera el centenar.

Comparando los perfiles isotópicos ya descritos por González Delgado *et al* (1998) en Fuerteventura y Cabo Verde con nuevas muestras, se propone utilizar perfiles isotópicos "cortos", de aproximadamente una docena de muestras por concha, ya que se observa que las ciclicidades de los perfiles son de rango semejante, con lo que un incremento en el número de muestras no hace variar sustancialmente los resultados. Es preferible utilizar varias conchas de un mismo horizonte, para minimizar el problema de posible resedimentación que presentan numerosos ejemplares de Moluscos en terrazas del Pleistoceno.

Hemos seleccionado los valores medios, más ligeros, más pesados, y el rango para cada concha (Tabla I). En relación al Oxígeno, el rango mayor se observa en la concha de "El Playazo" (2,858), seguida de "Pozo del Esparto" (2,698) y Matas Blancas B (2,528), lo que sugiere diferencias en temperatura del agua entre verano e invierno altas, o bien cambios importantes intra-anales en la salinidad. En Cabo Verde, Grecia y Matas Blancas A, el rango isotópico es moderado, y en el ejemplar de Lanzarote (Punta Pechiguera) es bajo: 0,818. En el ejemplar de Cabo Verde, la señal isotópica del oxígeno parece influida principalmente por la temperatura: la diferencia de temperatura actual en las aguas marinas superficiales de la zona (Gorshkov, 1978), está por encima de 5°C, y el rango de la señal isotópica del Oxígeno, interpretada solo en función de la temperatura, supone 7-8°C. Los cambios intra-anales en la salinidad en esa zona no superan el 0,5‰ (Gorshkov, 1978). En conchas fósiles de Canarias también parece sugerirse lo mismo: Matas Blancas A y B (Fuerteventura) corresponden a dos "Higstands" del Último Interglaciario (OIS 5e), con valores medios más ligeros que los de Punta Pechiguera (Lanzarote), del Pleistoceno medio, menos cálido. Una importante influencia de la salinidad en la señal isotópica del Oxígeno podría ser la causa de que su media sea más ligera en la concha de "Pozo del Esparto" (OIS 7a: Causse *et al*, 1993, Goy *et al*, 1993) que en la de "El Playazo" (OIS 5e, nivel de oolitos) (Goy *et al*, 1993; Zazo *et al*, 1998).

En relación con el Carbono, las conchas más ligeras son las de Grecia, Cabo Verde, y Pozo del Esparto, probablemente indicadoras de la influencia de aguas continentales, si bien la señal isotópica del C en *Strombus* es más difícil de interpretar debido a que está influenciada no solo por factores ambientales, sino también biológicos (Wefer & Killingley, 1980; Geary *et al*, 1992).

Agradecimientos:

Trabajo financiado por los Proyectos Fundación Areces "Cambios climáticos y nivel del mar" (97-00), D.G.E.S. PB 96-1319, PB98-265 y PB 98-514.

Bibliografía:

- Causse, CH., Goy, J.L., Zazo, C. & Hillaire-Marcel, C. (1993) Potentiel chronologique (Th/U) de faunes Pléistocènes méditerranéenne: exemple des terrasses marines des régions de Murcie et Alicante (Sud-Est de l'Espagne). *Geodinamica Acta*, 6, 2, 121-134.
- Geary, D.H., Brieske, T.A. & Bemis, B.E. (1992).- The influence and interaction of temperature, salinity, and upwelling on the stable isotopic profiles of Strombid Gastropod shells. *Palaos* 7: 77-85

- González Delgado, J.A., Zazo, C., Goy, J.L., Hoyos, M., Civis, J. y Dabrio, C.J. (1998).- Variaciones estacionales en *Strombus bubonius* cuaternarios de Fuerteventura (Islas Canarias) a partir de perfiles de isótopos estables de C y O. In C. Castillo y M. Martín (eds.) *Com. XIV Jorn. Paleontol.* La Laguna: 88-82
- Gorshkov S.G.(ed.) (1978).- *World Ocean Atlas*. Vol 2, Pergamon Press, 306p.
- Goy J.L., Zazo C., Bardaji T., Somoza L., Causse Ch, Hillaire-Marcel C. (1993).-Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Est de l'Espagne.*Geodinamica Acta* 6,2:103-119.
- Wefer, G. & Killingley, J.S.(1980).- Grow histories of Strombid snails from Bermuda recorded in their 18O and 13 C profiles. *Marine Biology* 60: 129-135.
- Zazo C., Goy J.L., Hoyos M., Dabrio C.J., Soler V., Gonzalez Delgado, J. A., Cuerda J., Hillaire-Marcel C., Ghaleb B., Bardaji T., Lario J., Silva P.G. (1998).- The record of climatic and sea-level changes during IS 5 in onshore morphosedimentary units of Spanish coasts. *Abstracts Vol.Final Meeting IGCP 367,Corinth,Greece*: 73-74.

TABLA I: valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) para cada concha

		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Grecia <i>S.coronatus</i>	media	0,24	-0,96
	minimo	-0,26	-1,41
	máximo	1,26	-0,54
	rango	1,52	0,87
	n	4	4
Lanzarote <i>S.cor?</i>	media	0,49	1,37
	minimo	0,03	1,05
	máximo	0,84	1,73
	rango	0,81	0,68
	n	9	9
Fuert.A <i>S.bubon.</i>	media	0,28	2
	minimo	-0,3	1,41
	máximo	1,38	2,62
	rango	1,68	1,21
	n	17	17
Fuert.B <i>S.bubon.</i>	media	-0,2	1,15
	minimo	-1,29	0,49
	máximo	1,23	1,84
	rango	2,52	1,35
	n	20	20
Pozo Esparto <i>S.b.</i>	media	-0,52	-0,11
	minimo	-1,5	-0,65
	máximo	1,19	0,64
	rango	2,69	1,29
	n	13	13
El Playazo <i>S.bub.</i>	media	-0,28	1,21
	minimo	-1,35	-0,31
	máximo	1,5	1,87
	rango	2,85	2,18
	n	7	7
Cabo Verde <i>S.bub.</i>	media	-1,46	-0,74
	minimo	-2,28	-1,25
	máximo	-0,47	0,25
	rango	1,81	1,5
	n	31	31

CARACTERÍSTICAS PALEOCEANOGRÁFICAS DE LOS NIVELES CON ALTO CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO DEL CUATERNARIO SUPERIOR DEL MAR DE ALBORÁN

González Donoso, J.M., Comas, M.C., Linares, D., Martínez Ruiz, F. y Serrano F.

Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga.

Entre los rasgos más llamativos de la sedimentación neógena del Mediterráneo hay que destacar la presencia de materiales ricos en materia orgánica, los sapropeles, cuyo depósito se suele interpretar como un fenómeno de naturaleza periódica ligado a los óptimos climáticos que se relacionan con los máximos de la insolación en el hemisferio septentrional, aunque algunos sapropeles parecen haberse depositado en condiciones glaciales.

Los sapropeles cuaternarios fueron descubiertos, inicialmente, en el Mediterráneo oriental y, posteriormente, en el mar Tirreno. Los sondeos oceánicos del ODP Leg 161 (Comas et al., 1996) han puesto de manifiesto la existencia de una serie de niveles ricos en materia orgánica (ORL, *organic-rich layers*) en el mar de Alborán que, de acuerdo con la definición de Murat, 1999, de sapropel (un lecho depositado en mar abierto en el que al menos un valor del TOC *-weight percent total organic carbon-* es igual o mayor que 0.8) que podrían ser interpretados como tales. Sin embargo, conviene destacar que estos niveles no están tan claramente individualizados como los sapropeles del Mediterráneo oriental, a causa de que el contenido medio de materia orgánica de los sedimentos del Cuaternario del mar de Alborán es más alto que el de las cuencas situadas más hacia el Este, el TOC máximo de los ORL es más bajo y no existe la marcada discontinuidad entre los valores del TOC de los niveles sapropélicos y no sapropélicos que se aprecia en cuencas más orientales (Murat, 1999).

Más interesantes que el problema terminológico de si los ORL del mar de Alborán deben o no denominarse sapropeles son las cuestiones relativas a si son o no sincrónicos con los sapropeles del Mediterráneo oriental y de la parte oriental del Mediterráneo occidental y a la explicación del alto contenido en materia orgánica del mar de Alborán en general y de sus ORL en particular. En relación a la segunda cuestión, actualmente compiten dos hipótesis, armonizables en algunos casos, respecto al origen de los sapropeles: aumento de la productividad de las aguas superficiales (con el consiguiente aumento de la cantidad de materia orgánica que llega al fondo) y estancamiento de las aguas profundas, con la consiguiente anoxia (disminución de la cantidad de materia orgánica degradada en el fondo).

En este trabajo se estudian tres paquetes de materiales con alto contenido en carbono orgánico atravesados por el sondeo ODP Leg 191 Site 976 en el mar de Alborán. Se han analizado las asociaciones de foraminíferos planctónicos y la geoquímica de un total de 78 muestras, 41 procedentes del intervalo más reciente, 19 del intermedio y 18 del más antiguo.

El ORL más reciente abarca materiales depositados, según las temperaturas de las aguas superficiales, durante parte del Bölling-Alleröd (temperaturas invernales entre 11.5° y 13° C), el Dryas reciente (idem mínima de 7°) y la parte inferior del Holoceno (id que ascienden desde 11° a 14°), mientras que el sapropel más reciente (S1) del Mediterráneo oriental y el mar Tirreno se depositó en la parte inferior del Holoceno. La salinidad de las aguas superficiales, durante este ORL, primero disminuyó, desde un 35,8 por mil en el Bölling-Alleröd al 34,8 por mil en el Dryas reciente, aumentando a continuación hasta valores del 36,6 por mil al final del episodio. Los valores del TOC muestran correlaciones lineales negativas, significativamente distintas de cero al nivel 0.1% (dos colas) con los de la temperatura y la salinidad; los más altos corresponden al Bölling-Alleröd y al Dryas reciente, mientras que en la parte inferior del Holoceno oscilan alrededor del límite de los sapropeles (0.8). Se puede destacar la existencia de un marcado pico en el contenido de bario, coincidente con el pico frío del Dryas reciente, pues el alto porcentaje de este elemento indica una alta productividad (Martínez Ruiz, 2000).

El segundo ORL estudiado presenta los valores TOC más altos de todas las muestras estudiadas. Corresponde, en conjunto, a un intervalo frío en el que las temperaturas invernales de las aguas superficiales oscilan varias veces, desde valores próximos a los del último máximo glacial (6° C) al valor mínimo del Bölling-Alleröd. La salinidad permanece prácticamente constante (entre el 35 y el 35,4 por mil) y no difiere de la estimada para niveles anteriores y posteriores al ORL, no existiendo correlaciones significativamente distintas de cero entre los valores de ambas variables y los del TOC.

En fin, el ORL más antiguo se depositó durante un intervalo con temperaturas invernales muy frías, entre 6,5° y 10° C, y baja salinidad, entre el 35,1 y el 35,2 por mil, que precedió a un brusco aumento de ambas variables hasta valores de 14° C y 37,6 por mil.

En resumen, el ORL más reciente está claramente relacionado con altos valores de la insolación durante el mes de Julio a 65° N; sin embargo, una parte del ORL en cuestión (con los valores del TOC más altos) precede al máximo de insolación (10 ka, según la estimación de Berger y Loutre, 1991), en lugar de situarse a continuación de él, como en el caso del S1. Aunque las temperaturas oscilan fuertemente durante el depósito del ORL intermedio, éste parece reflejar una situación, en cuanto a insolación, similar a la del ORL más reciente, pues se depositó durante una fase de insolación creciente (González Donoso et al., *in litt.*) e inmediatamente por encima de él se encuentra otro pequeño pico del TOC (no muestreado en este trabajo) que podría ser equivalente a la parte baja del Holoceno. En fin, el ORL más antiguo, por el contrario, se depositó en relación con un mínimo de la insolación, siendo necesario recurrir, para explicarlo, a razonamientos análogos a los empleados para justificar los sapropeles glaciales.

AALENIAN CALCAREOUS NANNOFOSSILS OF SÃO GIÃO AND SERRA DA BOA-VIAGEM SECTIONS (LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL): PRELIMINARY RESULTS

Henriques, M. H.¹ & Perilli, N.²

1 Departamento Ciências da Terra, 3049 Coimbra Codex (Portugal). E-mail: hhenriq@ci.uc.pt

2 Dipartimento di Scienze della Terra, Via S. Maria 53, 56100 Pisa (Italia). E-mail: perilli@dst.unipi.it

Introduction.

In the Lusitanian Basin, Lower and Middle Jurassic successions are characterized by a significant ammonite record. Well exposed at Cabo Mondego, Serra da Boa-Viagem and São Gião (northern part of the Lusitanian Basin) and at Coimbra, Rabaçal and Zambujal de Alcaria (central part of the Lusitanian Basin), the Aalenian deposits provide diverse ammonite assemblages. Due to the richness and the good preservation of the continuous ammonite record, the superbly exposed and easily accessible **Cabo Mondego section** has been proposed as reference-section for the Aalenian time interval and boundary stratotype for the Bajocian stage.

Also at São Gião and Serra da Boa-Viagem sections, the Aalenian deposits well crop out and furnish a continuous succession of rich and nicely preserved ammonite assemblages. The 40 m thick **São Gião section** is characterized by a monotonous alternance of marl and marly limestone, ranging in age from late Toarcian (Aalensis Zone) to early Aalenian (Opalinum Zone). Instead, the 80 m thick **Boa-Viagem section** is mainly made up of marly limestone and limestone, spanning in age from late Toarcian (Aalensis Zone) to early Bajocian (Discites Zone). In this section, the Aalenian Opalinum, Bradfordensis and Concavum Zones are recognized.

Aim.

This work focuses on Aalenian calcareous nannofossils of São Gião and Boa-Viagem sections in order to describe their nannofossil contents and to calibrate the main events against ammonite zones. In particular, the distribution pattern of selected taxa and the evolutionary replacement between the genus *Lotharingius* and the genus *Watznaueria* will be enlightened.

Calcareous nannofossil assemblages.

The assemblages of the early Aalenian Opalinum Zone are dominated by *Lotharingius sigillatus*, *Lotharingius velatus*, *Lotharingius* sp.1, *Discorhabdus striatus* and *Schizosphaerella* spp., whereas *Carinolithus superbus*, *Bussonius prinsii* and *Biscutum novum* are subordinate. Other species present are *Tubirhabdus patulus*, *Biscutum dubium*, *Biscutum intermedium*, *Biscutum depravatum*, *Discorhabdus ignotus* and *Discorhabdus criotus* along with extremely rare specimens of *Crepidolithus crassus*, *Calyculus* spp., *Triscutum tiziense* and *Triscutum sullivanii*. Frequently, the genera *Schizosphaerella* and *Lotharingius* represent a large amount of the early Aalenian assemblages.

Across the Opalinum-Bradfordensis boundary the assemblages composition significantly changes due to the remarkable abundance increase of the genus *Watznaueria* that replaces the genus *Lotharingius*. Present from the early Aalenian Opalinum Zone, *Watznaueria contracta* becomes one of the main constituent of the Bradfordensis and Concavum Zones; on the contrary, the relative abundance of *Lotharingius sigillatus*, *Lotharingius velatus* and *Lotharingius* sp. 1 significantly decreases across the Opalinum-Bradfordensis boundary. Above this boundary, also the abundance of *Carinolithus superbus*, *Discorhabdus criotus* and *Tubirhabdus patulus* reduces, while that of *Biscutum intermedium*, *Discorhabdus ignotus* and *Triscutum tiziense* slightly increases. Besides, the abundance of *Carinolithus magharensis*, first appearing in the middle Aalenian Bradfordensis Zone, increases in the overlying Concavum Zone.

Calcareous nannofossil events.

Preceded by the FO⁺ of *Triscutum tiziense* (Opalinum Subzone), the FO *Triscutum sullivanii* (Comptum Subzone) and the LO^{**} of *Bussonius prinsii* (Comptum Subzone), the appearance of

Watznaueria contracta (Comptum Subzone) is the most reliable and distinctive Aalenian event, although the occurrence of transitional forms between *Watznaueria* and *Lotharingius* may hinder the correct identification of *Watznaueria contracta*, which is common and widespread in both Boreal and Tethyan sections. Unfortunately, the reliability of the FOs of *Triscutum tiziense* and *Triscutum sullivanii* should be further verified because both taxa are extremely rare and discontinuous, especially in their initial range; hence an older first appearance of these species is not excluded, as much as the FO of *Carinolithus magharensis* (Bradfordensis Zone) could be slightly older.

FO = first occurrence; ** LO = last occurrence

Trabalho realizado no âmbito do Projecto Praxis XXI/P/CTE/11128/1998 ("A evolução do Proto-Atlântico durante o Jurássico inferior e médio e o valor patrimonial do seu registo na margem ocidental portuguesa")

ESTROMATÓLITOS DA LAGOA SALGADA, QUATERNÁRIO DO ESTADO RIO DE JANEIRO, BRASIL

Hermida da Silva e Silva, L. & Elias Senra, M.C.

Departamento de Ciências Naturais, Universidade do Rio de Janeiro - UNIRIO. Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo. CEP: 22 270.000, Rio de Janeiro, Brasil. E-mail: paleo@uniriotec.br

A Lagoa Salgada é um corpo aquático hipersalino litorâneo, com área de 1,54 km e profundidade média de 0,80m, localizado ao norte do Estado do Rio de Janeiro, na região do Cabo de São Tomé, Brasil (Lemos *et al.*, 1994). Segundo dados radiométricos os sedimentos pelíticos da base da sucessão foram datados em 3.500 A.P. a partir de conchas de moluscos.

Estudos recentes demonstraram que a construção dos estromatólitos atuais evolui em três estágios iniciando-se com as esteiras algais, seguidas dos estromatólitos estratiformes, finalizando com os estromatólitos domais, colunares e contínuos.

Na região de inframaré estão localizadas as esteiras algais, na porção entremarés os estromatólitos estratiformes e o conjunto dos domais, colunares e contínuos na região de supramaré; em média a extensão destas três regiões marginais da lagoa apresentam respectivamente 1 m, 2,20 m e 62,3 m. Não foram registradas ocorrências de estruturas estromatolíticas em condições submersas.

As esteiras algais são formadas por um depósito de cianofíceas e resultam da captação e coalescência do sedimento, possuindo uma espessura média de 20 cm.

Os estromatólitos estratiformes, segundo estágio na evolução das construções estromatolíticas, consistem de placas poligonais, com espessura média de 2,8 mm e comprimento de 29,76 cm.

Os estromatólitos domais, colunares e contínuos são corpos litificados estratificados, com laminações alternadas, escuras de matéria orgânica e claras de carbonato de cálcio. As camadas escuras correspondem ao crescimento da flora microbiana durante os períodos de cheia e as claras equivalem ao período de vazante da lagoa concomitantemente ao final do metabolismo algal.

A composição microbiana das esteiras algais é dominada por cianófitas, que adquiriram especialização e adaptação, devido à pressão do meio. Estas condições garantiram a sobrevivência em ambientes inóspitos com elevadas taxas de salinidade e alcalinidade (Golubic, 1973).

O levantamento da composição microbiana presente no complexo estromatolítico da Lagoa Salgada demonstrou o predomínio das algas filamentosas, sendo *Lyngbyia aestuarii* Lieberman ex Gomont, *Microcoleus chthonoplastes* (Mert.) Truret, as espécies quantitativamente mais expressivas (Silva e Silva *et al.*, 1999).

Durante os primeiros estágios de desenvolvimento das esteiras, os elementos microbianos produzem as formas laminada e tufada. A esteira tufada é dominada por *L. aestuarii* associada com *M. chthonoplastes*, enquanto que na laminada *M. chthonoplastes* é dominante com *L. aestuarii* e demais algas filamentosas subordinadas. Nestes estágios verificou-se que os espécimens apresentam arranjos em tufos, aglomerados em massas e filamentos livres.

O desenvolvimento das construções estromatolíticas na Lagoa Salgada é influenciado por parâmetros ambientais como intensidade luminosa, variação de maré, oscilação de oxigênio, dessecação e condições mecânicas como o acúmulo prolongado de água e elevadas taxas de sedimentação. Destes fatores a temperatura e a salinidade são determinantes para a atividade microbiana e conseqüentemente na formação dos estromatólitos.

As cianófitas associadas à sedimentos ricos em carbonato de cálcio formam depósitos calcários denominados estromatólitos. Estas estruturas possuem registro geológico relativamente contínuo nos últimos 2,7 a 3 bilhões de anos. Os estromatólitos recentes são formados em locais restritos tais como reservatórios rasos de água de diferentes salinidades, sob climas quentes e secos.

A sua importância geológica associa-se à reconstrução paleoambiental destes no registro fóssil, evidenciando que condições ambientais semelhantes prevaleciam também no passado.

Agradecimentos à FAPERJ pelo apoio ao projeto

Referências Bibliográficas:

- GOLUBIC, S. 1973. The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. In: CARR, N. G. & WHITTON, B. A. (eds.). *The Biology of the Blue-Green Algae*. Berkeley, University of California Press. p. 434-472..
- LEMOS, R. M. T., SILVA, C.G. & SPADINI, A. R. 1994. Estratigrafia e estromatólitos recentes da Lagoa Salgada - RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Santa Catarina, 1994. *Anais...* Santa Catarina, SBG, p. 258-260.
- SILVA E SILVA, L. H.; SENRA, M. C. E., SRIVASTAVA, N. K. 1999. Composição faciológica dos testemunhos dos estromatólitos estratiformes e esteira algal na Lagoa Salgada, Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO DA ABEQUA, VII, Porto Seguro, 1999. *Anais...* Porto Seguro, ABEQUA, viiabequa_zcp073.pdf.

FORAMINÍFEROS DEL TOARCIENSE DE LA RAMBLA DEL SALTO (SIERRA PALOMERA, TERUEL)

Herrero, C.

Dpto. Paleontología, F.C.C. Geológicas, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.

La Sierra Palomera, situada en la provincia de Teruel, incluye algunos de los afloramientos más continuos y mejor expuestos del Toarciense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. En concreto, en la sección de la Rambla del Salto, cercana a la localidad de Torre la Cárcel, Comas-Rengifo *et al.* (1978, 1996) han reconocido, a partir de las asociaciones de ammonoideos fósiles, materiales atribuibles a las Biozonas *Tenuicostatum*, *Serpentinus*, *Bifrons*, *Variabilis*, *Thouarsense p.p.*, *Insigne*, *Pseudoradosa p.p.* y *Aalensis p.p.*

Dada la excepcionalidad de los afloramientos dentro de dicho Sector, a partir de la década de los 70, los materiales del Toarciense han sido objeto de numeros estudios estratigráficos, sedimentológicos, de estratigrafía secuencial, magnetoestratigráficos y paleontológicos. Respecto a éstos últimos, pueden encontrarse en la bibliografía análisis detallados de las asociaciones de grupos de invertebrados fósiles como ammonoideos, braquiópodos o bivalvos, y de algún grupo de protoctistas como el nannoplancton (ver Comas-Rengifo *et al.*, 1996). Hasta el momento, las investigaciones realizadas sobre palinomorfos se han restringido al tránsito Pliensbachiense/Toarciense, y las realizadas en ostrácodos y en foraminíferos se han limitado a los materiales del Toarciense inferior (Biozonas *Tenuicostatum* y *Serpentinus*).

En este contexto, el objetivo de este trabajo es dar a conocer, por primera vez, las asociaciones de foraminíferos fósiles presentes en los materiales del Toarciense medio y superior (Biozonas *Bifrons* a *Aalensis*) así como presentar la sucesión de asociaciones de foraminíferos de todo el registro toarciense en la sección de la Rambla del Salto.

Referencias

- COMAS-RENGIFO, M.J., & GOY, A. 1978. El Pliensbachiense y Toarciense en la Rambla del Salto (Sierra Palomera, Teruel). Grupo Español del Mesozoico. Jurásico de la Cordillera Ibérica (Extr. Guía de Excursiones), IV: 11 pp.
- COMAS-RENGIFO, M.J., GÓMEZ, J. J., GOY, A., ARIAS, C. F., BERNAD, J., GARCÍA JORAL, F., HERRERO, C., MARTÍNEZ, G., & PERILLI, N., 1996, The Toarcian in the Rambla del Salto (Sierra Palomera) section. En: Ureta, S. (Coord.), 1st Toarcian and 4th Aalenian Working Groups Meeting, Fieldtrip Iberian Range Guide-Book, p. 25-48.

EL REGISTRO FÓSIL DEL YACIMIENTO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA, ESPAÑA)

Jordá Pardo, J.F.¹, Aura Tortosa, J.E.², Pérez Ripoll, M.², Rodrigo García, M.J.² y Badal García, E.²

1 Laboratorio de Estudios Paleolíticos. Dpto. de Prehistoria e Historia Antigua. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Nacional de Educación a Distancia. c/ Senda del Rey, s/n. 28040 Madrid (Spain). Correo electrónico: jordasm@teleline.es

2 Dpto. de Prehistòria i Arqueologia. Universitat de València. Avda. Blasco Ibañez, 28. 46001 València (Spain).

Durante el Pleistoceno superior final y los dos primeros tercios del Holoceno tuvo lugar en la zona de la entrada de la Cueva de Nerja la sedimentación de una potente serie estratigráfica caracterizada por la presencia a lo largo de toda su extensión cronológica (ca. 24.000 - 4.000 BP) de importantes manifestaciones de actividad antrópica (Aura *et al.*, 1998; Jordá Pardo *et al.*, 1990). Estas manifestaciones, que constituyen uno de los registros arqueológicos más amplios de esa cronología en el Mediterráneo occidental, corresponden a los restos tecnológicos propios de los diferentes complejos culturales que se suceden a lo largo de la secuencia (Paleolítico Superior Inicial, Solutrense, Magdaleniense, Epipaleolítico, Neolítico y Calcolítico) (Aura *et al.*, 1998; Jordá Pardo, ed., 1986; Pellicer y Morales, eds., 1995), que aparecen acompañados por un cortejo de restos vegetales y animales relacionados con las actividades antrópicas que superan enormemente en número a los restos tecnológicos, a la vez que, cualitativamente, comprenden una treintena de taxones vegetales de coníferas y angiospermas, casi un centenar de especies de numerosas clases de invertebrados (Gastropoda, Scaphopoda, Bivalvia, Cephalopoda, Crustacea, Echinoidea) y un centenar largo de especies de vertebrados entre peces, reptiles, aves y mamíferos (incluyendo pinnípedos). Los restos antracológicos estudiados hasta el momento superan los 13.000 (Badal, 1996) mientras que los de vertebrados rondan los 30.000 (teniendo en cuenta que los peces han sido estudiados a partir de una muestra, Rodrigo, 1991) y los de invertebrados alcanzan los 200.000. Además hay que señalar la presencia de restos de *Homo sapiens sapiens* en diferentes momentos cronológicos del registro, lo que dota a este de un nuevo adjetivo, el de paleoantropológico.

En general, la lectura que permiten las asociaciones paleofaunísticas y paleobotánicas recuperadas de esta cronología en este y otros yacimientos es fundamentalmente paleoeconómica, dado su nivel de selección antrópica (Aguirre, 1989). No obstante, la calidad del registro paleontológico del yacimiento de la Cueva de Nerja y su biodiversidad, hacen que el sesgo introducido por el hombre como agente acumulador se minimice notablemente, pudiendo considerar la acumulación de restos fósiles presentes en Nerja como representativa de su entorno (Aura *et al.*, 2000), teniendo en cuenta que, tras la extinción de los hiénidos, el hombre es el principal agente tafonómico del Cuaternario español, como recientemente se ha señalado (Palmqvist *et al.*, 1999). A este respecto, cabe señalar la presencia de hiena en la base de la secuencia detectada por la presencia de coprolitos, hecho este que verifica la afirmación anterior, siendo desplazados los hiénidos por la ocupación de la cueva por el hombre. Por tanto, independientemente de que el hombre haya sido el principal agente acumulador de los restos paleobiológicos de la Cueva de Nerja, podemos considerar este yacimiento como uno de los registros fósiles (paleobotánico, paleontológico, y por supuesto, paleoantropológico y arqueológico) más importantes del Pleistoceno superior y Holoceno del Mediterráneo occidental. Igualmente cabe destacar que la calidad de las excavaciones arqueológicas sistemáticas dirigidas por el Dr. Francisco Jordá Cerdá y subvencionadas por el Patronato de la Cueva de Nerja (fruto de las cuales es este trabajo), hace que la lectura del registro presente una desviación recuperacional apenas significativa.

Referencias

- Aguirre, E. (1989): Vertebrados del Pleistoceno Continental. *Mapa del Cuaternario de España*. I.T.G.E., Madrid: 47-69.
- Aura Tortosa, J. E. *et al.* (1998): Secuencia Arqueológica de la Cueva de Nerja: la Sala del Vestíbulo. *Las Culturas del Pleistoceno Superior en Andalucía*, Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga: 217-236.
- Aura Tortosa, J. E. *et al.* (2000): El tránsito Pleistoceno-Holoceno en la Cueva de Nerja. Transformaciones paleoambientales y culturales. *Environmental Changes during the Holocene*. INQUA Commission on the Holocene, Sevilla: 53-6.
- Badal, E. (1996): La vegetation du Paleolithique Supérieur et de l'Épipaleolithique aux alentours de la Cueva de Nerja (Málaga, Espagne). *Actes du colloque de Périgueux 1995, Supplément à la Revue d'Archéométrie*: 171-176.

- Jordá Pardo, J. F. (Ed.) (1986): *La Prehistoria de la Cueva de Nerja*, Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 1, Málaga.
- Jordá Pardo, J. F. et al. (1990): El límite Pleistoceno - Holoceno en el yacimiento de la Cueva de Nerja (Málaga). *Geogaceta*, 8: 102-104.
- Palmqvist, P. et al. (1999): La descodificación de la información tafonómica como un mecanismo para recuperar la información paleobiológica encriptada en el registro fósil: el ejemplo de Venta Micena. *Temas Geológico-Mineros.*, 26, I.T.G.E., Madrid: 284-289.
- Pellicer, M. y Morales, A. (Eds.) (1995): *Fauna de la Cueva de Nerja I*, Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 5, Málaga.
- Rodrigo García, M. J. (1991): Remains of *Melanogrammus aeglefinus* (Linnaeus, 1758) in the Pleistocene-Holocene passage of the Cave of Nerja, Málaga / Spain. *Schriften aus der Archäologist-Zoologischen Arbeitsgruppe Schleswig*. Kiel: 348-352.

UN NUEVO RASTRO DE DINOSAURIO SAURÓPODO EN LA SERIE JURÁSICA DE LOS ALREDEDORES DE LA PLAYA DE MERÓN (VILLAVICIOSA, ASTURIAS)

Lires, J., Piñuela, L. y García-Ramos, J.C.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

El yacimiento se encuentra al pie del acantilado y a unos 600 m al oeste de la playa de Merón, en las proximidades de los pueblos de Careñes y Merón pertenecientes al concejo de Villaviciosa, desde los cuales parte un camino de acceso a dicha playa.

El rastro, que consta de un total de 20 icnitas consecutivas de dinosaurio saurópodo, se dispone formando epirrelieves cóncavos en la superficie de un estrato de arenisca arcillosa gris, prácticamente subhorizontal, perteneciente a un antiguo complejo deltaico del Jurásico Superior incluido en la Formación Lastres. En la misma superficie se aprecian además algunas icnitas tridáctilas dispersas debidas al paso de dinosaurios bípedos que siguen orientaciones distintas a las del cuadrúpedo.

El rastro de saurópodo muestra una orientación media de N 163° E y está incompleto. De los 13 pares consecutivos mano-pie falta, por erosión, el nº 9 contado en el sentido de la marcha del reptil.

Además, en los pares 1, 6, 10 y 11 las huellas de los pies se superponen parcialmente a las de las manos, sin que exista una separación neta entre ambas. La forma de las huellas de los pies es ovalada, aunque la parte anterior de las mismas, que no muestra señales de dedos, es algo más ancha que la posterior. Sus longitudes están comprendidas entre 42 y 52 cm y las anchuras entre 28 y 36 cm.

Las huellas de las manos tienen la forma típica en media luna y tampoco muestran impresiones de los dedos. Sus longitudes oscilan entre 17 y 25 cm y las anchuras entre 35 y 38 cm.

Otros parámetros determinados a partir del rastro son los siguientes:

Anchura interna: 28 a 36 cm

Anchura externa: 124 a 144 cm

Longitud del paso (pies): 92 a 108 cm.

Longitud del paso (manos): 116 a 152 cm

Zancada (pies): 156 a 172 cm

Zancada (manos): 144 a 176 cm

Ángulo de paso (pies): 99° a 106°

Ángulo de rotación del par mano/pie: 12° a 45°

Distancia mano/pie: 16 a 40 cm

Longitud total del par mano/pie: 52 a 88 cm

Longitud total: 1012 cm

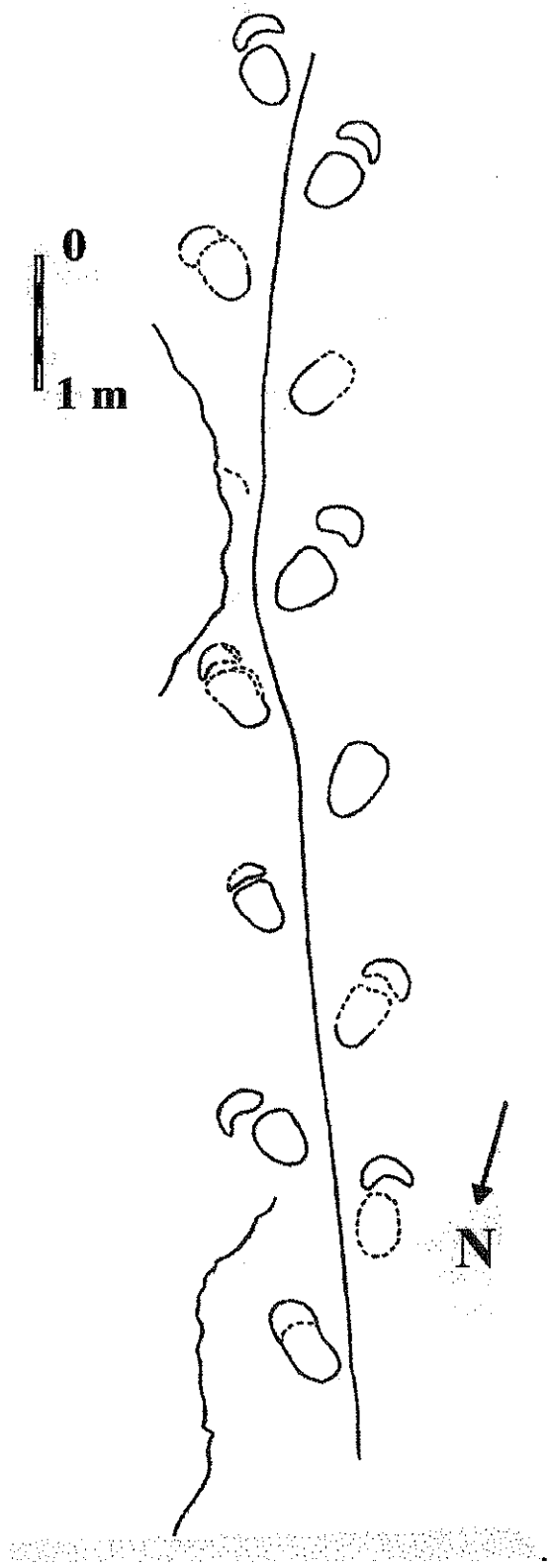
Distancia glenoacetabular: 98 a 112 cm (medida directa).

Las dimensiones de la anchura interna de este rastro lo situarían dentro del tipo *Brontopodus*, perteneciente a la variedad intermedia y similar por tanto en este aspecto a alguno de los rastros de saurópodos de la ensenada de Lagosteiros, cerca de Cabo Espichel, en Portugal (Meyer et al., 1994; Lockley et al., 1994).

A juzgar por los tamaños de las impresiones de manos y pies, se trataba de un dinosaurio de tamaño más bien pequeño.

BIBLIOGRAFÍA

- Meyer, C. A., Lockley, M. G., Robinson, J. W. y Santos, V. F. (1994). A comparison of well preserved sauropod tracks from the Late Jurassic of Portugal and the western United States: Evidences and implications. *Gaia*, 10, 57-64.
- Lockley, M. G., Meyer, C. A. y Santos, V. F. (1994). Trackway evidence for a herd of juvenile sauropods from the Late Jurassic of Portugal. *Gaia*, 10, 27-35.



LA DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS VENÉRIDOS (VENERIDAE; BIVALVIA) EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL DURANTE EL PLIOCENO

Lozano-Francisco, M.C.¹ y Domènech, R.²

¹ C/ Tomás Escalonilla, 3, 2º B, 29010 Málaga.

² Dept. d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona.

El presente estudio se enmarca en un proyecto más ambicioso encaminado a establecer la distribución geográfica de los moluscos marinos presentes en el Mediterráneo occidental durante el Plioceno. Con ello se pretende, entre otros objetivos, establecer las afinidades faunísticas entre las distintas cuencas. De esta manera se podrá conocer mejor el comportamiento de los distintos grupos en función de su biología, e identificar variaciones o tendencias ligados a parámetros ambientales (temperatura, corrientes, etc). Hasta el momento se ha trabajado con distintos grupos de gasterópodos (nasáridos, aporrhais, arquitectónicas, etc.), siendo ésta la primera aportación por lo que se refiere a los bivalvos.

La familia Veneridae es el mayor grupo de bivalvos reconocido, si bien es posible que su origen sea polifilético. Actualmente comprende más de 400 especies, de las cuales por lo menos 22 habitan el Mediterráneo actual. Los venéridos se caracterizan por sus conchas sólidas y de ornamentación muy variada, valvas equivalvas e inequilaterales, ligamento externo, dimiarias y con seno paleal más o menos pronunciado. Sus especies aparecen en todos los mares del mundo, tanto en aguas frías como cálidas, y su hábito de vida es el infáunico, ocupando sustratos blandos desde gruesos a finos. Las formas actuales se alimentan básicamente de organismos en suspensión en el agua. La mayoría prefieren aguas someras, aunque algunas especies son de profundidad. Sus orígenes se remontan al Cretácico inferior, alcanzando una importante diversificación a partir del Neógeno.

El área de estudio corresponde al Mediterráneo occidental (península ibérica, sur de Francia, Italia y norte de África), a lo largo de cuyas costas afloran sedimentos marinos de edad desde el Plioceno inferior al superior, dominando claramente los más antiguos. El presente trabajo se centra en la distribución de la fauna en el Mediterráneo durante este primer periodo, a partir de los fósiles procedentes de las 14 principales cuencas de la zona: Estepona, Málaga, Baix Ebre, Baix Llobregat, Alt Empordà, Roussillon, Rhône, Alpes-Maritimes, Piemonte, Liguria-Tirreno, Sicilia, Túnez, Argelia y norte de Marruecos.

La revisión sistemática de las especies se ha realizado a partir de colecciones propias, colecciones de museos y referencias bibliográficas contrastadas. De esta manera, se ha elaborado una lista de 34 especies de venéridos presentes en las distintas cuencas:

Venus verrucosa Linné, *V. excentrica* Agassiz, *V. nux* Gmelin (= *V. multilamella* Lamarck), *V. alternans* (Bonelli), *V. casina* Linné, *V. multilamelloides* Sacco, *Circomphalus foliaceolamellosus* (Dillwyn), *Ventricolaria libella* (De Rayneval, Van den Hecke & Ponzi), *Gouldia minima* (Montagu), *Dosinia lupinus* (Linné), *D. exoleta* (Linné), *D. orbicularis* (Agassiz), *Chamelea gallina* (Linné), *Ch. rhysalea* (Fontannes) (= *lamellosa* ?), *Clausinella scalaris* (Bronn), *C. fasciata* (Da Costa), *Timoclea ovata* (Pennant), *Pitar rudis* (Poli), *P. subgigantea* Sacco, *Callista chione* (Linné), *C. italica* (Defrance), *C. puella* (Philippi), *C. verai* (Lozano-Francisco & Landau), *Pelecypora gigas* (Lamarck), *P. islandicoides* (Lamarck), *P. brocchi* Deshayes, *Paphia vetula* (Basterot), *P. intermedia* (Namias), *Tapes pernarum* (Bonelli in Michelotti), *T. decussatus* (Linné), *Venerupis astensis* (Bonelli), *V. eremita* (Brocchi), *V. geographica* (Chemnitz), *Irus irus* (Linné).

En función de la presencia/ausencia de las especies en las cuencas se han calculado los índices de similitud para valorar la afinidad faunística entre ellas. Para tal fin se ha utilizado el índice de Dice ($i=2c/n1 + n2$), con lo que se facilita la comparación con los estudios ya realizados a partir de otros grupos de moluscos.

Las cuencas con una mayor diversidad específica han resultado ser las más extremas (sur de la península Ibérica y norte de Italia).

NUEVAS APORTACIONES PALEONTOLÓGICAS DEL TRIÁSICO MEDIO DE CERDEÑA (ITALIA)

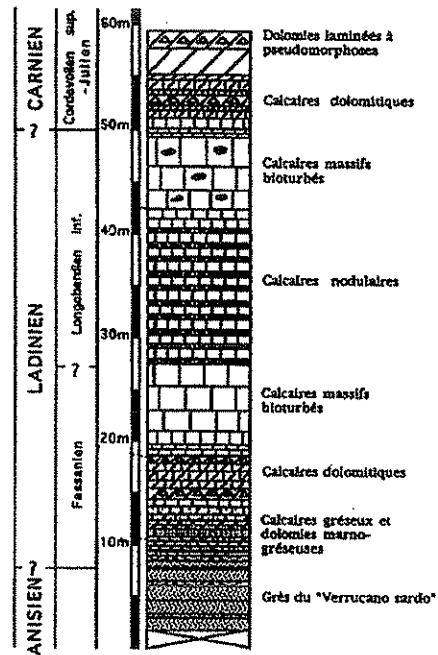
Márquez-Aliaga, A.¹, Gandin, A.², Goy, A.³ y Plasencia, P.¹

- 1 Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva. Universidad de Valencia. y Dpto. de Geología. Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50, 46100 Burjasot, Valencia (España) marquez@uv.es
- 2 Dpto. di Scienze della Terra. Università di Siena. Via Laterina 8. Siena (Italia) gandin@unisi.it
- 3 Dpto. de Paleontología. Universidad Complutense de Madrid. 28003 Madrid (España) agoy@eucmos.sim.ucm.es

El Triásico de Cerdeña está representado, en su gran parte, por un conjunto de facies que se corresponden con el "Triás Germánico": Buntsandstein (Pérmico Superior- Triásico Inferior), Muschelkalk (Triásico Medio) y Keuper (Carniense -¿Retiense). La exposición de los materiales es relativamente pequeña y formada por secciones estratigráficas aisladas, erosionadas y afectadas por la tectónica. El afloramiento de las mismas se distribuye en la isla según dos cuencas orientadas NNE-SSE. La primera, área nor-occidental y área central, zona de Nurra-Alghero y Monte Maggiore- Escalaplano. En segundo lugar, el área sur-occidental, zona Is Arenas-Campumari-Punta Tonnara, con facies de transición al Triásico de tipo Alpino. (ver Mapa). De manera general, podemos considerar que en las series situadas en los alrededores de Nurra (Alghero) Monte Sta. Giusta y Monte Maggiore, se diferencian tres unidades (ver Columna), que de base a techo son: 1.- Depósitos siliciclásticos de la Formación Verrucano, de edad Permo-Triásica y potencia variable entre 10 y 190 m. 2.- Depósitos carbonáticos, de edad Triásico Medio y potencia variable entre 50 y 80 m., en donde se diferencia A.- Un miembro inferior dolomítico margoso. B.- Un miembro intermedio calcáreo dolomítico. C.- Un miembro intermedio calcáreo masivo bioturbado y calcáreo noduloso, de donde procede la mayoría de la fauna que se estudia en este trabajo y D.- un miembro superior calcáreo masivo bioturbado con nódulos de sílice y frecuentes algas dasicladaceas (*Diplopora annulata* SCHFH.). 3.- Miembro calcáreo dolomítico y complejo evaporítico de facies Keuper, del Triásico Superior.

Se han estudiado más de doscientos ejemplares procedentes de un muestreo detallado en distintas secciones (ver Tabla). La diversidad obtenida es amplia habiéndose determinado especies de Moluscos, Braquiópodos y Crinoideos. Entre los Bivalvos destaca la presencia de epifaunales del grupo PTERIACEA (con abundantes *Hoernesia* y *Bakevellia*) y de LIMACEA (*Limea*), así como de infaunales del grupo TRIGONACEA (*Costatoria* en niveles monoespecíficos y escasas *Neoschyzodus*). Las especies son cosmopolitas y muy frecuentes en el Triásico germánico. Las especies de Ceratites permiten caracterizar el Ladiniense Superior.

Carrilat, A., Martini, R., Zaninetti, L., Cirilli, S., Gandin, A. & Vrielynck, B., 1999 - The Muschelkalk (Middle to Upper Triassic) of the Monte de Santa Giusta (NW Sardinia): sedimentology and biostratigraphy. *Eclogae geol. Helv.*, 92, 81.97.



Según Carrillat et al, 1999.

Triásico Cerdeña	Especies / Secciones A = Abundante E = Escaso (< 5 ejemplares)	Renuzzo	P. S. Nicola	M. S. Giusta	Punta Lavatoio	Monte Fogheras	Monte Strada	Monte Maggiore	Punta Toninara
Bivalvos	<i>Hoernesia socialis</i> SCHLOTHEIM			E	A	A	A		
	<i>Bakevellia subcostata</i> GOLDFUSS							E	
	<i>Bakevellia crispata</i> GOLDFUSS					E	E		
	<i>Limea costata</i> GOLDFUSS				A	E	A		E
	<i>Costatoria goldfussii</i> ALBERTI		E	E	A		E	E	
	<i>Myophoria vulgaris</i> SCHLOTHEIM				E		E		
	<i>Neoschyzodus cf. laevigatus</i> GOLDFUSS				E		E		
	<i>Pseudocorbula gregaria</i> MÜNSTER				E				E
	<i>Pleuromya mactroides</i> SCHLOTHEIM					E	E	A	
	<i>Pleuromytilus laevigatus</i> SCHLOTHEIM				E				
	<i>Placunopsis ostracina</i> SCHLOTHEIM				A	E	A		
	<i>Enantiostrongylus difformis</i> SCHLOTHEIM						A		
Bivalvia indet.				E	E	E	E	E	
Gasterópodos	<i>Natica</i> sp.				E	E	E		
	<i>Loxonema</i> sp.				E	E		E	
Cefalópodos	<i>Germanonautilus cf. bidorsatus</i> (SCHL.)				E				
	<i>Ceratites (Opheoceratites)</i> sp.				E				
	<i>Ceratites (Acantoceratites)</i> sp.				E				
	<i>Ceratites (Doloceratites) muensteri</i> PHIL.				E				
	<i>Ceratites (Ceratites) cf. nodosus</i> (SCHL.)				E				
Braquiópodos	<i>Coenothyris vulgaris</i> SCHLOTHEIM	E		E	E	E	E		
Poríferos	Espanja						E	E	
Vertebrados	Huesos							E	
Crinoideos	<i>Encrinurus cf. liliiformis</i> SCHLOTHEIM	E		A	E	A	A		

PRIMEROS DATOS FAUNÍSTICOS DE LA UNIDAD TRIÁSICA (COMPLEJO MALÁGUIDE) DE CABO COPE (MURCIA, ESPAÑA)

Márquez, L.¹, Márquez-Aliaga, A.^{1,3}, Pérez-López, A.² y Plasencia, P.^{1,3}

- 1 Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50, 46100 Burjasot (Valencia).
- 2 Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva, 18071 Granada.
- 3 Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva. Universidad de Valencia.

El Triásico de la Unidad de Cabo Cope se sitúa al Este de la localidad de Calabardina, muy cerca de Águilas (Murcia). Esta unidad pertenece a la parte oriental de la Zona Interna Bética y forma parte del Complejo Maláguide.

La sucesión estratigráfica del Triásico de la Unidad de Cabo Cope está formada por dos miembros: uno inferior detrítico con yesos y otro superior carbonático. En el miembro carbonático aparecen diversos niveles con fauna marina, formada sobre todo por bivalvos, algunos cefalópodos, braquiópodos, así como por conodontos y foraminíferos. Es de señalar que dicha fauna es citada por vez primera en este trabajo.

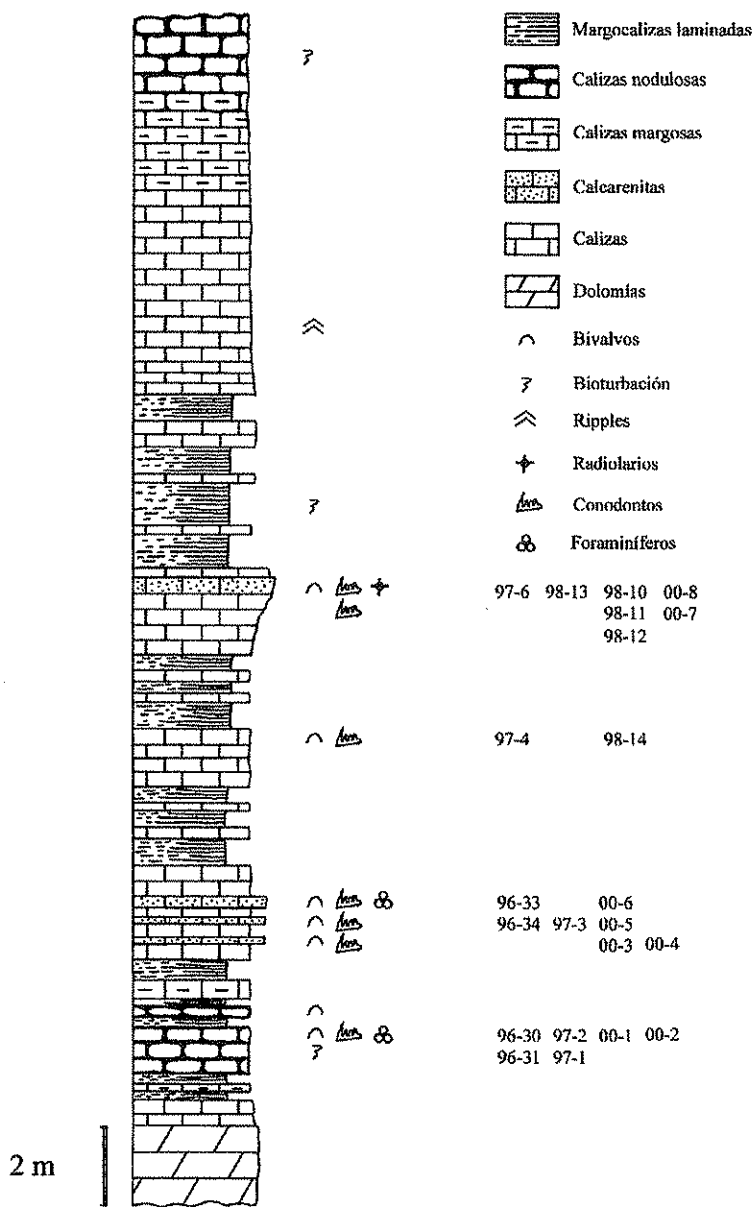
El miembro superior carbonático está formado por dolomías, margocalizas y calizas. En el afloramiento destacan cuatro tramos de dolomías de color pardo (doloeparitas). Entre el primer tramo y el segundo, aparece una sucesión de calizas y margocalizas con la fauna marina (Figura 1). La parte inferior de dicha sucesión está formada por calizas nodulosas, calizas y margocalizas laminadas de color ocre, y la parte superior por calizas tableadas que pasan gradualmente a calizas nodulosas.

Las calizas nodulosas de la parte inferior presentan bivalvos (*Daonella lommeli* (WISSMANN), *Posidonia wengensis* (WISSMANN), braquiópodos (*Coenothyris* sp.), conodontos (*Sephardiella mungoensis* (DIEBEL) y foraminíferos (*Oberhauserella mesotriasica* (OBERHAUSER) y corresponden a *floatstones*. Esta asociación nos indica una edad Ladiniense superior (Longobardiense). Por encima aparecen las capas de margocalizas laminadas con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas las cuales contienen *P. wengensis*, *Coenothyris* sp., *S. mungoensis*, *Ceratites* sp., así como restos de vertebrados y espículas de esponjas. Se trata de *packstones* o *rudstones* que se han interpretado como tempestitas. En algunos casos estas tempestitas están formadas por conchas de *Posidonia* o de *Daonella* y en otros por abundantes moldes de radiolarios (*packstones*). Por su parte las margocalizas laminadas presentan, en ocasiones, niveles bioturbados, con ejemplares de *Planolites*. Se han interpretado como los niveles más profundos de toda la sucesión.

Esta asociación de facies, granodecreciente con intercalaciones de tempestitas, ha sido interpretada como depósitos de una rampa que comprende facies sobre todo de la parte baja de *shoreface*, entre el nivel de base del oleaje de buen tiempo y el de tormentas. Los depósitos más someros (parte alta de *shoreface*) están representados por el primer tramo de doloeparitas de la sucesión y los depósitos más profundos (*offshore*) por las margocalizas.

Las calizas tableadas de la parte superior de este tramo de calizas, presentan laminación ondulada y *ripples* de oscilación. Corresponden a depósitos intermareales y submareales. Las calizas nodulosas de la parte más alta son interpretadas como depósitos de *lagoon*. Por lo tanto, se interpreta como una secuencia de profundización con depósitos de plataforma restringida hacia la parte alta.

FIGURA 1



Número de Muestra	Conodontos	Bivalvos	Foraminíferos	Otros
96-30, 97-2, 00-1, 00-2	<i>S. mungoensis</i>	<i>P. wengensis</i> , <i>D. lommeli</i>	<i>O. mesotriasica</i>	<i>Coenothyris</i> sp., Espículas
96-33, 00-6	<i>S. mungoensis</i>	<i>P. wengensis</i> , <i>D. lommeli</i>	<i>Nodosaridae</i> indet.	<i>Coenothyris</i> sp.
96-34, 97-3, 00-5	<i>S. mungoensis</i>	<i>P. wengensis</i>		Escamas
97-4, 98-14	<i>S. mungoensis</i>	<i>P. wengensis</i> , <i>D. lommeli</i>		
97-6, 98-13, 98-10, 00-8	<i>S. mungoensis</i>			<i>Coenothyris</i> sp., <i>Ceratites</i> sp., Huesos,
98-11, 00-7	<i>S. mungoensis</i>			Espículas, Diente
00-3, 00-4	<i>S. mungoensis</i>	<i>P. wengensis</i> , <i>D. lommeli</i>		<i>Coenothyris</i> sp.

ESTUDIO DE UN CICLO ANUAL DE LAS ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS EN EL LAGO CAICEDO DE YUSO/ARREO

Martín-Rubio, M.¹, Rodríguez-Lazaro, J.¹, Anadón, P.³, Robles, F.², Utrilla, R.³ y Vázquez, A.³

1 Paleontología. Facultad de Ciencias, Euskal Herriko Unibertsitatea/U.P.V. Apartado 644, E-48080 Bilbao

2 I. Cavanilles de Biodiversidad y B. Evolutiva y Dpto. Geología Universitat de Valencia, E-46100 Burjassot, Valencia

3 Institut Ciències de la Terra "Jaume Almera" C.S.I.C., c/ Lluís Sole i Sabaris s.n., E-08028 Barcelona

El lago Caicedo de Yuso/Arreo constituye el cuerpo de agua más profundo sobre sustrato evaporítico de la Península Ibérica. Se localiza en la cuenca del río Ebro, entre los pueblos de Arreo y Caicedo de Yuso (UTM 30TWN0036), asentándose sobre materiales Triásicos del Keuper, formado por arcillas, yesos con ofitas intercaladas y sedimentos aluviales recientes. La cuenca del lago está influenciada por un clima de transición atlántico-mediterráneo. Este lago puede considerarse oligosalino (1 g/l) y tiende a ser meromíctico (González-Mozo et al, 2000).

Las características hidrológicas y biológicas del lago permiten su utilización como modelo de análisis paleolimnológico. Con este fin, se están realizando una serie de muestreos mensuales desde enero de 1999 hasta la actualidad. En cada muestreo se han recogido tanto los componentes biológicos carbonatados (ostrácodos, carofíceas y moluscos) como algunos parámetros físico-químicos (profundidad, temperatura, pH, conductividad y oxígeno disuelto). Se ha tomado muestra de agua de fondo y de superficie para analizar un total de 15 elementos químicos en el laboratorio.

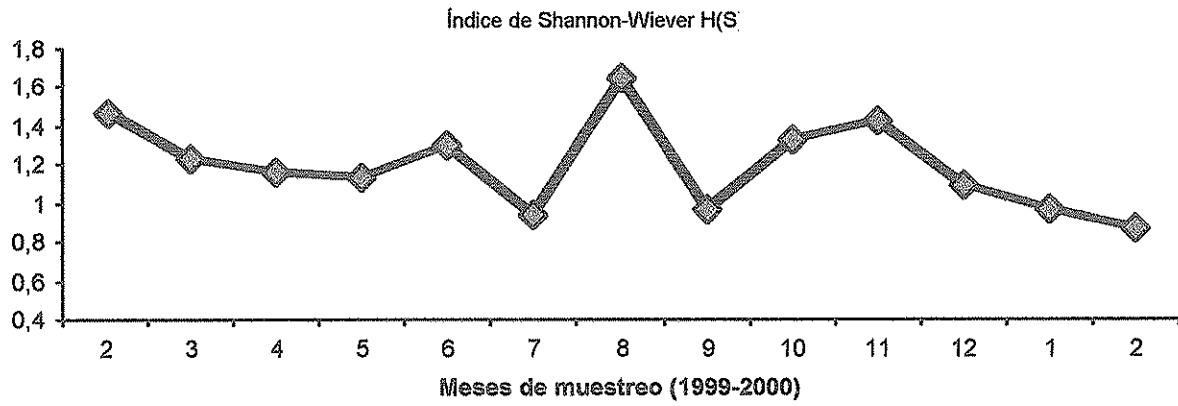
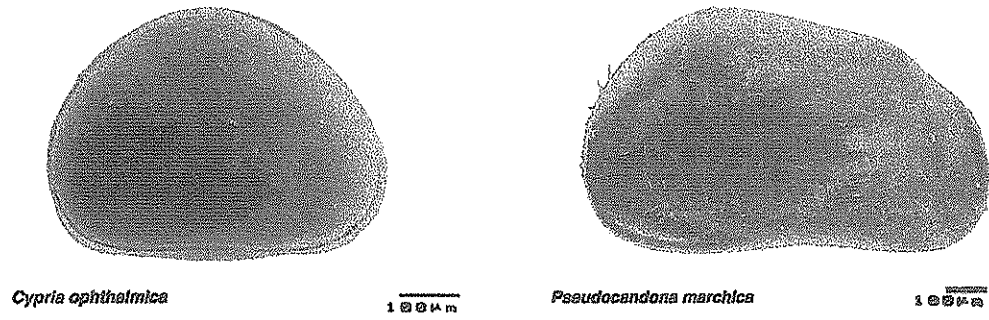
Se han recogido y clasificado más de 7500 valvas de ostrácodos vivos, pertenecientes a 15 especies, distribuidas en 3 superfamilias (Cypridoidea, Cytheroidea, Darwinuloidea). Las especies dominantes son: *Cypria ophthalmica*, *Cypridopsis vidua*, *Pseudocandona marchica* y *Cyclocypris ovum*; estas especies, junto con *Pseudocandona parallela* aparecen durante todo el año. Entre las especies secundarias estarían *P. parallela*, *Eucyris virens*, *Darwinula stevensoni*, *Herpetocypris chevreuxi*, *Paralimnocythere* sp. y *Fabaeformiscandona fabaeformis*, mientras que *Candona* sp., *Limnocythere* gr. *inopinata*, *Ilyocypris giba*, *Candona candida* y *Cypris bispinosa*, son minoritarias.

La diversidad de los ostrácodos, medida mediante el índice de Shannon-Wiener H(S), permite considerar las variaciones reales de la diversidad y su posible relación con cambios ambientales a lo largo del ciclo anual (Gráfica 1). En ésta se observa una disminución de la diversidad, que puede interpretarse como un aumento de la inestabilidad, que se manifiesta gradualmente durante los meses de invierno y parte de la primavera. El intervalo estival, por el contrario, presenta un comportamiento oscilante, con variaciones más bruscas de la diversidad y por tanto, de la estabilidad del lago.

El estudio de las asociaciones de los ostrácodos junto con los parámetros hidroquímicos asociados, permite analizar cual es la respuesta de dichas asociaciones ante cambios químicos de las aguas, producidos a su vez por eventuales modificaciones ambientales. Los datos autoecológicos que se obtienen a partir del estudio de la distribución de estos microcrustáceos en un lago actual como el lago Caicedo de Yuso/Arreo, resultan fundamentales para futuras reconstrucciones paleolimnológicas de algunos lagos neógenos de la Cuenca del Ebro.

Bibliografía

- P. Anadón, M. Martín-Rubio, F. Robles, J. Rodríguez Lázaro, R. Utrilla y A. Vázquez. 2000. X Congreso de la Asociación Española de Limnología y II Congreso Ibérico de Limnología. Valencia, junio, 2000.
- M. E. González-Mozo, A. Chicote, E. Rico & C. Montes. 2000. *Limnetica*, 16: 91-98.
- J. Rodríguez Lazaro, M. Martín, F. Robles, P. Anadon, R. Utrilla, A. Vázquez a I. Soulié-Marsche. 1999. XV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Tomo II 316-321.
- Rico, E., A. Chicote, M.E González & C. Montes. 1995. *Limnetica*, 11 (1): 55-58.



Grafica 1. Diversidad de los ostrácodos del lago Caicedo de Yuso a lo largo de un ciclo anual.

DIENTES DE THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA

Martínez, R.¹, García-Ramos, J.C.², Piñuela, L.², Lires, J.², Luna, M.¹ y Veigas, D.³

1 Laboratorio de Paleovertebrados, Univ. Nacl. de la Patagonia, Comodoro Rivadavia, Argentina.

2 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

3 Urbanización Los Pisones, Gijón.

Las sucesiones del Jurásico Superior (Kimmeridgiense) de Asturias que afloran en los acantilados costeros entre Gijón y Ribadesella, han proporcionado diversos dientes de dinosaurios terópodos procedentes de ambientes tanto fluviales de la Fm. Vega (ejemplar JRVH-20) como deltaicos de la Fm. Lastres (ejemplares JVLH-180, 195 y 196).

El ejemplar JVLH-180, incluido en parte en la matriz, carece de la base de la corona y de la raíz. Dimensiones: 69 mm de altura, 27 mm de longitud mesial-distal y 13 mm (estimado) de anchura. El diente es aplastado lateralmente con carenas curvas y sección elíptica, más redondeada adapicalmente que hacia el ápice. Cada denticulo es más alto, mesiodistalmente que largo, oclusal-adapicalmente, y de forma cilíndrica en vista labial/lingual. Ápice de los denticulos con facetas de desgaste elípticas. Entre los denticulos hay profundas cavidades de bordes redondeados. Carena mesial con la mitad más oclusal algo dañada pero con denticulos, mientras que la mitad más adapical es redondeada y carece de sierra, rasgo mencionado por Forster et al. (1998) para algunos terópodos. Denticulos de la carena mesial muy desgastados (7-8 cada 5 mm en el ápice). Es un diente de corona alta ya que la relación altura/longitud mesial-distal es superior a 2 (Lamanna et al, en prensa).

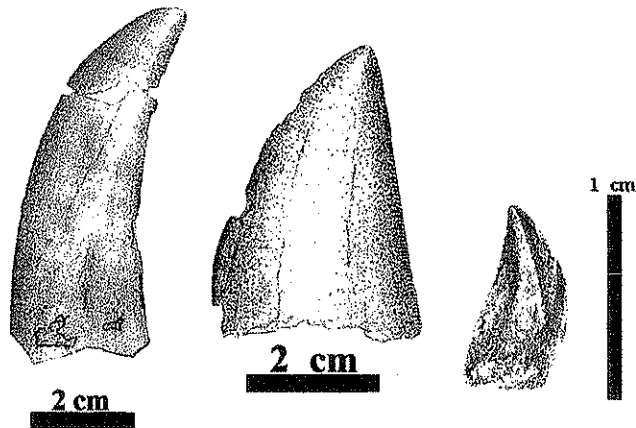
El ejemplar JRVH-20 está incluido en la matriz de tal forma que sólo está descubierta la cara labial/lingual. Faltan la base de la corona y la raíz. Dimensiones: altura 45 mm y longitud mesial-distal 29 mm. El ejemplar es aplastado lateralmente con la carena mesial curvada y la distal casi recta. El esmalte presenta rugosidades muy finas y alargadas en sentido oclusal-adapical. La carena mesial está erosionada pero adapicalmente la sierra consta de unos 12 denticulos cada 5 mm, y a media altura 7 cada 5 mm. Estos denticulos son cilíndricos, algo espaciados, sin cavidades importantes entre ellos y con suaves elevaciones en la base de cada denticulo. La carena distal tiene 7 denticulos cada 5 mm en el ápice y 9 adapicalmente. Aunque incompleto, se trata de un diente de corona alta.

Los dientes examinados tienen una morfología primitiva demostrada por la presencia de todos o casi todos los siguientes caracteres: denticulos en las carenas mesial y distal, corona alta, aplastada lateralmente y recurvada, ausencia de constricción entre la corona y la raíz y denticulos de las carenas mesial y distal no muy diferentes en tamaño. Estos rasgos no permiten una asignación precisa de los dientes por lo que deben considerarse Theropoda indet.

El ejemplar JVLH-196 carece de raíz y tiene una constricción en su base y, sobre esta, la corona se hace globosa y luego se afina hacia el extremo oclusal. Dimensiones: altura 9 mm, longitud 3 mm y anchura 2 mm. Carena distal sinuosa con 6 denticulos cilíndricos por mm. Sierra mesial está restringida al tercio apical. Los denticulos están dañados aunque podrían ser 5-6 por mm. Al terminar la sierra, la carena se desplaza sobre uno de los laterales (labial/lingual) y sigue hasta la expansión globosa. A partir de donde la carena se desplaza, se aplana el borde mesial en una faceta triangular que desaparece adapicalmente. Las caras labial/lingual son convexas. La base, globosa, presenta labial y lingualmente unas pocas y suaves arrugas orientadas oclusal/adapicalmente.

El ejemplar JVLH-195, hallado junto al JVLH-196, es similar y tiene los denticulos de la carena mesial destruidos. La distal tiene 6 denticulos cilíndricos por mm. Dimensiones: altura 7 mm, longitud 3 mm y anchura 2 mm.

Estos dos últimos dientes son parecidos al ilustrado por Currie et al. (1990, p.109, Figs. I y J), atribuido a *Dromaeosaurus albertensis*, con una morfología de la carena mesial similar. Forster et al. (1998) señalan que los denticulos restringidos en la carena mesial están presentes en Dromaeosauridae, pero por el momento asignamos estos dientes a Theropoda indet.



Vistas labial/lingual de JVLH-180, JRVH-20 y JVLH-196 (de izquierda a derecha)

PRIMER REGISTRO DE DIPLODOCIDAE Y CAMARASAUROIDAE (SAURISCHIA: SAUROPODA) EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA

Martínez, R.¹, García-Ramos, J.C.², Piñuela, L.², Lires, J.², Luna, M.¹ y Veigas D.³

1 Laboratorio de Paleovertebrados, Univ. Nacl. de la Patagonia, Comodoro Rivadavia, Argentina.

2 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

3 Urbanización Los Pisonos, Gijón.

En las proximidades del puerto de Tazones (Villaviciosa) han aparecido dos dientes de saurópodo en una serie deltaica jurásica perteneciente a la Formación Lastres.

El ejemplar JVLH-163, tiene roturas en el extremo oclusal y en los márgenes mesial y distal de la corona. Su morfología es de tipo espatulado con un cíngulo separando la corona de la raíz. La corona presenta en vista labial una ancha convexidad longitudinal muy marcada. La superficie lingual es una amplia concavidad recorrida en dirección oclusal-adapical por una tenue elevación que la divide en un sector mesial y otro distal. En la base de la corona la concavidad se transforma en una convexidad que termina en el cíngulo. Este último, en forma de U invertida labialmente, se extiende mucho más oclusalmente que en vista lingual. En vista labial el esmalte es rugoso y, lingualmente, en la base es rugoso y en el resto de la corona liso. La raíz está incompleta. La altura máxima de la corona es de 35 mm y su longitud en dirección mesial-distal, cerca de la base, de 25 mm. La anchura labial-lingual es de 16 mm.

La morfología del diente concuerda con el tipo "spoon-like" de la clasificación propuesta por Calvo (1994), siendo por lo tanto asignado a la familia Camarasauridae. El otro tipo de diente de corona gruesa, el "compressed cone chisel-like" de los Brachiosauridae tiene una expansión de la corona menor, sin cíngulo (Calvo, op. cit.; Canudo et al, 1999).

El ejemplar JVLH-162 es cilíndrico y de él se ha preservado solo parte de la corona estando erosionados los bordes mesial-distal en la mitad más cercana al extremo oclusal y un sector anular situado en la mitad de la pieza. El extremo oclusal se inclina suavemente en dirección lingual. La sección de la corona es subcircular y se torna elíptica hacia el extremo oclusal. Cerca de dicho extremo, lingualmente, se aprecia un surco longitudinal, levemente curvado, que recorre un cuarto del diente. También cerca de la zona oclusal pero en el borde mesial-distal se conserva un sector con un surco bien marcado.

Mientras que más adapicalmente la textura del esmalte es lisa, los 15 mm más cercanos al extremo oclusal, lingualmente, muestran una ornamentación rugosa.

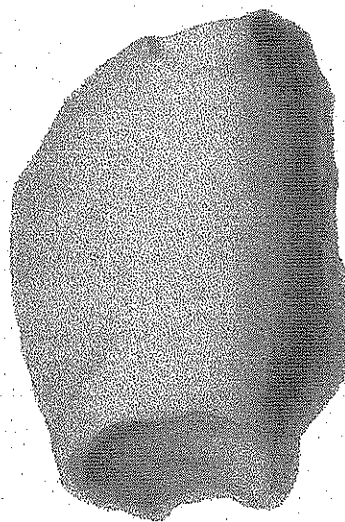
La altura preservada de la corona es de 40 mm, el ancho en sentido labial-lingual y la longitud mesial-distal en la zona más adapical es de 7 mm. En la zona de inflexión del extremo oclusal en dirección labial-lingual el ancho es de 5 mm.

Los dientes de saurópodo con morfología cilíndrica se han asignado tradicionalmente a las familias Diplodocidae y Titanosauridae pero la faceta de desgaste es distinta en ambos grupos (Calvo, op.cit.). En JVLH-162 esta última no es claramente visible debido a la erosión, pero parece diferente de la faceta inclinada en ángulo agudo de los Titanosauridae y estaría más acorde con el desgaste, poco inclinado, de los Diplodocidae. La cronología también apoya esta interpretación dada la rareza de Titanosauridae en el Jurásico, por lo que lo consideramos aquí Diplodocidae indet.

El diente JVLH-163 constituye el primer registro de un Camarasauridae en Asturias y el más antiguo para España. Previamente se había documentado un Camarasauridae en el Titónico (Canudo et al, 1996). Por su parte el diente JVLH-162 documenta por primera vez la presencia de Diplodocidae en Asturias.

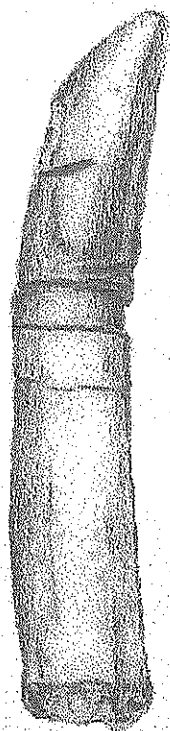


1 cm



1 cm

JVLH-163



1 cm



1 cm

JVLH-162

Vistas labial y lingual de JVLH-163 y vista lingual y lateral de JVLH-162

VÉRTEBRAS CAUDALES DE SAUROPODA Y THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA

Martínez, R.¹, García-Ramos, J.C.², Piñuela, L.², Lires, J.², Luna, M.¹ y Veigas D.³

1 Laboratorio de Paleovertebrados, Univ. Nacl. de la Patagonia, Comodoro Rivadavia, Argentina.

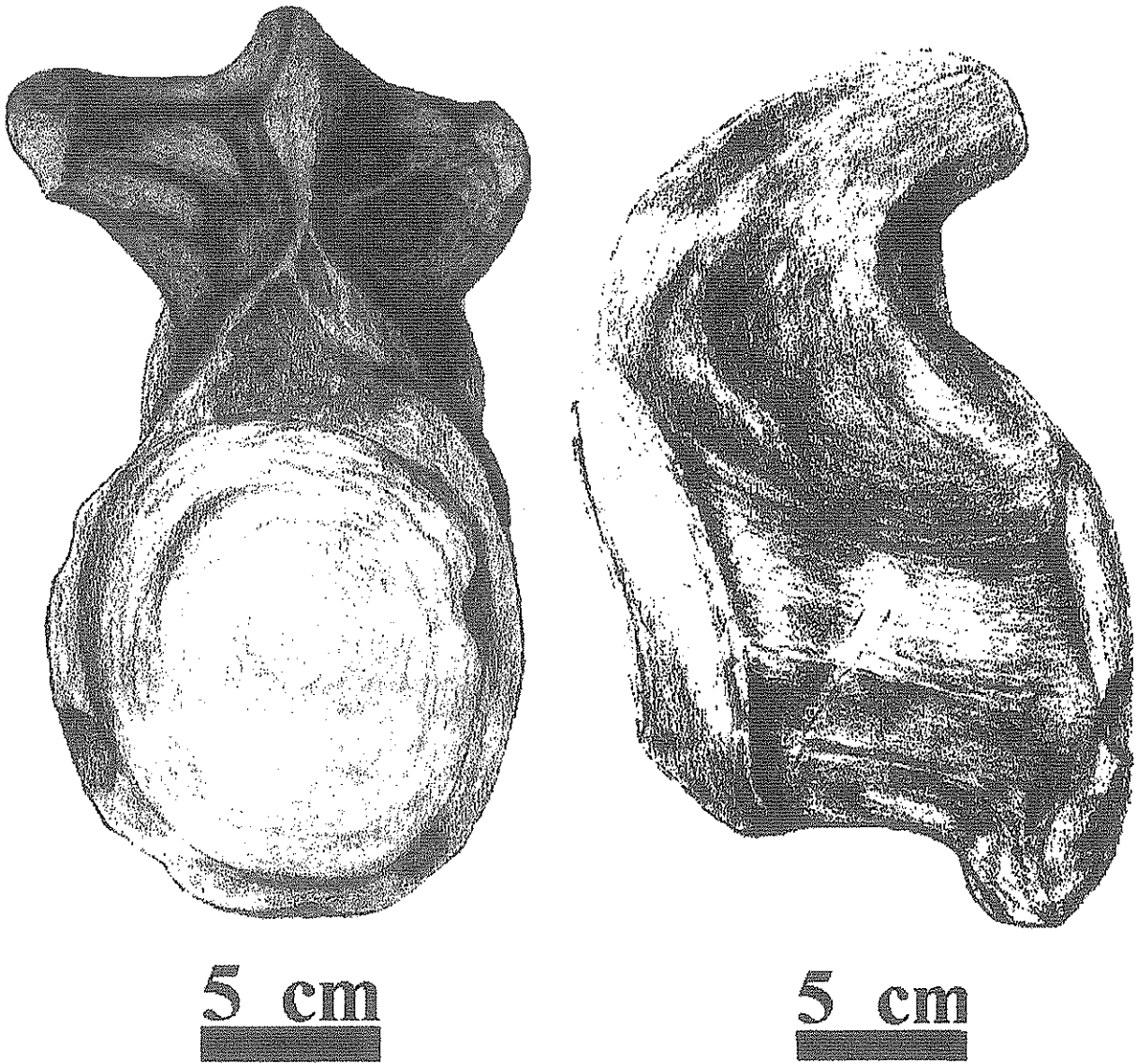
2 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

3 Urbanización Los Pisones, Gijón.

Se describen dos vértebras procedentes de las series fluviales de la Fm. Vega (Kimmeridgiense).

El ejemplar JVVH-78 se extrajo en los acantilados de Tazones (Villaviciosa) en un paleocanal fluvial. Está erosionado en las caras articulares, procesos transversos, zigapófisis y espina neural y por su morfología sería una vértebra caudal 11 o 12. El centro, con forma de carrete corto, es suavemente anficélico con la concavidad posterior un poco más marcada. En vista lateral y ventral el centro está regularmente excavado y de la parte superior, cerca de la base del arco neural y casi desde la cara articular anterior, surgen los pequeños procesos transversos. Carece de pleurocelos. Hay un suave surco longitudinal ventral. En el borde articular posterior existen dos marcadas facetas para los arcos hemales, de contorno subcircular. El arco neural ocupa casi toda la longitud del centro. El orificio neural es subcircular y grande. Las prezigapófisis parecen haber sido robustas y surgen en un ángulo de 20°. La espina neural está incompleta y no parece haber sido muy robusta. Algunos de sus caracteres como: centro vertebral corto con forma de carrete, excavado lateral y ventralmente, sin pleurocelos, anficélico y facetas hemales bien desarrolladas, coinciden con los de una vértebra caudal media (CLH 15) del Titónico de Galve, referida por Pérez-Oñate et al. (1994), a Camarasauridae. La ausencia de pleurocelos y la corta longitud del centro separan a JVVH-78 de los diplodócidos, y la morfología general en el centro y arco neural, además de la cronología, lo hacen de los titanosaurios. No existen en Sauropoda caracteres caudales muy definidos para una única vértebra aislada, pero dadas las similitudes con CLH 15 de Galve, la asignamos a Camarasauridae, con dudas. Dimensiones: cara articular anterior (anchura 105 mm, altura 95 mm); cara articular posterior (anchura 116 mm, altura 103 mm); longitud del centro 88 mm.

El ejemplar JRVH-197 procede de los acantilados al E de la playa de Vega (Ribadesella). Se trata de una vértebra caudal anterior de Theropoda de gran tamaño. La pieza ha perdido las zigapófisis, parte de los procesos, la espina neural y tiene los bordes de las caras articulares erosionados. El centro está algo deformado y pudo ser anficélico o platicélico, tiene forma de gran carrete, sin pleurocelos y sus caras laterales en el contacto con el arco neural forman una depresión que recuerda a la de las caudales de *Ceratosaurus* (Gilmore, 1920). Además, en el contacto entre el centro y el arco neural, a ambos lados, se observan trazas de lo que parecen ser suturas ya obliteradas, similares a las presentes en otros terópodos. Ventralmente el centro tiene un surco longitudinal bien marcado. No se observan los puntos de inserción del arco hemal. El arco neural ocupa casi todo el centro y destaca por los procesos transversos dirigidos hacia arriba, hacia atrás y hacia afuera como en *Ceratosaurus* y en las primeras caudales de *Allosaurus* (Gilmore, op.cit.; Madsen, 1976). El arco neural en vista posterior tiene a cada lado un par de oquedades, la menor sobre la mas grande, entre la parte interna de los procesos transversos y los vestigios de las poszigapófisis, separadas por una barra ósea. De la espina neural solo queda la base, que ocupa todo el arco neural y cuyo sector anterior se bifurca para unirse a las prezigapófisis, como sucede en las caudales de *Allosaurus* (Madsen, op.cit.). Esta vértebra documenta la presencia en la Cornisa Cantábrica de dinosaurios carnívoros de igual o mayor tamaño que *Allosaurus*, *Ceratosaurus* o *Megalosaurus*. Dimensiones: cara articular posterior (anchura 137 mm y altura 150 mm); longitud del centro 140 mm.



Cara articular posterior y vista lateral de JRVH-197

TORVOSAURUS SP. (DINOSAURIA: THEROPODA) IN THE LATE JURASSIC OF PORTUGAL

Mateus, O.¹ & Antunes, M.T.²

1 Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, UNL, 2825 Monte da Caparica, Portugal, omateus@n2dinosaurs.com

2 Academia das Ciências de Lisboa; Centro de Estudos Geológicos da UNL, 2825. Monte de Caparica, Portugal; Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da UNL, 2825 Monte Caparica, Portugal. mta@mail.fct.unl.pt

INTRODUCTION

Only three taxa of large theropods (Carnosauria *sensu lato*) are known in the Late Jurassic of Portugal: *Lourinhanosaurus antunesi* (Allosauroidea; Mateus, 1998), *Allosaurus fragilis* (Allosauridae; Pérez-Moreno *et al.*, 1999), *Ceratosaurus* sp. and the embryos briefly described by Mateus *et al.* (1997) show affinities with *Lourinhanosaurus*.

The ascription of the Portuguese theropod of "Andrés" to *Allosaurus fragilis* should be carefully regarded because its anatomy does not exclude the possibility to corresponds to *Lourinhanosaurus*.

In 1998 was discovered a theropod tibia (ML430) that is here described. It was found at Casal do Bicho on the border of Caldas da Rainha and Alcobaça Municipalities, Portugal. The horizon is recognised as Late Jurassic, Lower Tithonian; "Grés Superiores" Formation according to Marques *et al.* 1992).

DESCRIPTION

This large left tibia (fig. 1) is nearly complete, only the cnemial crest is lacking. The tibia is quite robust (high minimal diaphyseal circumference and the minimal diaphyseal diameter) for its length.

The shaft has a slightly concave curve in medial view.

The proximal epiphysis shows a broken cnemial crest. It is nearly round in proximal view and somewhat compressed lateromedially and anteroposteriorly expanded. In the proximal epiphysis surface, the medial edge is above the fibular condyle at the lateral side of the epiphysis. The fibular condyle is convex and well developed. It is well defined at its posterior side; there is a groove between the fibular condyle and the internal condyle. The anterior side of the fibular condyle progressively grades into the cnemial crest not bearing an anterior projection. The cnemial crest is not complete, but apparently, was not very developed. The long fibular crest is placed at the proximal half of the diaphysis and in an anterolateral position.

The distal epiphysis is quite expanded lateromedially. The anterior side of the distal epiphysis bears the articular surface for the fibula, astragalus, and calcaneum with a ridge marking the proximomedial contact with the astragalus.

This tibia is quite robust and the Tibial Ratio (Minimal Circumference / Length) is quite high (47.0) being the highest ratio described in literature.

Measurements of the tibia:

Maximum length: 820 mm; Minimal circumference: 385 mm; Minimal diaphyseal diameter: 106 mm; Maximum distal width: 279 mm; Tibial ratio: 47.0; Fibular crest length: 155.

COMPARISONS AND TAXONOMIC DISCUSSION

The tibia ML 430 is part of a Tetanurae dinosaur because:

- the distal end of tibia is transversely expanded (Serenó, 1997: 456) and is "backing calcaneum" (Serenó *et al.*, 1994: 266; Sereno *et al.*, 1996: Character 14).
- the astragalus is not preserved but it is possible to determine by the tibial contact with the astragalus, that the ascending process of the astragalus was moderately high. Following

Gauthier (1986: 25) and Sereno (1997: 456) the high ascending process on the astragalus is synapomorphic of Tetanurae.

The presence of fibular crest is not synapomorphic of Tetanurae (contra Holtz, 1994: Character 100) due to its common presence in Ceratosauria. However, its distal position is only present in Tetanurae. ML430 is clearly a basal Tetanurae.

The anterior side of the fibular condyle is continuous with the cnemial crest not bearing a cranial projection as in *Allosaurus* and in the tyrannosaurids (Molnar *et al.*, 1990: 197).

Comparing the ML 430 tibia with *Torvosaurus* tibial insertions of the astragalus we see that it should have a similar shape to the astragalus of *Torvosaurus* (see Britt, 1991: fig. 23) and "allosauroid type" described in Welles & Long (1974: 197). However, note that *Sinraptor* (Currie & Zhao, 1993: fig.23) has quite low dorsal process. Therefore, this feature could be dubious in the theropod classification and therefore should be used with some precaution.

Nevertheless, it is possible to infer by regarding the ML430 tibia that the feature "ascending process of astragalus enlarged both in height and width to cover most of anterodistal quarter of tibia", which is synapomorphic of Coelurosauria (Gauthier, 1986: Character 65) is not present. Therefore, this tibia is not a Coelurosauria.

A high tibial ratio is more common in carnosours (sensu Gauthier) and other big theropods. One of the diagnostic features of *Torvosaurus tanneri* is the "tibial circumference to length index = 47" (Britt, 1991:11). Until now, *T. tanneri* tibia had the highest tibia ratio value (45.1) among theropods described in the literature. This ratio in the Portuguese tibia ML430 is exactly 47, confirming the similarity with *Torvosaurus*. Therefore ML430 tibia is here provisory regarded as a basal tetanuran related to *Torvosaurus tanneri* of Morrison Formation while new material is not described.

The ascription of ML430 tibia to *Torvosaurus* sp. is coherent with the biochronology of that genus which was previously known from Kimmeridgian-Tithonian beds (Kowallis *et al.*, 1998) of Morrison Formation.

REFERENCES CITED

- BRITT, B.B. (1991). Theropods of Dry Mesa Quarry (Morrison Formation, Late Jurassic), Colorado.
- CURRIE, P.J. & ZHAO, X.J. (1993). A new carnosaur (Dinosauria, Theropoda) from the Jurassic of Xinjiang, People's Republic of China. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 2037-2081.
- GAUTHIER, J. (1986). Saurischian Monophyly and the Origin of Birds. In Padian, K. (ed.) "The origin of birds and the evolution of flight". *Memoirs of the California Academy of Sciences*, 8:1-55.
- HOLTZ, T.R.Jr. (1994). The phylogenetic position of the Tyrannosauridae: Implications for theropod systematics. *J. Paleont.* 68(5):1100-1117.
- KOWALLIS, B.J., CHRISTIANSEN, E.H., DEINO, A.L., PERTERSON, F., TURNER, C.E. KUNK, M.J & OBRADOVICH, J.D. (1998). The age of the Morrison Formation. *Modern Geology*.22 (1-4): 235-260.
- MARQUES, B., OLÓRIZ, F., CAETANO, P.S., ROCHA, R. & KULLBERG, J.C. (1992). Upper Jurassic of the Alcobaca Region. *Stratigraphic Contributions. Comum. Serv. Geol. Portugal*, 78(1): 63-69.
- MATEUS, I., MATEUS, H., ANTUNES, M.T, MATEUS, O., TAQUET, P. RIBEIRO, V. & MANUPPELLA, G. (1997). Couvée, œufs et embryons d'un Dinosaur Thérope du Jurassique de Lourinhã (Portugal). *C.R Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 325: 71-78.
- MATEUS, O. (1998). *Lourinhanosaurus antunesi*, a new Upper Jurassic Allosauroid (Dinosauria: Theropoda) from Lourinhã (Portugal). *Memórias da Academia de Ciências de Lisboa*. 37: 111-124.
- MOLNAR, R.E., KURZANOV, S.M. & DONG Z. (1990). Carnosauria, In Weishampel, D.B., Dodson, P., and Osmolska, H., eds., *The Dinosauria*, Berkeley: University of California Press, p. 169-209.
- PÉREZ-MORENO, B.P., CHURE, D.J., PIRES, C., SILVA, C.M., SANTOS, V., DANTAS, P., PÓVOAS, L., CACHÃO, M., SANZ, J.L. & GALOPIM DE CARVALHO, A.M. (1999). On the presence of *Allosaurus fragilis* (Theropoda: Carnosauria) in the Upper Jurassic of Portugal: first evidence of an intercontinental dinosaur species. *Journal of the Geological Society*. 156(3): 449-452.
- SERENO, P.C. (1997). The origin and evolution of dinosaurs. *Annu. Ver. Earth Planet. Sci.* 25: 435-89.
- SERENO, P.C., DUTHEIL, D.B., IAROCHENE, M., LARSSON, H.C.E., LYON, G.H., MAGWENE, P.M., SIDOR, C.A., VARRICCHIO, D.J. & WILSON, J.A. (1996). Predatory dinosaurs from the Sahara and Late Cretaceous faunal differentiation. *Science*, 272: 986-991.
- SERENO, P.C., WILSON, J.A., LARSSON, H.C.E., DUTHEIL, D.B. & SUES, H.D. (1994). Early cretaceous dinosaurs from the Sahara. *Science*, 266:267-270.
- WELLES, S.P. & LONG, R.A. (1974). The tarsus of theropod dinosaurs. *Ann. S. Afr. Mus.* 64: 191-218.

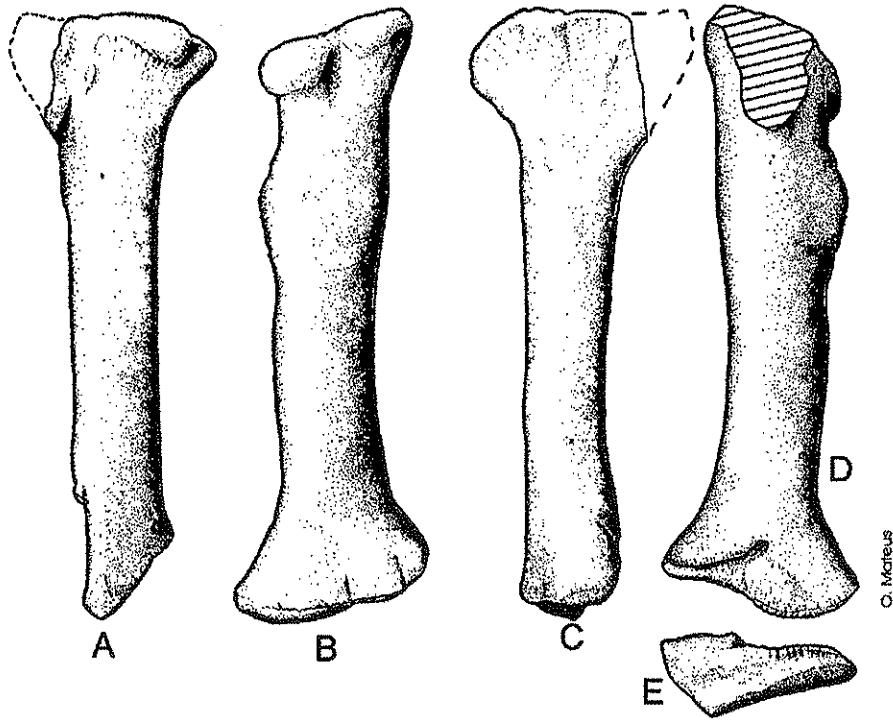


Figure 1- *Torvosaurus* sp. left tibia ML430 in (A) lateral, (B) posterior, (C) medial, (D) anterior, and (E) distal view. Drawing by O.M.

VERTEBRADOS FÓSILES Y BIOESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL DUERO (CASTILLA Y LEÓN, ESPAÑA)

Mazo, V.¹, Jordá Pardo, J.F.² y van der Made, J.¹

- 1 Dto. de Paleobiología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. C.S.I.C. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid (Spain)
- 2 Laboratorio de Estudios Paleolíticos. Dto. de Prehistoria e Historia Antigua. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Nacional de Educación a Distancia. c/ Senda del Rey, s/n. 28040 Madrid (Spain). Correo electrónico: jordasm@teleline.es

En los últimos años, el programa de prospecciones paleontológicas sistemáticas llevado a cabo en los depósitos miocenos del sector central de la Cuenca del Duero por Mazo y Jordá, realizado en el marco de una serie de proyectos subvencionados por la Junta de Castilla y León, ha dado como resultado la localización de nuevos yacimientos de vertebrados fósiles así como la revisión estratigráfica y paleontológica de otros ya conocidos. Las principales conclusiones de estos trabajos han sido dadas a conocer en varias publicaciones (Mazo y Jordá, 1994, 1997; Mazo *et al.*, 1998, 1999). A partir de los resultados de esas prospecciones y del análisis de la bibliografía precedente, hemos realizado un ensayo de síntesis bioestratigráfica con el objetivo de clarificar la posición de muchos de los yacimientos ya conocidos, situándolos en el marco proporcionado por los datos obtenidos en nuestras investigaciones. En este trabajo hemos hecho una primera recopilación de los datos de vertebrados fósiles del Mioceno del sector central de la Cuenca del Duero obtenidos desde 1950 hasta la actualidad, sin desdeñar trabajos más antiguos, con el objetivo de lograr un mejor conocimiento de la bioestratigrafía de la zona, hasta ahora un tanto confusa, sintetizando los resultados en un cuadro en el que mostramos la posición bioestratigráfica de las localidades fosilíferas de la zona considerada.

La zona de trabajo se extiende por el centro de la Cuenca del Duero desde la Tordesillas (Valladolid) al W hasta San Esteban de Gormaz (Soria) al E, y entre Saldaña (Palencia) al N y Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia) al S. El marco temporal considerado en nuestras investigaciones comprende desde el Mioceno inferior (Orleaniense, biozona MN 5 de Mein, 1975, 1990) hasta el Mioceno superior (Tuoliense, biozona MN 12 de Mein). Geológicamente, la zona de estudio ocupa de forma mayoritaria el sector central de la Cuenca del Duero, al que hay que añadir una estrecha orla marginal por el S y el E. En este contexto, los depósitos en los que se encuentran los yacimientos estudiados comprenden las unidades tectosedimentarias TSU1 a TSU 5 de Mediavilla *et al.* (1996), que en general consisten en depósitos originados por sistemas de abanicos aluviales en los márgenes activos de la cuenca (N y E) y sistemas fluviales en el margen W, que convergen en el centro dando lugar a medios lacustres carbonatados y evaporíticos.

Los trabajos desarrollados han permitido realizar identificaciones taxonómicas de vertebrados fósiles hasta ahora inéditas en yacimientos como Villavieja del Cerro (Valladolid), Piquera de San Esteban (Soria) y Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). Entre las principales conclusiones obtenidas cabe destacar, por su implicación bioestratigráfica, la derivada de la distinción entre *Gomphotherium angustidens* y *Tetralophodon longirostris* que permite separar con claridad las biozonas MN 7 y MN 8 de Mein (1975, 1990), hecho que en él algunas de las localidades consideradas es corroborado por otros vertebrados. Otra conclusión tiene carácter paleoambiental ya que un número considerable de los yacimientos estudiados ha proporcionado dinoterios, considerados buenos indicadores de ambientes húmedos, lo que contribuye de manera significativa a la interpretación paleoambiental de la zona, realizada hasta ahora básicamente a partir del estudio de los diferentes medios sedimentarios detectados en el registro estratigráfico.

REFERENCIAS

- Mazo, A. V. y Jordá Pardo, J. F. (1994): Los proboscídeos neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geol.*, 50: 239-245.
- Mazo, A. V. y Jordá Pardo, J. F. (1997). Un *Tetralophodon longirostris* (Kaup, 1832) (Proboscidea, Mammalia) en el Mioceno medio de Villavieja del Cerro (Sector Central de la Cuenca del Duero, Valladolid). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4): 219-235.

- Mazo, A. V., Made, J. van der, Jordá Pardo, J. F., Herráez, E. y Armenteros, I. (1998): Fauna y bioestratigrafía del yacimiento aragoniense de Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). *Estudios Geol.*, 54: 239-245.
- Mazo, A. V., Jordá Pardo, J. F., Made, J. van der, Herráez, E. y Armenteros, I. (1999): Montejo de la Vega de la Serrezuela (Segovia). Aportaciones a la bioestratigrafía del Aragoniense del sector SW de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico - Mineros.*, 26, I.T.G.E., Madrid: 274-275.
- Mediavilla, R., Dábrio, C. J., Martín-Serrano, A. y Santiesteban, J. I. (1996): Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. En P. F. Friend y C. J. Dábrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, Cambridge University Press: 228-236.
- Mein, P. (1975): Report on activity of the RCMNS working groups. En J. Senes (Ed.), *Abstracts of VI IUGS Congress of Regional Comm. Mediterranea Neogene Stratigraphy*, Slovak Academic of Sciences, Bratislava: 78-81.
- Mein, P. (1990): Updating of MN zones. En Lindasay, Fahlbusch y Mein (Eds.), *European Neogene Mammal Chronology*, Plenum Press, N. York

ACTIVIDAD MICROBIANA EN BIOCONSTRUCCIONES DEL PALEOZOICO: DOS EJEMPLOS DE SIERRA MORENA (CÓRDOBA, ESPAÑA)

Menéndez, S.¹ y Rodríguez-Martínez, M.²

1 Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

2 Dpto. Estratigrafía, Facultad de CC. Geológicas, U.C.M., Ciudad Universitaria 28040 Madrid.

Determinados subambientes sedimentarios se caracterizan por una importante actividad o producción microbiana. Uno de los casos más representativos y mejor estudiados en el registro geológico, es el de las bioconstrucciones denominadas en sentido amplio, *mud-mounds*. El papel de los *biofilms* en la construcción de éstos *boundstones* microbianos o microbialitas, tuvo especial relevancia durante el Paleozoico, hasta que en el Cenozoico se inicia el declive de este tipo de bioconstrucciones.

En el Suroeste de España, en el margen meridional de Sierra Morena, dentro de la provincia de Córdoba, se encuentran ejemplos de sucesiones marinas carbonáticas con desarrollo de montículos, de las cuales se analizan dos en este trabajo. La primera de ellas se trata de una serie de edad Ovetiense inferior (Cámbrico Inferior), que comprende parte del Miembro I de la Formación Pedroche. Se encuentra en el término municipal de Alcolea (Córdoba) en la localidad de La Tierna. MENÉNDEZ, (1998, 1999a, b), describe detalladamente las características estratigráficas y paleontológicas de dicha sucesión, que se interpreta como una plataforma marina, carbonática somera, con descargas importantes esporádicas de terrígenos. Las microbialitas de La Tierna presentan tamaños que oscilan entre 20 cm y 1 m de potencia y de 15 cm a 2 m de longitud. Aparecen interestratificadas en lutitas y la geometría externa es de lenticular a cómica en la mayoría de los casos, aunque son frecuentes los litosomas tabulares.

La segunda sucesión es de edad Viseense superior (Mississippico) y pertenece a la Unidad de la Sierra del Castillo, dentro del Área del Guadiato (CÓZAR & RODRÍGUEZ, 1999). La sección más representativa es la de la Sierra de la Estrella (CÓZAR, *et al.*, 2000) próxima a la localidad de Espiel. En el sector medio de la sucesión afloran varios montículos cómicos de 2 m a 25 m de potencia y de 4 m a 40 m de extensión lateral, y por lo general, aparecen interestratificados en margas. RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ (1998), describe las litofacies, microfacies de los montículos cómicos y facies asociadas. RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ, *et al.*, (1999a, 1999b y 2000), comparan los montículos cómicos de la Sierra de la Estrella con los de la Casa de la Calera, de la misma unidad, y proponen un modelo de sucesión ecológica en el montículo cómico de mayor potencia. El ambiente deposicional correspondería a la zona de tránsito entre la rampa interna y externa, en condiciones disfóticas.

Es posible reconocer diferentes texturas y fábricas características, todas ellas resultantes de la actividad microbiana y diferenciables en ambas sucesiones. El objetivo de este trabajo es mostrar el papel de las comunidades microbianas bentónicas en la construcción de montículos de biota, características ambientales y edades diferentes.

CÓZAR, P. & RODRÍGUEZ, S. (1999): Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del Sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba): *Boletín Geológico y Minero*, 110, p. 237-254.

CÓZAR, P., RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ, M., FALCES, S., MAS, R. & RODRÍGUEZ, S. (2000): Stratigraphical setting in the development of Upper Viséan (Lower Carboniferous) microbial buildups of the Sierra de la Estrella (Guadiato Area, SW Spain): *SEMP-IAS Research Conference on Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs*, El Paso, Texas, 15-16 May 2000.

MENÉNDEZ CARRASCO, S. (1998): *Aportaciones al conocimiento paleontológico de los niveles carbonatados del Cámbrico Inferior de Alcolea (Córdoba)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. , 95 págs. 12 figs. 5 tabs. 8 láms. (Inédita).

MENÉNDEZ CARRASCO, S. (1999a): Los niveles carbonatados del Cámbrico Inferior de Alcolea (Córdoba). *Coloquios de Paleontología*, 50: 63-81

MENÉNDEZ, S., MORENO-EIRIS, E. & PEREJÓN, A. (1999b): Los arqueociatos y las facies del Arroyo Guadalbarbo (Córdoba, España). *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural (Sección geológica)*, 94 (3-4): 63-91

RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ, M. (1998): *Estudio sedimentológico y paleontológico de los montículos del Viseense de la Sierra de la Estrella (Córdoba)*: Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 102 págs. (Inédita)

- RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ, M., CÓZAR, P., RODRÍGUEZ, S. & MAS, R. (2000): An example of microbial-*Saccamminopsis*-sponge domal mound development in the Upper Viséan from Sierra de la Estrella (Guadiato Area, SW Spain): *SEMP-IAS Research Conference on Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs*, El Paso, Texas, 15-16 May 2000.
- RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ, M., MORENO-GONZÁLEZ, I., RODRÍGUEZ, S., MAS, R. & CÓZAR, P. (1999a): Growth patterns of Viséan mud-mounds from Guadiato Valley, Córdoba, SW Spain: *8th International Symposium of Fossil Cnidaria and Porifera*, 12-16 September, Sendai, Japan.
- , —, —, —, —, (1999b): Comparación entre los montículos viséenses de la Casa de la Calera y los de un sector de la Sierra de la Estrella (Área del Guadiato, Córdoba): *Actas, XV Jornadas de Paleontología y Simposios de los Proyectos PICG 393, 410 y 421*, Tomo I, p. 322-324.

MORFOLOGIAS ABERRANTES EM CARAPAÇAS DE FORAMINÍFEROS BÊNITICOS DA RIA DE AVEIRO (NW PORTUGAL) - CAUSAS NATURAIS OU INFLUÊNCIA ANTRÓPICA

Moreno, J. & Carapito, C.

Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810 Aveiro

RESUMO

As carapaças de foraminíferos bênticos com deformidades ocorrem ao longo de todo o registo fóssil. Verifica-se, no entanto, que nos ambientes actuais essas deformidades surgem com maior frequência em zonas contaminadas/poluídas. A principal questão, até ao momento ainda sem resposta, consiste em relacionar os vários tipos de deformidades com diferentes contaminantes/poluentes e distinguir entre deformidades induzidas por contaminantes/poluentes e por *stress* ambiental com origem exclusivamente natural.

Numa população, as deformidades ocorrem naturalmente, mas em pequena percentagem □ cerca de 1% □, podendo estar ligadas a diferentes factores ambientais: variações de temperatura e de salinidade, que afectam a dimensão da carapaça dos foraminíferos; falta ou excesso de alimento, o que pode causar o crescimento aberrante das câmaras e/ou afectar a dimensão das mesmas; tipo de substrato; baixo teor de oxigénio, que pode dar origem a formas aberrantes, a paredes mais finas e menos ornamentadas; luz insuficiente, a qual que pode provocar menor dimensão da carapaça. As deformidades podem ainda ser consequência de contaminação/poluição orgânica e/ou contaminação/poluição por metais pesados, vários tipos de químicos e hidrocarbonetos (YANKO *et al.*, 1998).

Neste contexto, os ambientes marginais são particularmente sensíveis, uma vez que a intensa "litoralização" da ocupação das zonas continentais tem sido responsável pela introdução de grandes volumes de efluentes domésticos e industriais e de escorrências com origem agrícola e pecuária. Assim, as áreas estuarinas, já de si sistemas extremamente complexos □ onde uma multiplicidade de factores intervém na alteração das condições naturais, de tal forma que as variações podem dar-se rapidamente, quer no espaço quer no tempo (ALVE, 1995) □, encontram-se actualmente muito fragilizadas.

A Ria de Aveiro é uma laguna situada na costa oeste de Portugal continental, comunicando com o mar (oceano Atlântico) através de uma abertura artificial na barreira arenosa. O desenvolvimento dos concelhos limítrofes da Ria impôs fortes pressões sobre esta massa de água, cujo resultado foi a deterioração da qualidade da água e dos sedimentos, de uma zona tradicionalmente vocacionada para a pesca, a exploração de sal, a aquicultura e o recreio. A industrialização do distrito de Aveiro é um fenómeno relativamente recente, com expressão a partir dos anos 50, e essencialmente concentrado nos concelhos de Aveiro, Estarreja, Ílhavo, Ovar, Águeda e, mais recentemente, em Oliveira do Bairro e Albergaria-a-Velha. Apesar da extensa troca de água com o mar (cerca de 60%), a Ria é contornada por uma faixa contaminada/poluída em que avultam a eutrofização e a contaminação/poluição orgânica e por produtos químicos industriais (BORREGO *et al.* 1990).

Foram colhidas amostras de sedimento superficial (1 cm de profundidade) em 4 perfis abrangendo zonas de sapal e de raso de maré, junto à ponte da Barra (1), na Gafanha da Vagueira (Canal de Mira) (2), na foz do rio Antuã (3) e no Bico do Chegado (Largo do Laranjo) (4). A observação à lupa binocular da fracção superior a 63 □m permitiu identificar diferentes morfologias aberrantes, em várias espécies □ *Ammonia beccarii*, *Haynesina germanica*, *Haplophragmoides sp.*, *Trochammina inflata*, *Elphidium williamsoni*, *Elphidium excavatum*, *Miliammina fusca*, *Reophax moniliformis*, etc. □ características de ambientes de sapal.

A percentagem de foraminíferos bênticos com deformidades (mortos e vivos) na fracção estudada é elevada, em média, de 22% nas estações 1 e 2, 36% na estação 3 e 25% na estação 4. Os tipos morfológicos de deformação das carapaças encontrados na área estudada são: 1. Distorção do

enrolamento, 2. Câmaras aberrantes (de dimensão maior ou menor do que o normal), 3. Atrofia das câmaras da última volta ou o inverso, 4. Câmaras gémeas, 5. Câmaras adicionais, 6. Protuberâncias; 7. Aberturas múltiplas, 8. Carapaças gémeas e 9. Assimetria lateral.

O quadro ambiental da Ria de Aveiro, com os problemas de contaminação/poluição que apresenta, associados à abundância (típica de ambientes estuarinos) e boa preservação das carapaças de foraminíferos nos sedimentos e à ocorrência comprovada de morfologias aberrantes, abre boas perspectivas à realização, nesta área, de um estudo mais aprofundado acerca da utilização dos foraminíferos para reconstituição de ambientes sub-recentes e das suas potencialidades como marcadores bioestratigráficos de impacto ambiental em zonas contaminadas/poluídas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVE E. (1995) - Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution: a review. *J. Foram. Res.*, **25** (3): 190-203.
- BORREGO C., PINHO P., COSTA F. & CARDOSO DA SILVA M. (1990) - The case study of Ria de Aveiro, Portugal. Draft Report, Gabinete da Ria de Aveiro, Aveiro, 61 pp.
- YANKO V., AHMAD M. & KAMINSKI M. (1998) - Morphological deformities of benthic foraminiferal tests in response to pollution by heavy metals: implications for pollution monitoring. *J. Foram. Res.*, **28** (3): 177-200.

ORIENTACIÓN DE VIDA EN AMMONITES CON ENROLLAMIENTO EXCÉNTRICO DEL JURÁSICO MEDIO

Okamoto, T.¹, Sandoval, J.² y Checa, A.²

1 Department of Earth Sciences, Ehime University, Matsuyama 790, Japón. Okamoto@sci.ehime-u.ac.jp.

2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentemueva s/n, 18071-Granada, España. Sandoval@goliat.ugr.es; acheca@goliat.ugr.es.

El enrollamiento excéntrico consiste en un marcado incremento del tamaño relativo del diámetro umbilical, mientras que el diámetro ventral permanece constante. Como consecuencia, la sección relativa de la espira se reduce y por tanto disminuye el volumen relativo. Este fenómeno es relativamente frecuente en diversos grupos de ammonoideos mesozoicos, siendo especialmente común en algunas formas del Jurásico medio (Otoitidae, Sphaeroceratidae, Morphoceratidae, Tullitidae, Oecoptychiidae, etc.). Con el objeto de estimar las propiedades geométricas e hidrostáticas de estos ammonites a lo largo de la ontogenia, se ha desarrollado y aplicado un nuevo modelo a algunos Morphoceratidae.

El modelo geométrico consiste en protoconcha y vueltas posteriores. La protoconcha se reproduce como un sólido de revolución de una semielipse cuyo radio ecuatorial aumenta exponencialmente con el ángulo de revolución. Las vueltas posteriores tienen secciones elípticas, parcialmente interpenetradas por la protoconcha o la vuelta anterior. La geometría de la concha queda determinada por el radio de la vuelta, la anchura y el radio umbilical, medidos en cada media vuelta de secciones axiales y ecuatoriales de ejemplares pertenecientes a *Dimorphinites dimorphus* y *Morphoceras macrescens*, procedentes de la Cordillera Bética. La protoconcha y vueltas se dividen en finas láminas por planos que contienen al eje de enrollamiento. El volumen y otras cantidades físicas han sido calculados por integración de las diversas láminas. En el modelo, el ammonite consiste en una parte de fragmocono rellena de aire, una parte corporal (cuerpo blando más líquido cameral) y concha. Las densidades supuestas son, respectivamente, 0.106, 1.067 y 2.62 g/cm³.

Para estimar la flotabilidad se requiere la longitud de la cámara de habitación. A partir de los datos disponibles (observaciones de ejemplares juveniles y adultos sobre *D. dimorphus*) la longitud de la cámara de habitación no varía significativamente durante el crecimiento (entre poco menos y algo más de una vuelta de espira). Ello supone un problema de flotabilidad, puesto que el volumen proporcional disminuye hacia estadios adultos. Bajo la hipótesis de que los ammonites tuvieron flotabilidad neutra, existen dos posibilidades (1) el espesor proporcional de la concha creció alométricamente o (2) la compensación de peso se produjo aumentando el volumen proporcional de líquido cameral. Puesto que no existen datos que apoyen la primera posibilidad, los cálculos se han realizado suponiendo que se produjo un llenado progresivo de las cámaras en dirección apical. Se ha supuesto un espesor de la concha igual al 5% del radio apertural, corriente en este tipo de cálculos.

Las orientaciones aperturales de *D. dimorphus* junto con algunas posiciones de vida teóricas se representan en la figura 1. Como se muestra, los cambios en el enrollamiento conllevan cambios en la orientación de la apertura. En general existe una correlación entre el aumento del diámetro umbilical relativo y el ángulo apertural del ammonite. En particular, la excentricidad umbilical propia de estadios adultos supone un cambio en el ángulo apertural de unos 25°, relativamente pequeño en comparación con un cambio tan drástico en la morfología de la concha. El descenso final se debe a la segregación de un peristoma reforzado.

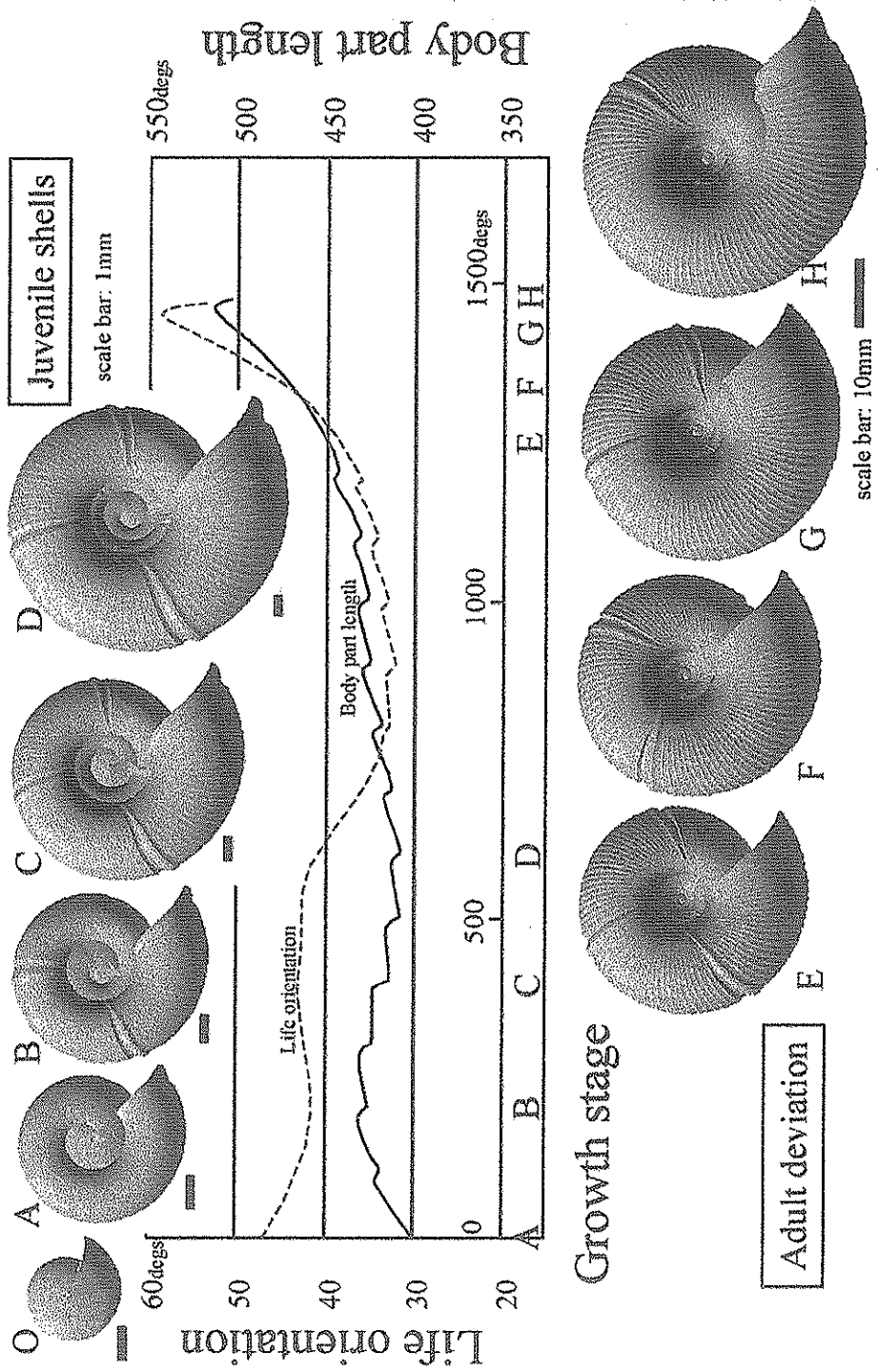


Fig. 1.- Cambios en la longitud de la parte corporal (cámara de habitación más parte del fragmacono rellana de líquido cameral) y orientación de vida teórica para *Dimorphinites dimorphus*.

O BAIXO MONDEGO COMO RECURSO EDUCATIVO NATURAL NO ENSINO DA PALEONTOLOGIA

Oliveira, J.¹ & Callapez, P.²

1 Colégio Rainha Santa Isabel, R. do Brasil, 41, 3030 Coimbra - oliveira@ci.uc.pt

2 Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal, callapez@ci.uc.pt

O inventário das espécies actuais não é mais que um catálogo provisório da vida, uma imagem parada do processo evolutivo. Para compreender a história da vida e da sua evolução são de fulcral importância os estudos de Paleontologia. Ao longo da história da Biosfera, muitas foram as espécies que tiveram uma existência efémera e condicionada a biótopos restritos. O seu reconhecimento biostratigráfico e paleoecológico em muito tem contribuído para tornar a Paleontologia uma ciência auxiliar/chave das geociências, particularmente da estratigrafia.

Portugal é, como afirmou recentemente M. ANTUNES (2000, p.55), "...país rico de fósseis desde tempos que antecedem o início da Era Paleozóica, há cerca de 600 milhões de anos". Esta abundância tem contribuído para um interesse geral e crescente pela Paleontologia, especialmente entre as populações mais jovens (escolares). A Orla Meso-Cenozóica Ocidental, com uma espessura máxima de sedimentos meso-cenozóicos acumulados capaz de atingir 5000 metros (SOARES & ROCHA, 1985), integra regiões morfológica e geologicamente diversificadas, nelas se destacando o *Baixo Mondego* (ALMEIDA *et al*, 1990). É nas suas unidades carbonatadas e gresosas de idade mesozóica (Triássico superior a Cretácico terminal) que jaz um espólio paleontológico constituinte de um recurso natural ideal na sensibilização e iniciação ao estudo da Paleontologia. Destacamos os macro-invertebrados, que pela sua dimensão, abundância e ampla distribuição estratigráfica, se tornam pedagogicamente mais relevantes (fig. 1).

As *tecnologias da informação e comunicação* (TIC) constituem riquíssimas fontes de informação, capazes de potenciar as capacidades dos alunos desenvolvendo aprendizagens duradouras e gratificantes (Freitas, 1997). Nesta acepção, está em curso um projecto conducente à elaboração de um recurso multimédia interactivo (CD-ROM) visando uma abordagem pedagógica geo-natural ao *Baixo Mondego*, no que toca ao seu universo paleontológico, em articulação com os conteúdos programáticos dos ensinos básico e secundário.

ALMEIDA, A.; SOARES, A.; CUNHA, L. & MARQUES, J. (1990) – Proémio ao estudo do *Baixo Mondego*. *Biblos*, vol. LXVI, Coimbra, pp. 17-47.

ANTUNES, M. (2000) – Paleontologia e Portugal, *Colóquio/Ciências*, 25, Lisboa, pp. 54-75.

CALLAPEZ, P. (1998) – Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano – Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal. *Dissertação Univ. de Coimbra*; Coimbra; 479 p.

CHOFFAT, P. (1886-1902) – Recueil d'études paléontologiques sur la faune Crétacique du Portugal, 171 pp., *Section des Travaux Géologiques du Portugal*, Lisbonne.

DUARTE, L. (1995) – O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogénica. *Dissertação Univ. de Coimbra*; Coimbra; 349 p.

FREITAS, C. (1997) – A integração das NTI no processo de ensino-aprendizagem. in *Tecnologias de Informação e Comunicação na Aprendizagem*, Lisboa, Instituto de Inovação Educacional.

HENRIQUES, M. (1992) – Biostratigrafia e Paleontologia (*Ammonoidea*) do Aaleniano em Portugal. (Sector setentrional da Bacia Lusitaniana). *Dissertação Univ. de Coimbra*; Coimbra; 301 p.

PALAIN, C. (1976) – Une série détritique terrigène. Les "grés de Silves". Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S., 25, 377 p.

SOARES, A. (1966) – Estudo das formações pós-jurássicas da região de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do *Rio Mondego*). *Memórias e Notícias*, 62, 343 pp.

SOARES, A. & ROCHA, R. (1985) - Profil d'un géologue. Motif pour une réflexion sur la sédimentation jurassique dans la bordure occidentale du Portugal, *Cah. Inst. Cathol. Lyon*, 14, pp. 255-263.

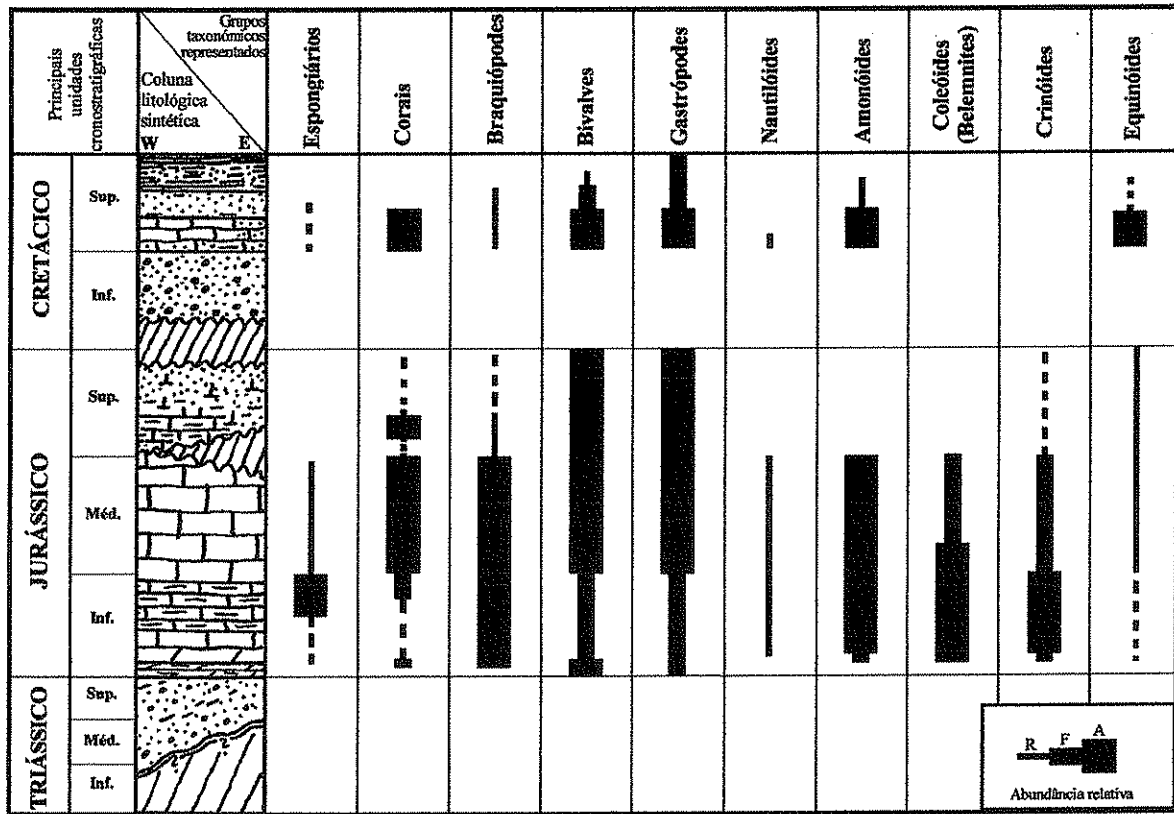


Fig. 1- Repartição estratigráfica e estimativa da abundância relativa dos principais grupos de macro-invertebrados fósseis, representados nas rochas sedimentares do Baixo Mondego.

R- raro; F- frequente; A- abundante. (Coluna litológica sintética adaptada de ALMEIDA *et al*, 1990)

DATOS PRELIMINARES SOBRE TAFOFACIES OXFORDIENSES EN LA ZONA PREBÉTICA (C. BÉTICA, S. ESPAÑA)

Olóriz, F., Reolid, M. y Rodríguez-Tovar, F.J.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18002 Granada, España. foloriz@goliat.ugr.es; mreolid@goliat.ugr.es; frjtovar@goliat.ugr.es

La Zona Prebética de la Cordillera Bética representa parte del sistema de plataforma epicontinental desarrollado en el margen Sur de Iberia durante el Mesozoico. El Prebético Interno y Externo (Fig. 1A) se corresponden, respectivamente, con los dominios paleogeográficos proximal y distal. Ritmitas margoso-calcáreas, calizas pseudonodulosas, margas y calizas espongiolíticas del Oxfordiense (Fig. 1B) evidencian el primer intervalo de sedimentación pelágica-hemipelágica, sobre la plataforma carbonatada precedente.

La mayoría de los trabajos realizados sobre el Oxfordiense prebético son de carácter regional (desde Behmel, 1970 a Acosta, 1989) y secundariamente bioestratigráfico-sistemático sobre ammonoideos (desde García-Hernández et al., 1979 a Olóriz et al., 1999). El trabajo realizado en 6 perfiles pertenecientes al Prebético Externo (Pozo Cañada, Fuente Álamo, Chinchilla de Montearagón y Riogazas-Chorro II) y Prebético Interno (Navalperal y Río Segura) constituye el primer avance de un estudio tafonómico que ha de integrarse en la interpretación ecoestratigráfica del Oxfordiense en la Zona Prebética.

El análisis tafonómico se ha realizado sobre un total aproximado de 8.250 ejemplares de macroinvertebrados fósiles: ammonoideos (66%), organismos bentónicos (26%), belemnoides y nautiloideos (8%). Los rasgos tafonómicos analizados han sido: a) modalidad de la conservación (relación molde/concha y tipo de relleno del molde); b) *corrasion* s. Brett & Baird (1986) como indicio de degradación debida a combinaciones variables de abrasión, bioerosión y disolución; c) fragmentación; d) desarticulación y desacoplamiento (disgregación anatómicamente controlada de componentes de moldes), e) tamaño, f) posición en el estrato y g) colonización (fundamentalmente por serpúlidos y foraminíferos encostrantes).

El análisis de la significación relativa de estos rasgos (Fig. 1C), y especialmente de sus combinaciones respecto a las litofacies, permite una tipificación preliminar de tres tafofacies mayores cuya relación con las litofacies es variable (Fig. 1B):

a) Tafofacies I, caracterizada por el tamaño promedio mayor de los ejemplares registrados (más del 50% mayores de 30mm), los valores más altos de *corrasion*, encostramiento, colonización y una alta proporción (70%) de ejemplares en posición pseudohorizontal.

b) Tafofacies II, caracterizada por una mayor proporción de ejemplares de pequeño tamaño (menos del 16% mayores de 30mm) y mayor variedad de la orientación azimutal, aunque siempre con predominio de la posición pseudohorizontal (55%) y con valores bajos de *corrasion*.

c) Tafofacies III, con predominio de ejemplares de pequeño tamaño, valores más altos de ejemplares pseudohorizontales (86%), los valores más altos de fragmentación y sin evidencias de *corrasion*.

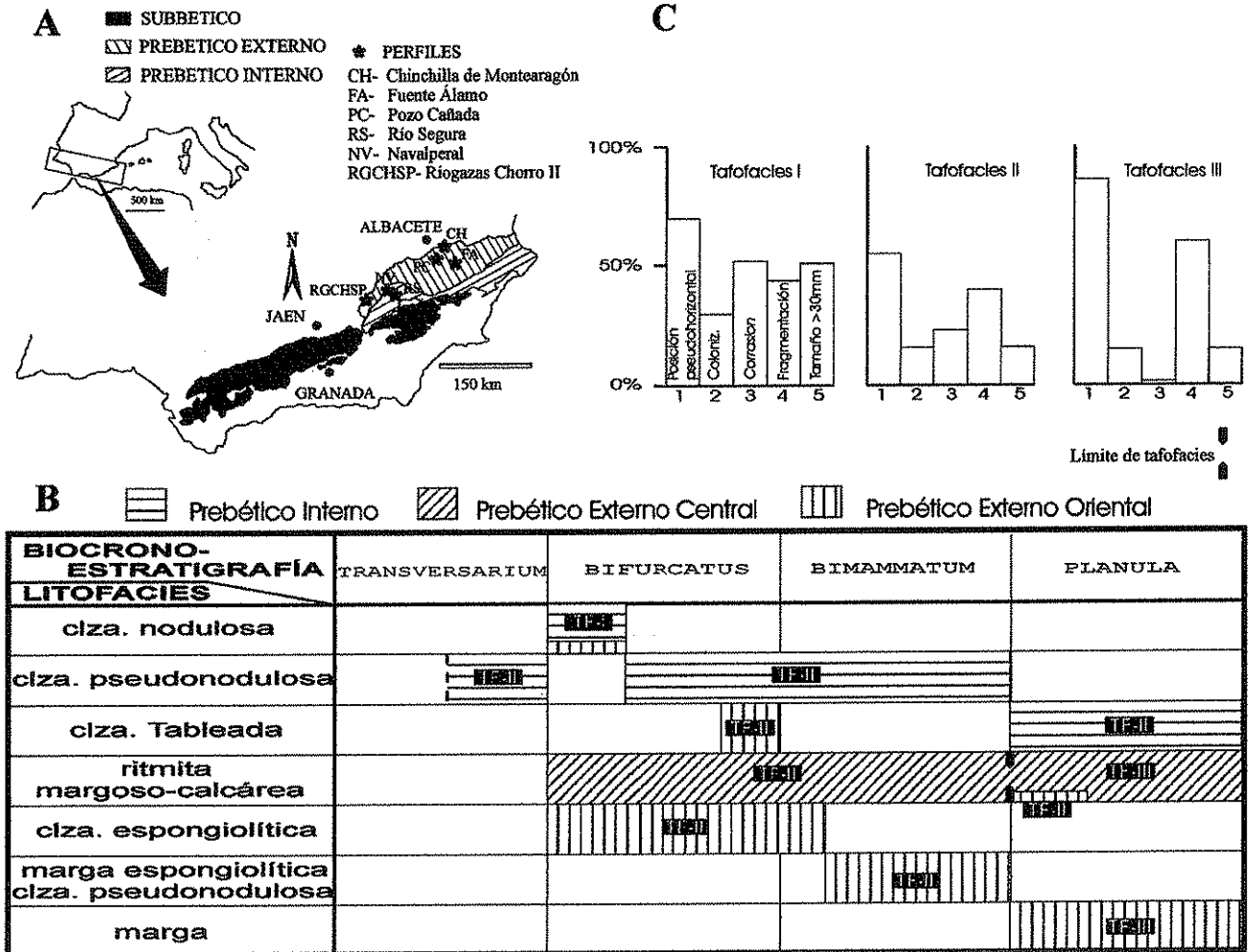


Fig. 1. A) Localización geográfica y geológica de los perfiles estudiados. B) Rango estratigráfico y paleogeográfico de litofacies con ubicación de tafofacies (TF). C) Distribución relativa de rasgos tafonómicos y tafofacies identificadas.

RELACIONES DE SIMILITUD, PALEOECOLOGÍA Y EXTINCIÓN DE LOS ABDERITIDAE (MARSUPIALIA, CAENOLESTOIDEA)

Ortiz Jaureguizar, E.

Museo Paleontológico "Egidio Feruglio". Fontana 140, 9100 Trelew, Argentina. E-mail: mef003@infovia.com.ar

Introducción

La familia Abderitidae Ameghino, 1889 está compuesta por ocho especies, reunidas en tres géneros (*Abderites*, *Pitheculites* y *Parabderites*) y dos subfamilias (Abderitinae, que incluye a los dos primeros géneros, y Parabderitinae, monotípica). Geográficamente, la familia está restringida al continente sudamericano, en tanto que cronológicamente se la ha registrado en el intervalo Oligoceno tardío-Mioceno tardío ("Edades-mamífero" Deseadense-Friasense en Patagonia y Laventense en el actual territorio de Colombia).

Una de las características más sobresalientes de los Abderitidae es la de presentar un patrón de dentición de tipo plagiulacoideo. Este tipo de dentición, típico de los multituberculados del suborden Plagiulacoidea, se caracteriza por la transformación de uno o más molariformes inferiores en "hojas" cortantes grandes, simples y comprimidas lateralmente, con un eje de corte aserrado. En el caso de los Abderitidae esta configuración se manifiesta en los p3-m1 de los Parabderitinae (aunque en *Parabderites minusculus* el borde cortante no es aserrado) y en el m1 en los Abderitinae. Molariformes de tipo plagiulacoideo se encuentran asimismo en otros multituberculados (Ptilodontoidea) y marsupiales (Polydolopidae, Phalangeridae y Burramidae), así como en algunos primates plesiadapiformes (Carpolestidae y Saxonellidae). Molariformes similares, aunque carentes de borde aserrado, se encuentran en otros marsupiales (Palaeothentidae y Petauridae) y plesiadapiformes (Plesiadapidae).

Los objetivos del presente estudio son: 1) establecer las relaciones de similitud entre las especies de esta familia; y 2) analizar las características paleoecológicas e inferir las probables causas de extinción de los Abderitidae y de los restantes marsupiales sudamericanos similarmente adaptados (*i. e.*, Polydolopidae y Palaeothentidae).

Material y método

Se consideraron como unidades taxonómicas operativas (OTUs) las ocho especies de la familia más dos ejemplares referidos en la literatura como *Parabderites* sp., con lo cual se contó finalmente con nueve OTUs. Para cada una se relevaron dieciseis caracteres mandibulares y dentarios, de los cuales once fueron cualitativos y cinco cuantitativos.

Para determinar las relaciones de similitud interespecíficas se han empleado técnicas de análisis multivariado (fenogramas, análisis de componentes principales y un árbol valuado mínimo). Para ello se utilizó el sistema de programas NTSYS PC, versión 2.0

Por último, con la finalidad de analizar las características paleoecológicas y las probables causas de extinción de los marsupiales plagiulacoideos de América del Sur, se consideraron los siguientes aspectos: riqueza específica, abundancia relativa, dieta, hábitos; y tamaño corporal

Resultados y conclusiones

Los resultados del análisis multivariado corroboran los agrupamientos supraespecíficos vigentes. Asimismo, muestran que: 1) *Abderites meridionalis* está más relacionada con *A. pristinus* que con *A. crispus*; 2) *A. crispus* es la especie de *Abderites* más estrechamente relacionada con *Pitheculithes*; y 3) los especímenes determinados como *Parabderites* sp. están más estrechamente vinculados con *P. bicrispatus* que con *P. minusculus*.

A partir de las evidencias paleoecológicas disponibles se infiere que los tres grupos de marsupiales de tipo plesiadapiforme registrados en América del Sur (*i.e.*, Polydolopidae, Palaeothentidae y Abderitidae) tuvieron requerimientos ecológicos similares. La no coexistencia de los Polydolopidae con los Palaeothentidae y Abderitidae descarta cualquier tipo de desplazamiento

competitivo, sugiriendo en cambio que estos dos últimos grupos reemplazaron oportunísticamente a los primeros.

Finalmente, se concluye que la extinción post-Friasense de los Palaeothentidae y Abderitidae estuvo fundamentalmente dirigida por causales físicas más que biológicas, asociadas con la desertización de la Patagonia debido a la elevación de los Andes. Esto marca una notable diferencia con las aparentes causas de la declinación y la subsecuente extinción de los similarmente adaptados multituberculados y primates plesiadapiformes en América del Norte, asociadas con el arribo y la diversificación de los roedores.

ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)

Orue-Etxebarria, X.¹, Bernaola, G.¹, Pujalte, V.¹, Monechi, S.², Baceta, J.I.³, Angori, E.², Payros, A.¹, Apellaniz, E.¹ y Caballero, F.¹

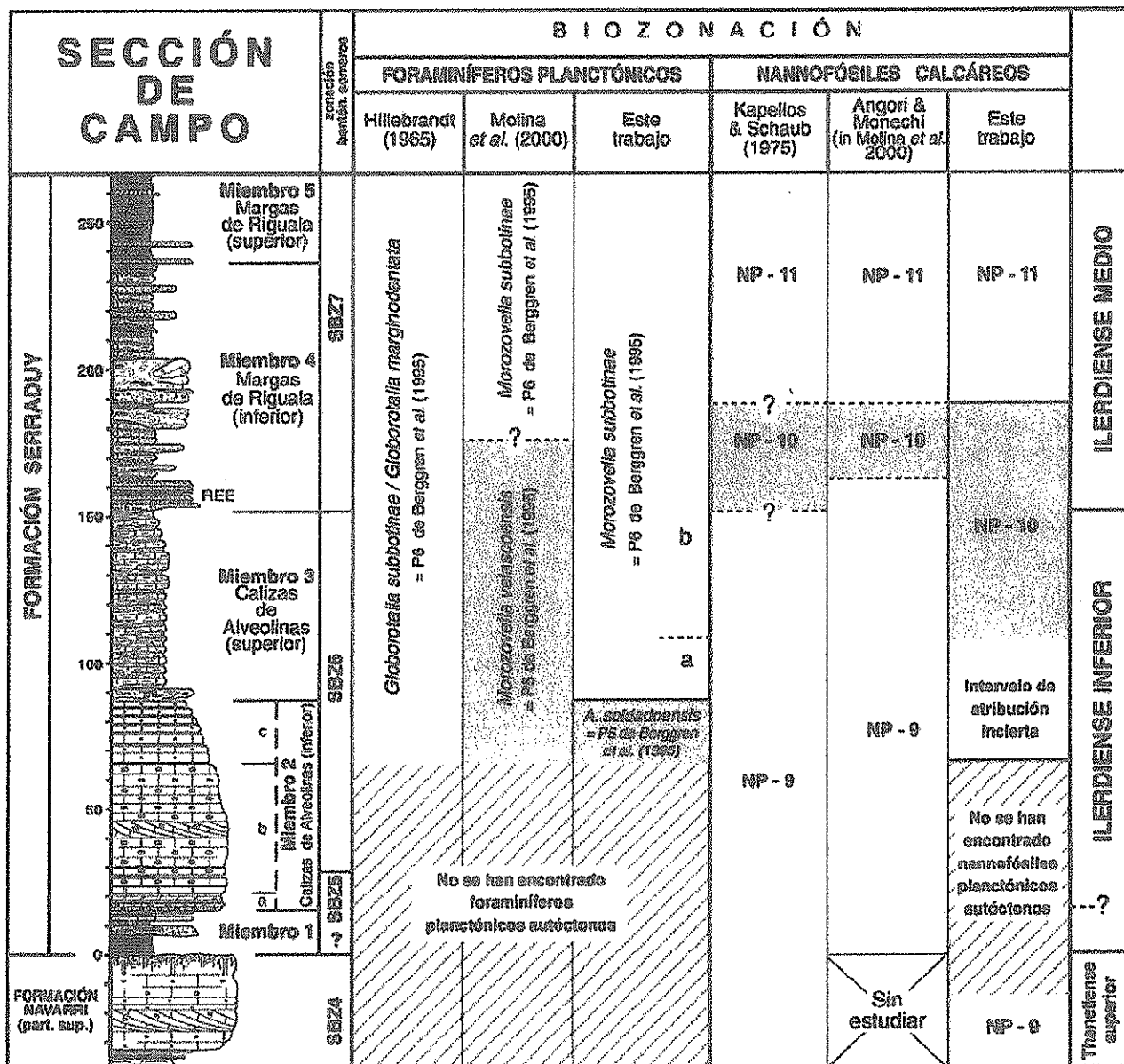
- 1 Dto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Aptdo.644. E-48080, Bilbao.
- 2 Dipartimento di Scienze della Terra, Via La Póira 4, I-50121 Florencia, Italia.
- 3 Dto. de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, La Rábida, E-21819, Huelva.

El Ilerdiense inferior es probablemente más joven de lo que hasta la fecha ha venido siendo aceptado. Así, en la sección de Campo, la mayoría de los autores previos han venido situando el Ilerdiense inferior dentro de la zona de foraminíferos planctónicos P5, y dentro de la zona de nannofósiles calcáreos NP9. Sin embargo, los resultados de un nuevo estudio del plancton calcáreo sugieren que el límite de las zonas P5/P6 se encuentra en la parte media del Ilerdiense inferior, mientras la base de la zona NP10 se sitúa al menos 45 metros por debajo del límite Ilerdiense inferior/medio (Fig. 1).

Nuestra zonación de foraminíferos planctónicos, basada en el estudio de 47 muestras recogidas en la Formación Serraduy, es similar a la avanzada por Hillebrandt (1965), pero difiere en varios puntos importantes con la propugnada por autores posteriores, por ejemplo Molina et al. (2000).

Los foraminíferos planctónicos más antiguos se encuentran en muestras recogidas en intercalaciones margosas del Miembro 2c de la Formación Serraduy y proporcionan información fundamental para datar la sucesión. La mayoría de estas muestras contienen *Morozovella occlusa* (Loeblich y Tappan), dato que permite ubicarlas en la parte alta de la Biozona de *Acarinina soldadoensis* de Orue-Etxebarria et al. (1996), y por lo tanto, en la parte superior de la Zona P5 de Berggren et al. (1995). El resto de la sección estudiada (Miembros 3, 4 y 5 de la Formación Serraduy) pertenece claramente a la Biozona de *M. subbotinae* (P6). El límite entre las subzonas P6a y P6b se ha colocado hacia el metro 107, donde se ha observado la primera aparición de *M. lensiformis* (Subbotina).

Los resultados de nannofósiles calcáreos son menos concluyentes, ya que este grupo no es ni abundante ni está bien conservado. Aún así respaldan la zonación de foraminíferos planctónicos. En efecto, la primera aparición de *Rhombaster bramlettei* (sensu Bybell & Self-Trail), marcador de la base de la zona Np10, ha sido ahora observada en muestras situadas 45 metros por debajo del techo del Ilerdiense inferior (Fig. 1). Aún así, es posible que la base de la Zona NP10 pudiera estar situada en unos horizontes incluso más antiguos, ya que las muestras son muy pobres y *R. bramlettei* es extremadamente raro a lo largo de toda la serie. Es importante señalar además que las muestras de la parte superior de la Formación Navarri, así como las de los Miembros 1, 2a y 2b de la Formación Serraduy bien carecen de nannofósiles autóctonos o éstos no están suficientemente bien conservados como para permitir una asignación de edad correcta. Por último, muestras recogidas 35 metros por debajo de la base del Ilerdiense incluyen entre otras especies a *Discoaster multiradiatus* y *Scapholithus apertus*, por lo que sin duda pertenecen a la Biozona NP 9.



Referencias:

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.P. 1995. En: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J. (eds). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 54, 129-212.
 Hillebrandt, A. von 1965. *Bayr. Akad. Wiss., Math-Natur. Kl., Abh., NF*, 123, 1-62.
 Molina, E., Angori, E., Arenillas, I., Monchi, S., Schmitz, B. 2000. *GFF*, 122, 106-107
 Orue-Etxebarria, X. y otros 15. 1996. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 201(2), 179-242.

Agradecimientos: Agradecemos a la Universidad del País Vasco la concesión de una Subvención General a Grupos de Investigación (Código UPV 121.310-G12/99). Este trabajo representa una contribución al Proyecto UPV 121.310-EB191/98.

UN CASO DE FOSILIZACIÓN EXCEPCIONAL: INVERTEBRADOS CONSERVADOS EN VULCANITAS DEL CARBONÍFERO INFERIOR DE BADAJOZ (ESPAÑA)

Palacios, T.¹, Gámez Vintaned, J. A.¹ y Eguiluz, L.²

1 Área de Paleontología. Universidad de Extremadura. E-06071 Badajoz.

2 Depto. de Geodinámica. Universidad del País Vasco. Apto. 644. E-48080 Bilbao.

El Carbonífero Inferior está escasamente representado en la provincia de Badajoz. Sus principales afloramientos, actualmente inconexos, se encuentran en contacto tectónico con materiales del Precámbrico y Cámbrico, y con toda probabilidad pertenecen a una misma cuenca. Una de las áreas mejor conocidas es la de Los Santos de Maimona, que forma la parte central de una amplia cuenca que incluye, al menos, los sectores de Bienvenida y Valverde de Leganés. Entre los aspectos más significativos podemos citar la abundancia de episodios volcánicos y su gran riqueza fosilífera.

El vulcanismo es complejo y muy similar al de las cuencas de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, Matachel, etc., situadas al Norte de la falla de Azuaga. El magmatismo carbonífero es muy complejo e incluye rocas volcánicas y plutónicas tanto ácidas como básicas.

En el área de Los Santos de Maimona se encuentran las sucesiones más completas del Carbonífero Inferior de Badajoz. Aunque los estudios realizados en el área discrepan ligeramente en cuanto a la sucesión estratigráfica general y el modelo evolutivo de la cuenca, sí coinciden en interpretar la sucesión como fundamentalmente marina. En este trabajo nos limitaremos a describir exclusivamente lo que consideramos un tipo de conservación excepcional de fósiles de invertebrados en rocas volcánicas.

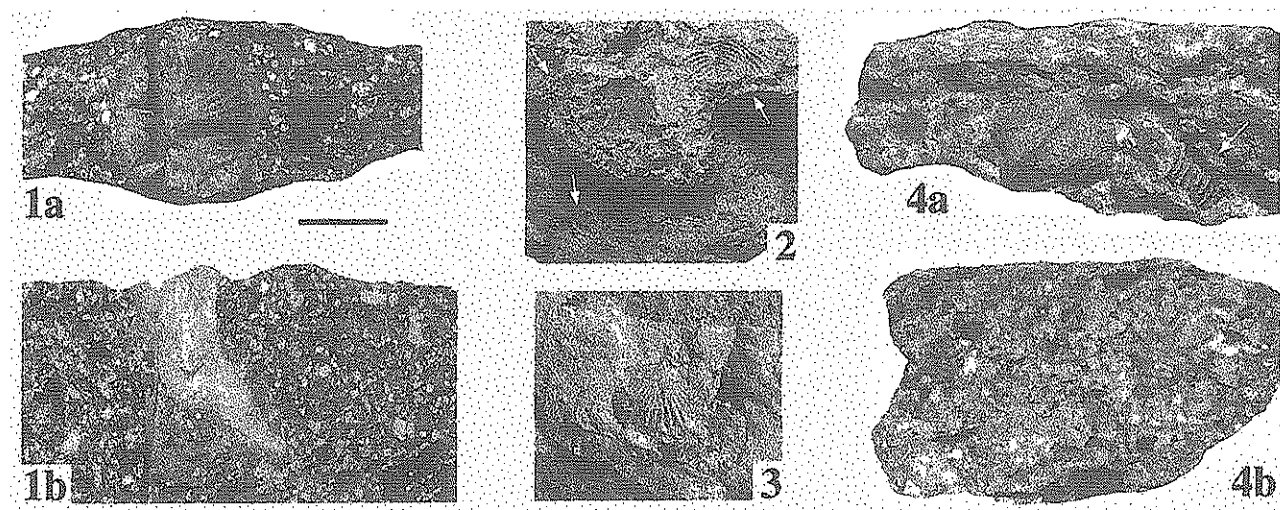
El presente trabajo se ha realizado en la sección de la riera del Robledillo paralela a la carretera BA-902. La sucesión estratigráfica comienza con alternancias de areniscas grauváquicas y lutitas, con delgados niveles de carbonatos generalmente deslizados. Los niveles lutíticos contienen una gran diversidad de acritarcos de posible edad Devónico Superior (Valenzuela *et al.*, 1990). Gradualmente se pasa a una alternancia de areniscas, lutitas y niveles piroclásticos con abundantes restos vegetales que cuando están asociados a niveles volcánicos se suelen encontrar silicificados. Son abundantes los géneros *Lepidodendron* y *Stigmaria*.

A continuación se sitúa la sucesión vulcanosedimentaria objeto de este estudio, que incluye niveles piroclásticos, coladas de rocas dacíticas y andesíticas, brechas volcánicas (con abundantes clastos de riolitas y pórfidos), lutitas y calizas. Los niveles volcánicos inferiores corresponden a coladas microcristalinas ácidas de potencia métrica y colores grisáceos, que dan paso a un tramo constituido por lutitas y calizas bioconstruidas que presentan una gran riqueza fosilífera (Unidad 1 de Rodríguez *et al.*, 1992). En la parte superior se produce un incremento del vulcanismo que se manifiesta en primer lugar por delgadas coladas de lavas submarinas de tipo intermedio. Estas lavas englobaron a su paso una gran variedad de invertebrados (braquiópodos articulados, crinoideos, corales rugosos solitarios y coloniales, trilobites, briozoos, corales tabulados y gasterópodos), que han quedado excepcionalmente preservados en ellas. Culminando este conjunto vulcanosedimentario se encuentran paquetes métricos de coladas andesíticas, en las que se distingue un entramado de cristales submilimétricos de plagioclasa en una matriz de color verdoso que engloba restos de las pizarras encajantes junto con abundantes fósiles de corales y crinoideos, y, de forma más minoritaria, braquiópodos.

Los tramos que siguen en la sucesión, y que no son objeto de este trabajo, están constituidos por una potente serie carbonatada que culmina con un último tramo de naturaleza lutítica (Unidades 3,4 y 5 de Rodríguez *et al.*, 1992).

Referencias.

- RODRÍGUEZ, S., FALCES, S., ARRIBAS, M. E., DE LA PEÑA, J. A., COMAS-RENGIFO, M. J. y MORENO-EIRIS, E. 1992. Análisis paleontológico y sedimentológico de la cuenca carbonífera de los Santos de Maimona (Badajoz). Descripción litoestratigráfica y aspectos sedimentológicos de las unidades. *Coloquios de Paleontología*, 44, 49-89.
- VALENZUELA, J. M. G. y PALACIOS, T. 1990. Acrítarcos de la cuenca carbonífera de los Santos de Maimona (Badajoz, España): implicaciones paleoecológicas y bioestratigráficas. In: BLANCA, G., DÍAZ DE LA GUARDIA, C., FERNÁNDEZ, M. C., GARRIDO, M., RODRÍGUEZ-GARCÍA, M. I. y ROMERO GARCÍA, A. T. (eds.) *Polen, Esporas y sus Aplicaciones. VII Simposio de Palinología*. (A.P.L.E., Granada, septiembre 1988), 429-436.



Invertebrados fósiles conservados en vulcanitas. (Barra de escala=1 cm, para todas las figuras.) 1: Andesita porfídica con fósil corporal de coral rugoso solitario (a: sección transversal; b: vista lateral). 2: moldes externos de dos pigidios y un fragmento de cranidio de trilobites. 3: molde interno de braquiópodo articulado. 4: Vulcanita con fósiles (a: moldes internos de un braquiópodo articulado y varios artejos de crinoideos [flecha]; b: aspecto de la textura de la roca).

NUEVAS APORTACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y LA PALEOBOTÁNICA DEL BARRANCO DE ALTO BALLESTER, RUBIELOS DE MORA, TERUEL

Rubio, C.¹, Ferrer, J.¹, Roiron, P.², Liñán, E.¹ y Díez J.B.^{3,4}

- 1 Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. e-mail: 330540@docto.unizar.es
- 2 Upresa 5059, Institut de botanique, 163, rue A. - Broussonet, 34090 Montpellier, France.
- 3 Dept. de Geociencias. Universidade de Évora, Apartado 94, 7000-554 Évora. Portugal.
- 4 Centro de Estudos Geológicos. Universidade Nova de Lisboa. Portugal.

Situación Geográfica y Geológica.

La Localidad de Rubielos de Mora se sitúa en la provincia de Teruel, próxima al límite regional con la Comunidad Valenciana y dista 50 km de la Capital de la provincia. Geológicamente se emplaza en el borde Sudeste, sector oriental del Sistema Ibérico, en el piedemonte de la Sierra de Gúdar, más concretamente en una depresión miocena de dirección ENE-OSO, englobada en materiales cretácicos muy tectonizados (Simón, 1984). Esta Cuenca tiene unas dimensiones de 12 km de longitud por 3 de anchura, presentando una estructura interna sinclinal en la que el flanco sur se presenta más verticalizado (Guimerà, 1990).

Estratigrafía.

En esta comunicación se presenta el estudio realizado en el borde Este de la Cuenca, más concretamente en el barranco del Alto Ballester. Se ha elaborado una columna sintética producto de la correlación litoestratigráfica de los diferentes perfiles estudiados. El trabajo se ha realizado por entero en la base de la Unidad Superior descrita por Anadón *et al.*, 1988 y en la que se han definido cuatro subunidades:

- Subunidad A: 2,5 metros de conglomerados ocreos masivos y areniscas beigeas. El registro fósil está representado por Planórbidos y restos vegetales.
- Subunidad B: 16 metros de lutitas grises y beigeas laminadas. El registro fósil está representado por anfibios, bivalvos, restos vegetales, insectos y ostrácodos.
- Subunidad C: 8 metros de alternancia de lutitas grises laminadas y calizas beigeas tableadas, formando estratos tabulares de 25 cm. El registro fósil está representado por restos vegetales, bivalvos y ostrácodos.
- Subunidad D: en torno a 6 metros de lutitas grises laminas con restos vegetales, gaterópodos, ostrácodos y dientes de peces malacófagos.

Macrorrestos paleobotánicos.

Durante el muestreo se obtubieron numerosas muestras de las que se han identificado: *Glyptrostobus europaeus*, *Taxodium dubium*, *Pinus* sp., *Calocedrus* sp. aff. *C. decurrens*, Cf. *Daphnogene*, *Ulmus* cf. *campestris*, *Zelkova zelkovifolia*, *Comptonia oeningensis*, *Myrica lignitum*, *Betula insignis*, *Alnus julianaeformis*, *Sorbus* cf. *aucuparia*, *Carya minor*, *Populus* cf. *tremula*, *Lomatites aquensis*, Cf. *Quercus rhenana*, *Acer* sp. aff. *A. heldreichii*, *Acer tricuspdatum*, *Acer* sp. y Cf. *Potamogeton* sp.

La paleoflora identificada es propia de un clima cálido a templado cálido y húmedo. Predominan las plantas de bosque mesófilo, aunque también se encuentran representadas otras de bosque de montaña más seco y fresco. Hay también plantas higrófilas, que crecían en el mismo lago (Roiron, 1999, Rubio, 2000).

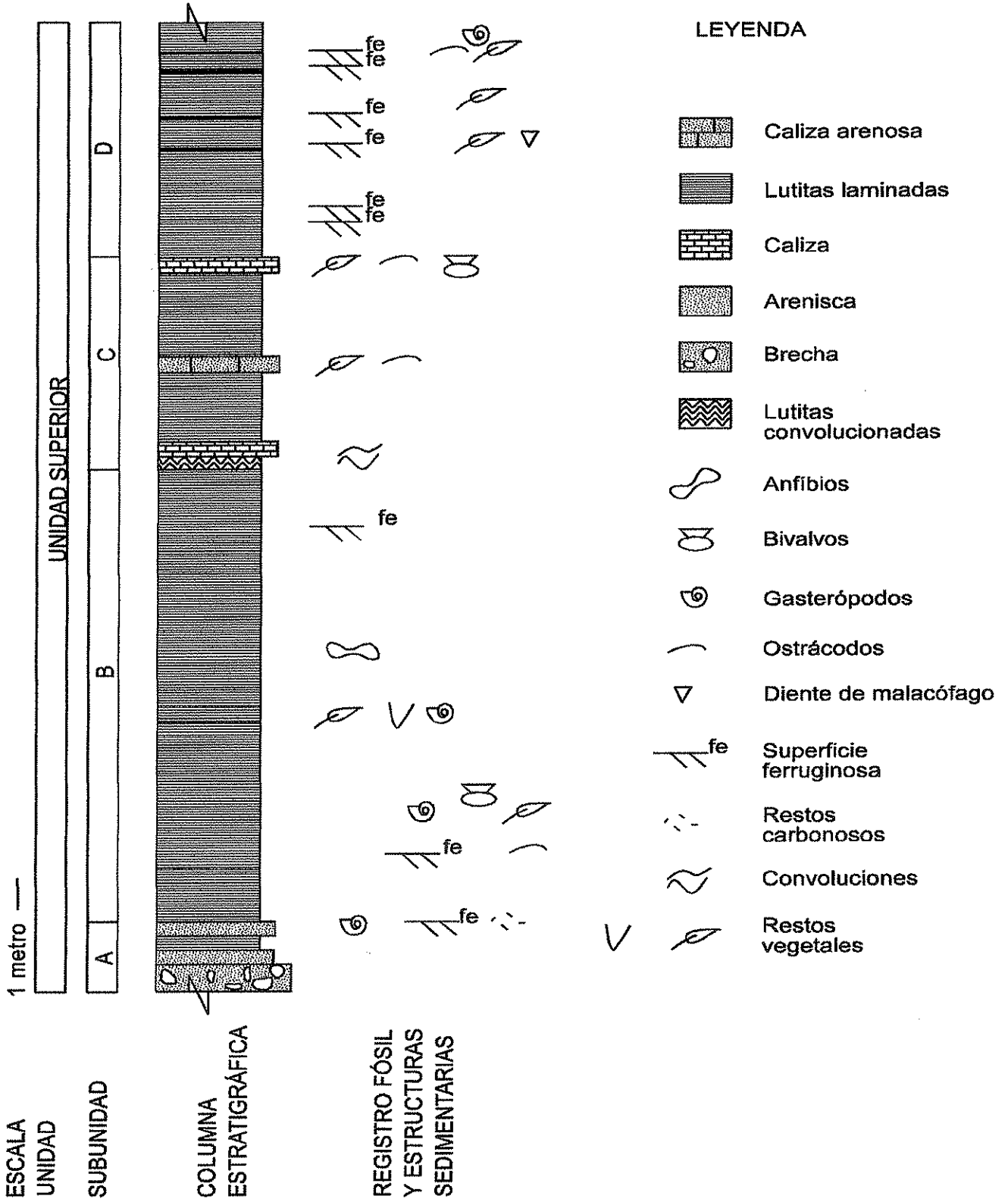
Bibliografía.

- Anadón, P., Cabrera, L. and Julià, R. 1988b. Anoxic-oxic cyclical lacustrine sedimentation in the Miocene Rubielos de Mora Basin, Spain. In: *Lacustrine Petroleum Source Rocks*. (Eds. A. J. Fleet, K. Kelts & M. R. Talbot). Geological Society London Special Publication, 40, 353-367.
- Guimerà, J. 1990. Formación de una cubeta sinclinal en un contexto extensivo: la cuenca miocena de Rubielos de Mora (Teruel). *Geogaceta*, 8, 33-35.

Roiron, P., Ferrer, J., Liñán, E., Rubio, C., Díez, J. B., Popescu, S. y Suc, J. P. (1999). Les flores du bassin lacustre de Rubielos de Mora. Nouvelles données sur les conditions climatiques au Miocène Inférieur dans la région de Teruel (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Sciences de la terre et des planètes/ Earth & Planetary Sciences* 1999. 329, 897-904.

Rubio, C. 2000. Geología y paleobotánica del Mioceno lacustre del sector Este de la localidad turolense de Rubielos de Mora, (Barranco de Alto Ballester). Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza.

Simón, J. L. 1984. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. *Instituto de Estudios Turolenses de la Excelentísima Diputación de Teruel*, Teruel, 1-269.



BIVALVES DO MIOCÉNICO SUPERIOR DE CACELA (SE PORTUGAL): SIGNIFICADO TAFONÓMICO E PALEOAMBIENTAL

Santos, A. & Boski, T.

CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Unidade de Ciências e Tecnologias dos Recursos Aquáticos, Campus de Gambelas, 8000 Faro, Portugal.

RESUMO

O conhecimento e estudo da jazida fossilífera da Ribeira de Cacela remonta aos meados do século passado com trabalhos pioneiros, como os de Pereira da Costa (1866-67) e Cotter (1879). Nestes estudos os principais afloramentos fossilíferos da jazida são localizados e descritos, de forma relativamente pormenorizada.

Desde então, e até ao presente, numerosos trabalhos que abarcam temas como a Paleontologia, Estratigrafia e Património Paleontológico Foram realizados. De realçar os efectuados por Dollfus *et al.* (1903-1904), Bourcart & Zbyszewski (1940), Chavan (1940), Ferreira (1951), Freneix (1957), Brébion (1957), Antunes *et al.* (1981), Pais (1982), Antunes & Pais (1992), Cachão & Silva (1992), Cachão (1995), Gonzalez Delgado *et al.* (1995), Cachão *et al.* (1998), Santos & Boski (1998), Santos *et al.* (1998 a, b) e Santos (2000), entre outros.

De facto, apesar da quantidade de trabalhos existentes sobre a jazida de Cacela, escasseiam trabalhos de descrição, figuração e classificação da principal fauna fóssil aí existente, nomeadamente bivalves e gastrópodes. Com o objectivo de preencher a lacuna existente sobre esta temática o estudo sistemático dos bivalves marinhos da jazida de Cacela foi retomado por Santos (2000). Neste contexto, são apresentados alguns dados gerais do afloramento, as condições tafonómicas do nível pertencente ao Membro inferior da Formação de Cacela, denominado por “Conglomerados e areolas fossilíferas da Ribeira de Cacela” (Cachão *et al.* 1998), bem como, o estabelecimento das condições paleoambientais então vigentes no local.

A jazida fossilífera de Cacela encontra-se inserida na área abrangida pelo Parque Natural da Ria Formosa, no extremo SE de Portugal. Do ponto de vista geológico a jazida da ribeira de Cacela faz parte da unidade morfoestrutural meso-cenozóica, e inclui-se na denominada Formação de Cacela (Ribeiro *et al.* 1979).

Dados de nanofósseis calcários obtidos por Cachão (1995), a partir do membro inferior da Formação de Cacela, permitem localizar biostratigraficamente este conjunto de sedimentos na base da biozona NN11 de Martini (1971 *in* Cachão 1995c) à qual corresponde a subzona CN9a de Okada & Bukry (1980 *in* Cachão 1995c), *circa* 8,2 a 7,5 Ma de Cande & Kent (1992 *in* Cachão 1995c). De acordo ainda com Cachão (*in op. cit.*), e de um ponto de vista biocronológico, a deposição do membro inferior da Formação de Cacela terá ocorrido entre 8,2 Ma (FAD's de *Discoaster berggrennii* e de *D. quinqueramus*) e 7,5 Ma (LAD de *Minylita convalis*), o qual se posiciona na parte superior do Tortonian.

A fauna de bivalves marinhos da jazida de Cacela apresenta grande abundância, quer em número de espécies quer em número de indivíduos. Do estudo realizado a partir dos exemplares de bivalves recolhidos foi possível identificar um total de 85 espécies e subespécies, duas das quais identificadas com sinais de nomenclatura aberta (Santos, 2000). Estas espécies distribuem-se por 29 famílias e 61 géneros. Das 85 espécies identificadas 36 são primeira referência para a jazida de Cacela.

No que diz respeito à análise tafonómica, esta permitiu determinar as características sedimentológicas do substrato em que a paleocomunidade da camada em análise viveu, bem como caracterizar o tipo de oritocenose nela presente.

Assim, relativamente à matriz sedimentar esta é composta por areia de grão fino, pouco consolidada, mal calibrada (1.82) e com uma assimetria negativa (-0.10). O teor em Carbonato de cálcio apresenta um valor de 13.9%, e a matéria orgânica um valor de 1.07% (Santos, 2000).

No que diz respeito ao tipo de oritocenose presente, esta evidencia um carácter homogéneo, com características subautóctones. No entanto, a ausência de orientação *post-mortem* das conchas no substrato e selecção de tamanho dos exemplares, a preservação de estruturas de ornamentação delicada, o vestígio de padrões de coloração originais, bem como a preservação de restos de ligamentos calcificados, a presença de exemplares com as valvas articuladas, fechadas e em posição de vida, para além de um baixo grau de acção biológica nas valvas levam a supor que o conjunto da fauna fóssil teve um tempo de exposição reduzido e transporte pouco significativo, seguido de um enterramento relativamente rápido.

Assim, a interpretação de todas as características acima expostas revela condições estáveis durante a deposição dos organismos mortos, muito embora sujeitos a eventos ocasionais e episódicos que causaram a sua fraca remobilização, tais como eventuais tempestades (Santos, 2000).

No que diz respeito à abordagem paleoambiental da sequência fossilífera em análise da jazida de Cacela, a paleocomunidade aí existente terá vivido num ambiente de baixa profundidade, com valores estimados entre 20 e 30 metros (tendo em consideração o carácter infralitoral das associações da malacofauna de bivalves, bem como as características sedimentológicas do substrato), salinidade marinha normal, hidrodinamismo de energia baixa a moderada, perturbado apenas pela ocorrência casual de pequenas tempestades, temperaturas das águas mais elevadas às que actualmente se observam para as latitudes em que se encontra a área, com regime térmico tropical ou subtropical (Santos, 2000).

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pelo Programa PRAXIS XXI através de uma bolsa de mestrado atribuída a A. Santos (Ref. Praxis/Bm/12514/97). Os autores agradecem à Dr^a. Barbara Studencka (Museu da Terra, Varsóvia) pela orientação e auxílio no trabalho de identificação dos bivalves, bem como ao Parque Natural da Ria Formosa pela colaboração sempre demonstrada. Ao Dr. Vítor Guerreiro pela ajuda nos trabalhos de campo.

BIBLIOGRAFIA

- Antunes, M.T., Bizon, G., Nascimento, A. et Pais, J. 1981. Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), et l'évolution géologique regional. *Ciências da Terra (U.N.L.)*, Lisboa, 6, 153-168.
- Antunes, M.T. and Pais, J. 1992. The Neogene and Quaternary of Algarve. In *Atlantic General Events During Neogene, I Cong. RCANS, Ciências da Terra (U.N.L.)*, nº esp. 2, 57-66.
- Bourcart, J. et Zbyszewski, G. 1949. La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 11, 3-60.
- Brébion, Ph. 1957. Le *Mitra fusiformis* des couches tortoniennes de Cacela est une espèce nouvelle: *Mitra pereirai* n. sp.. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 38 (1), 241-242.
- Cachão, M. & Silva, C.M. 1992. Neogene palaeogeographic evolution of Algarve Basin (Southern Portugal): a two step model. Preliminary data. *Gaia*, 4, 39-42.
- Cachão, M. 1995. *Utilização de Nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática do Coccolithus pelagicus*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 356 pp, (inédito).
- Chavan, A. 1940. Les fossiles du Miocène supérieur de Cacela. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 21, 61-106.
- Cotter, J.C.B. 1879. Fósseis das bacias Terciárias marinhas do Tejo, do Sado e do Algarve. *Jorn. Sc. Math. Phys. Naturaes*, Lisboa, 7(26), 112-122.
- Dollfus, G.F., Cotter, J.C. & Gomes, J.P. 1903-04. Mollusques Tertiaires du Portugal. Planches de Cephalopodes, Gastéropodes et Pélécytopodes laissés par F. A. Pereira da Costa. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 34, 46 pp.
- Ferreira, O.V. 1951. Os Pectinídeos do Miocénico do Algarve. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 32(1), 153-173.
- Freneix, S. 1957. Lamellibranches nouveaux du Miocène du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 38(1), 227-239.
- Gonzales Delgado, J., Andres, I. & Sierro, J. 1995. Late Neogene molluscan faunas from the Northeast Atlantic (Portugal, Spain, Marocco). *Geobios*, 28(4), 459-471.
- Pereira da Costa. 1866-67. Molluscos fósseis, Gasteropodes dos depósitos terciários de Portugal. Mem. Comis. Geol. Portugal, Lisboa, 4, 1º caderno: 1-116, est. I-XV, (1866); 2º caderno: 117-252, est. XVI-XXVIII, (1867).
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M., Rocha, R., Soares, A., Zbyszewski, G., Almeida, F., Carvalho, D. & Monteiro, J. 1979. Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 114 pp.
- Santos, A. & Boski, T. 1998 - Estudo paleoecológico da ribeira de Cacela (Miocénico superior) (Algarve): uma abordagem preliminar. V Congresso Nacional de Geologia, *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 84(1): a157-a160 pp.
- Santos, A.; Boski, T.; M.; Silva, C. M. da; Cachão, M.; Moura, D. & Fonseca, L. C. 1998a - Cacela's paleontological heritage in the Ria Formosa Natural Park (Algarve, Portugal). *XIV Jornadas de Paleontologia*, Tenerife, 157-160 pp.
- Santos, A.; Boski, T.; Cachão, M.; Silva, C. M. da; Moura, D. & Fonseca, L. C. 1998b - Jazida fossilífera de Cacela (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve): um exemplo de património paleontológico a salvaguardar. V Congresso Nacional de Geologia, *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 84(2): g26-g29 pp.
- Santos, A. 2000. *Bivalves Marinhos do Miocénico superior (Tortoniano superior) de Cacela (Algarve, Portugal)*. Tese de Mestrado, Universidade do Algarve, Faro, 197 pp., (inédito).
- Zbyszewski, G. & Almeida, F.M. 1950. Os peixes miocénicos portugueses. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 31, 309-412.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS ÚLTIMOS HALLAZGOS DE CONOS REPRODUCTORES DE CONÍFERAS DEL CRETÁCICO INFERIOR (ALBIENSE) EN LA LOCALIDAD DE UTRILLAS (TERUEL, ESPAÑA)

Sender, L.M.¹, Ferrer, J.¹ y Díez, J.B.^{2,3}

- 1 Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. e-mail: joferrer@posta.unizar.es
- 2 Departamento de Geociências. Universidade de Évora. Ap.94, 7000-916 Évora, Portugal.
- 3 Centro de Estudos Geológicos. Universidade Nova de Lisboa. Portugal.

Introducción.

Los hallazgos de restos de Pinales son relativamente abundantes en las facies carbonosas del Cretácico inferior español. Sin embargo, el registro de sus conos reproductores es escaso y fragmentario, por lo que el hallazgo de un elevado número de ejemplares asociados (16 conos) constituye un hecho especialmente interesante.

El lugar en el que se encontraron estos restos se sitúa en las inmediaciones de la localidad de Utrillas, provincia de Teruel, que se encuentra al noreste de España, en la zona oriental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Geológicamente, este punto se enmarca en el ámbito del Miembro Medio de la Formación Escucha (AGUILAR *et al.*, 1971), de edad Albiense medio, compuesto por lutitas grises y negras, con niveles de lignito entre los que se intercalan niveles laminares de limos grises (PARDO Y VILLENA, 1979), depositados en un medio de llanura deltaica (QUEROL *et al.*, 1992). Ha sido en estos últimos, en donde se ha encontrado una asociación de restos vegetales compuesta por fragmentos de ejes ramificados, de dimensiones variables, correspondientes a los géneros *Brachyphyllum* y *Pagiophyllum*, y conos reproductores femeninos pertenecientes a coníferas de la Familia Cheirolepidiaceae.

Descripción y discusión.

Los conos poseen una forma ovoidal, de contorno subredondeado, siendo las dimensiones variables en longitud (de 2,4 cm a 1,5 cm) y anchura (de 1,5 cm a 1 cm) según el ejemplar. Consisten en un eje recio en torno al cual se disponen helicoidalmente una serie de brácteas muy apretadas de forma romboidal y de dimensiones milimétricas, que se van haciendo más pequeñas en tamaño pero mayores en número a medida que se acercan a los umbos (Fig.2). La unión con el pedúnculo se realiza de forma directa, en la parte central de la base del cono, en una zona que no supera 1/4 de la anchura total de esta superficie. Este hecho se aprecia perfectamente en los ejemplares completos y mejor conservados (Figs. 2,3 y 6).

Los pedúnculos poseen unas hojas escuamiformes y pequeñas con un enrollamiento helicoidal alrededor del eje, una longitud que unida a la de su almohadilla basal supera a la anchura total de la hoja, márgenes laterales bien marcados y un extremo distal acusado y apuntado separado ligeramente del eje, que los definen como pertenecientes al género *Brachyphyllum* BRONGNIART.

Estos conos no son comparables con ninguno de los descritos hasta ahora. La forma general y el tamaño recuerda a *Pseudofrenelopsis varians* FONTAINE, según la descripción de WATSON (1977). Sin embargo, las escamas son menores y de forma más romboidal que las de esta especie.

La forma de las brácteas es más parecida a *Hirmeriella muensteri* (SCHENK) JUNG (ALVIN, 1982), pero su tamaño es menor y, además, el cono es muy diferente, siendo nuestros ejemplares de forma más redondeada y menor tamaño.

Actualmente está en curso un estudio más detallado, cuyos resultados nos permitirán precisar la situación taxonómica de los conos aquí descritos.

Todo el material está depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza.

Agradecimientos.

Los autores agradecen a Antonio Sender la donación del material y su ayuda en la limpieza del mismo y a María Eugenia Dies su asesoría técnica informática en la redacción de este trabajo.

Bibliografía:

- AGUILAR, M., RAMIREZ DEL POZO, S. y RIBA, O. 1971. Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas - Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, 27 (6): 497-512.
- Alvin, K.L. 1982. Cheirolepidiaceae: Biology, Structure and Paleocology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 37, 71-98.
- PARDO, G. y VILLENA, J., 1979. Características sedimentológicas y paleogeográficas de la Formación Escucha. *Cuadernos de Geología Ibérica*. 5, 407-418.
- Qucrol, X., Salas, E., Pardo, G., Ardevol, L. 1992. Albian coal bearing deposits of the Iberian Range in Northeastern Spain. *Geological Society of America*. Special paper 267.
- Watson, J. 1977. Some lower Cretaceous conifers of the Cheirolepidiaceae from the USA and England. *Palaeontology*, 20 (4), 715-749.

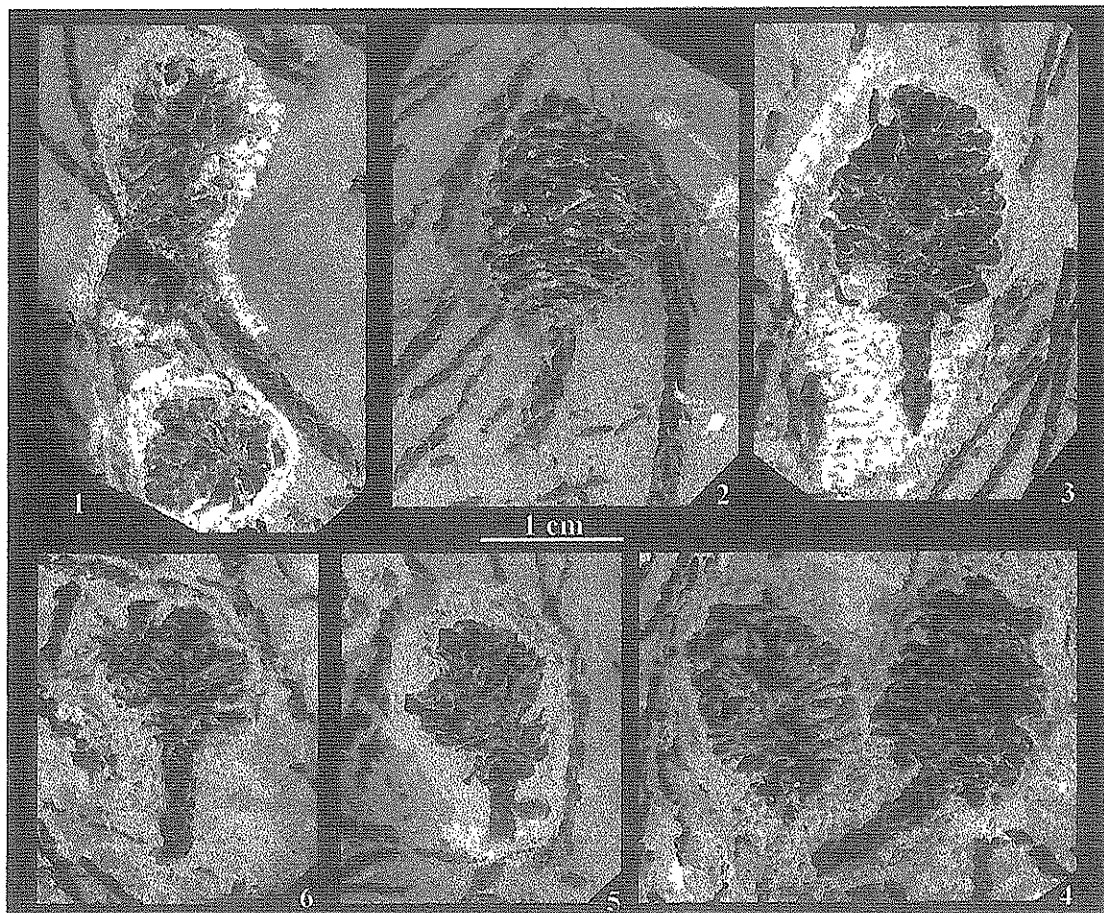


Fig.1. Tres conos en diferentes secciones, uno de los cuales aún mantiene un largo fragmento de pedúnculo del tipo *Brachyphyllum*.

Fig.2. Cono perfectamente conservado en el que se aprecian las brácteas de contorno romboidal y su pedúnculo de unión, con hojas dispuestas helicoidalmente.

Fig.3. Cono algo aplastado en el que se identifican las brácteas y algunos detalles internos de su estructura, así como un corto fragmento del pedúnculo

Figs.4 y 5. Conos de dimensiones menores que no conservan estructuras internas determinables, pero sí el eje de unión a la rama que posee hojas escuamiformes.

Fig.6. Dos conos, el izquierdo en sección tangencial y el derecho algo aplastado, distinguiéndose en este último los cuerpos de las brácteas y un fragmento de su delgado pedúnculo asignable al género *Brachyphyllum*.

LA FLORA VASCULAR MARINA DEL KONSERVAT FOSSIL-LAGERSTÄTTE DEL PLIOCENO SUPERIOR DE CUEVAS DEL ALMANZORA (ALMERÍA, ESPAÑA)

Sendra, J.¹, De Renzi, M.¹ y Fortea, F.A.²

1 Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biología evolutiva, Universitat de València, Apdo. Correos 22085, E-46071 Valencia.

2 C/ Pintor Gisbert 21, 46006, Valencia.

Introducción

Se estudian los materiales de edad Plioceno superior en el NE de la Cuenca de Vera; éstos determinan la existencia de un yacimiento de conservación excepcional del tipo Konservat Fossil-Lagerstätten (K. F.-L.). Estos materiales que han sido estudiados por Sendra y De Renzi (1995a,b), Sendra *et al.* (1996, 1998), se ubican en la *Formación Espíritu Santo*, concretamente dentro del *Miembro Almanzora* (Stokes & Sendra 1996).

De los diversos registros existentes en tales materiales, los vegetales constituyen una parte muy importante. En ellos se han encontrado ficófitos (algas multicelulares) y espermatófitos de hábitat tanto marino como continental. En ningún caso existen materiales mineralizados. Se presenta una primera aproximación a la sistemática y de las condiciones de conservación de los espermatófitos marinos (concretamente angiospermas) hallados hasta el momento.

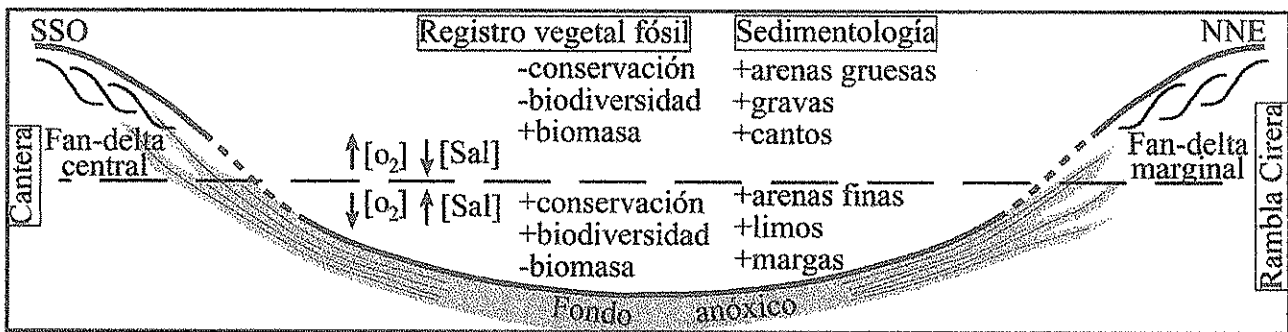


Figura 1: Esquema de las condiciones paleoambientales durante la génesis del Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora.

Ambiente deposicional

Las condiciones paleoambientales vienen representadas en la Figura 1. En esta subcuenca existen fondos quietos a los que llegan aguas de mayor salinidad; esta estabilidad produce el consiguiente empobrecimiento de O₂. Estas características se dan a causa del cierre de esta zona producido por dos fan-delta. Esta baja energía del medio, acompañada de anoxia, es la responsable por una parte de la conservación de restos articulados, y por otra, de la de materia orgánica en general, y en nuestro caso de la materia orgánica vegetal.

Registro de angiospermas

Las angiospermas halladas en estos materiales son monocotiledoneas y dicotiledoneas (Lámina I). De las monocotiledoneas cabe destacar el hallazgo de plantas completas, con hojas y rizomas. Los ejemplares 1a y 2a muestran muy claramente cómo las hojas se separan desde su inserción en el rizoma (los rizomas ampliados se observan en 1b y 2b). Esto caracterizaría al género *Zostera* (Larkum *et al.*, 1989). Nuestros ejemplares son afines a las especies actuales *Z. nana* y *Z. noltii*. El ejemplar 3a presenta un tracto desde el rizoma hasta el punto en que se bifurcan las tres hojas. Esto caracteriza al género *Cymodocea*. Finalmente, el ejemplar 4 representa a uno de los muchos fragmentos apicales hallados del género *Posidonia*. Se pueden observar en él tanto la nerviación como la característica pigmentación bandeada de este género en sus representantes actuales.

Las dicotiledoneas están representadas por plantas propias de las comunidades de mangles. Se han hallado ostras que en su área xenomórfica reflejan el haber estado fijadas a raíces de plantas de comunidad de mangle. También se han hallado cuerpos carbonizados que recuerdan la morfología de los hipocótilos germinales de estas plantas. Finalmente, aparecen brácteas florales tetrámeras con una morfología y una cresta interna longitudinal características del género *Rhizophora*.

Tafonomía y paleoecología

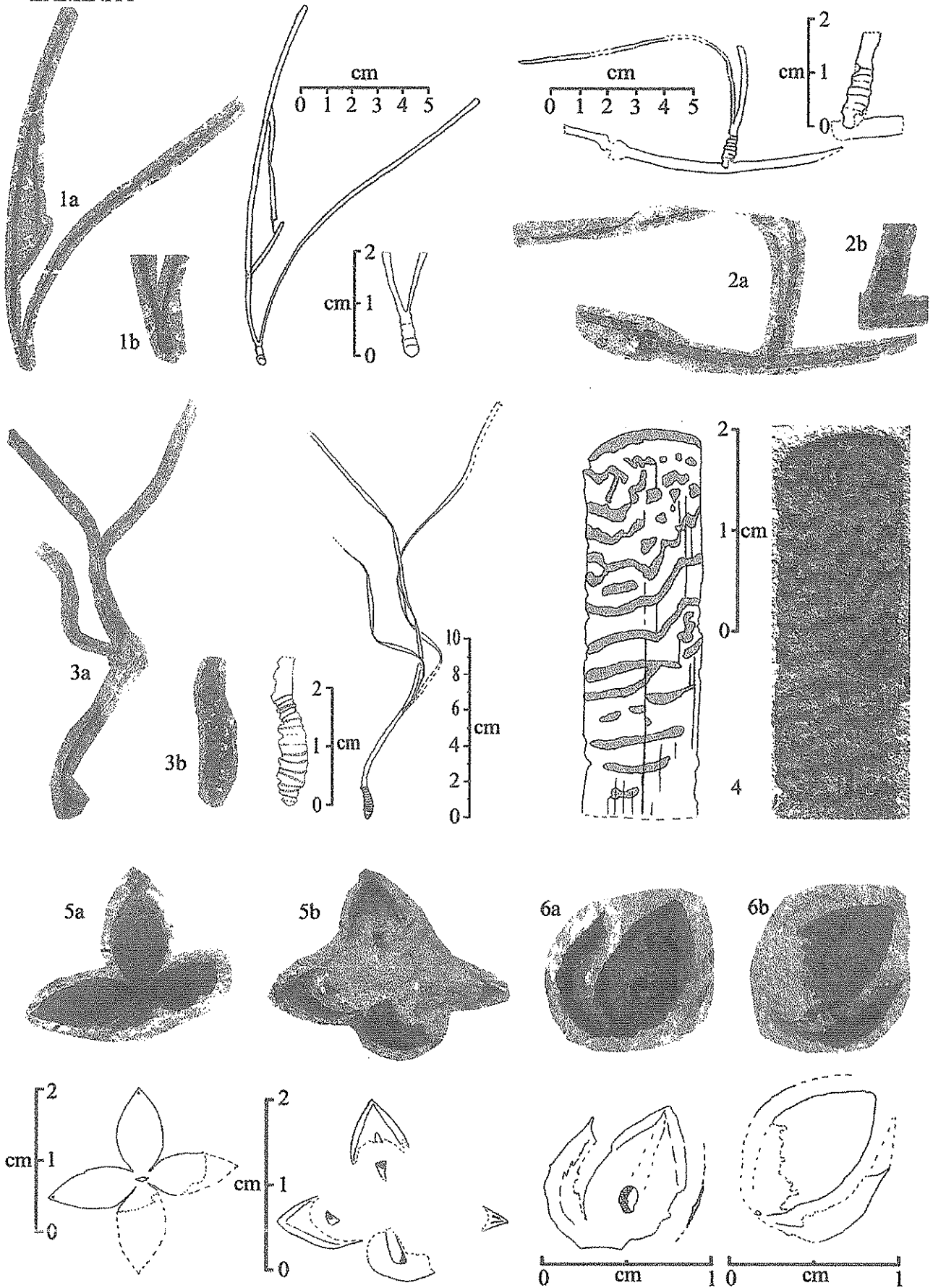
Se ha observado que los fósiles de plantas están mejor conservados en los materiales del centro del K.F.L. que en los de los bordes. La causa de esto podría radicar en el mayor grado de anoxia y/o salinidad del fondo con respecto a los márgenes. La presencia del material articulado en el centro atestiguan un transporte de muy poca duración que no daría tiempo a la desagregación. El material fragmentado, que es más abundante denotaría historias más complejas, como podrían ser incluso procesos bioestratinómicos de carácter biótico.

Estos vegetales no se enraizarían en los sedimentos del K. F.-L. (no hay evidencia de rizocreaciones, etc.), sino en áreas periféricas y/o externas al área de ambiente restringido. En este sentido las ostras con áreas xenomórficas con impresión de raíces, y las brácteas florales de mangles halladas en la periferia del K. F.-L. están más en consonancia con su modo de vida.

Bibliografía

- Larkum, A.W.D.; McComb, A.J. y Sheperd, S.A. 1989. Biology of seagrasses. Elsevier Science Publishing B.V. 841 Pp.
- Sendra, J. Y De Renzi, M. 1995a. El Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora (Plioceno, Almería, España). II International Symposium on Lithographic Limestones (Extended Abstracts), pp. 133-137.
- Sendra, J. Y De Renzi, M. 1995b. Nuevos datos del Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora (Plioceno, Almería, España). XI Jornadas de Paleontología (Eds. G. López, A. Obrador y E. Vicens), pp.167-168.
- Sendra, J., Stokes, M. y De Renzi, M. 1996. Consecuencias Tafonómicas de la evolución de un Fan-Delta: el Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora (Plioceno, Almería, España). Comunicaciones de la II Reunión de Tafonomía y Fosilización, Institución Fernando el Católico. Pp. 357-362.
- Sendra, J. Stokes, M. Y Pirrie, D. (1998). Nuevos datos sobre la influencia de la hipersalinidad en la formación del Konservat Fossil-Lagerstätte de Cuevas del Almanzora (Almería). XIV Jornadas de Paleontología, 1998: 181 - 184. Dep. Legal TF. 1512/98.
- Stokes, M & Sendra, J.R. 1996. Stratigraphical, Sedimentological and Paleontological consequences of Pliocene Fan-delta Evolution, Vera Basin, Southeast Spain. 2nd Urra Field Meeting, SE Spain: Field Guide. University of Plymouth, U.K. Pp. 49-57.
- Tomlison, P. B. 1994. The botany of mangroves (Cambridge tropical biology series). Cambridge University Press. 419 Pp.

LÁMINA I



NUEVOS DATOS SOBRE MISTICETOS (MAMMALIA, CETACEA) EN EL PLIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (LEPE, HUELVA, ESPAÑA)

Sendra, J.¹, Muñiz, F.², Mayoral, E.² y De Renzi, M.¹

- 1 Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biologia evolutiva, Universitat de València, Apdo. Correos 22085, E-46071 Valencia.
- 2 Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21819 Palos de la Frontera, Huelva.

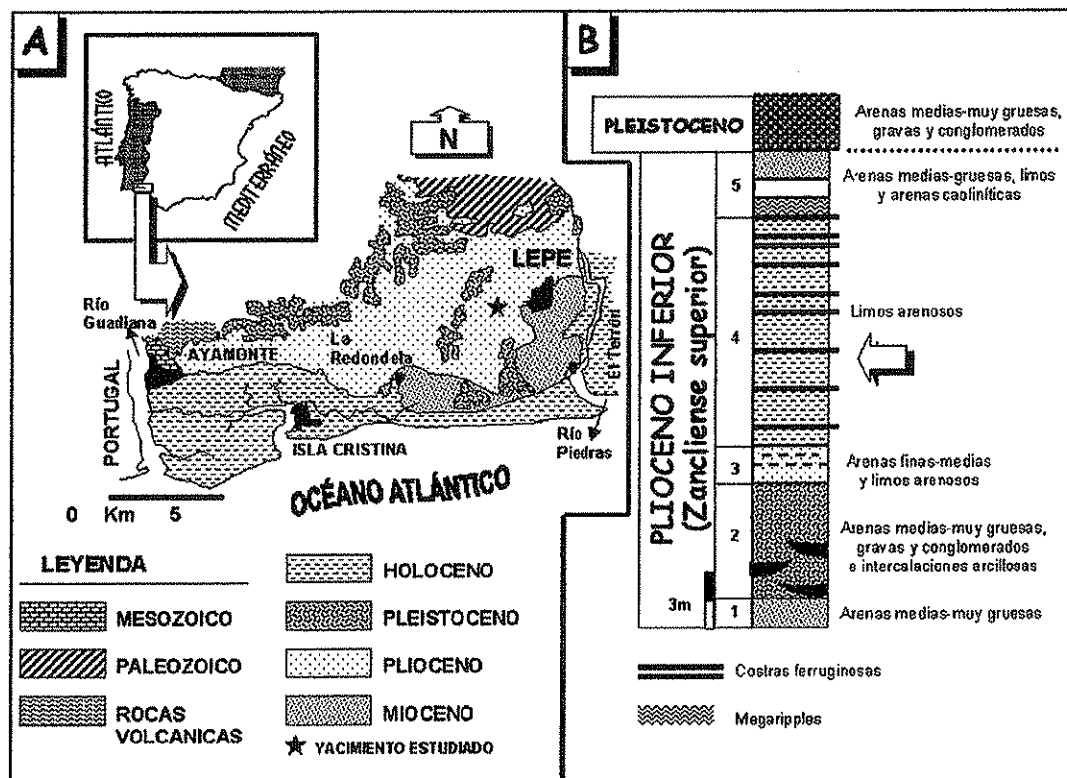


Figura 1. A: Situación geográfica y geológica del yacimiento estudiado; B: sección litoestratigráfica del Plioceno de Lepe y localización del material estudiado (flecha) en la columna.

Introducción

Las facies marinas siliciclásticas representadas en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (área de Lepe-Ayamonte, SO de Huelva) (Figura 1A) tienen una edad Mioceno superior (Tortonense superior-Messiniense) a Plioceno inferior (Zancliense superior) y se depositaron en esta zona de la Cuenca en discordancia angular y erosiva sobre un sustrato de pizarras y grauwacas del Carbonífero inferior (Mayoral y Muñiz, 1994a, b). A su vez, suprayacentes a estos materiales neógenos y paleozoicos, se apoyan en discordancia erosiva otros relacionados con depósitos fluviales de edad Pleistoceno inferior (Figura 1B). Estos materiales del Neógeno superior, se caracterizan por su riqueza en pistas fósiles, malacofauna y mamíferos marinos (Sendra *et al.*, 1999). La datación en la zona considerada se realizó con varias especies de nanoplancton calcáreo. Estos han permitido datar éste nivel como perteneciente a la parte alta del Plioceno inferior (Zancliense superior, biozona CN 11b de Okada & Burky, 1980).

El cetáceo recuperado

El yacimiento (*sensu* Sendra y De Renzi, 1995) apareció como resultado de la exploración del área circundante al ejemplar recuperado en 1999 dentro del talud marginal de un camino vecinal situado aproximadamente a 1,5 Kms. al O-SO de la localidad de Lepe (Huelva), en dirección al paraje conocido como "Cabezo del Tío Parra". La acción erosiva de un barranco dejó al descubierto los fragmentos craneales de este otro ejemplar.

El ejemplar (Lámina I) que aquí se presenta es el segundo resto craneal de cetáceo encontrado en Lepe. Aunque menos completo que el primer ejemplar (Sendra *et. al.* 1999), es muy importante por ser uno de los pocos ejemplos que pueden servir de referencia para posteriores estudios taxonómicos dentro de este grupo en España y para esta área geográfica en particular. Además presenta unas diferencias tafonómicas importantes con el otro ejemplar hallado, y que permite conocer mejor todos estos procesos (todavía no bien conocidos) que se producen en los restos de los mamíferos marinos. Mientras que primer cráneo recuperado presentaba una cubierta ligeramente más cementada que el sedimento del nivel en que se encontró, se encontraba en bastante buen estado (excepto por los daños debidos a las obras de ampliación del camino), este segundo ejemplar craneal incompleto se encontró desarticulado en tres fragmentos. Estos fragmentos presentan un recubrimiento ferruginoso que cementa una cobertura del sedimento circundante sobre ellos, a excepción de las zonas de fractura, por lo que *a priori* la cuestión de si la desarticulación craneal se produjo como consecuencia de la erosión actual del barranco o de los procesos que siguieron a la muerte del cetáceo debe esperar a resolverse en posteriores estudios más detallados. El hierro también se encuentra rellenando el interior del espacio intratrabecular en los huesos. Este rasgo, que ya ha sido estudiado en algunos casos, donde hemos podido observar diferencias entre los restos esqueléticos enterrados más rápidamente frente a los que permanecen expuestos más tiempo al medio. Esto se ha atribuido a la cantidad de materia orgánica existente en el interior del hueso en el momento de enterrarse definitivamente (Sendra, 1993; Sendra y De Renzi, 1999).

Aunque todavía se está procediendo a la limpieza de la cobertura ferruginosa, los elementos esqueléticos de que disponemos, especialmente el fragmento mandibular (Lám. I, A) y las bullas timpánicas (Lam. I, B) son manifiestamente de un misticeto, guardando una estrecha similitud con los de la familia *Balaenopteridae*. Por lo tanto, hasta que no se complete la limpieza del ejemplar de Lepe y se comparen las biometrías con ejemplares de las diferentes especies actuales y fósiles, lo prudente es dejar la taxonomía del ejemplar que presentamos en este estudio como:

Orden Cetacea Brisson, 1762.

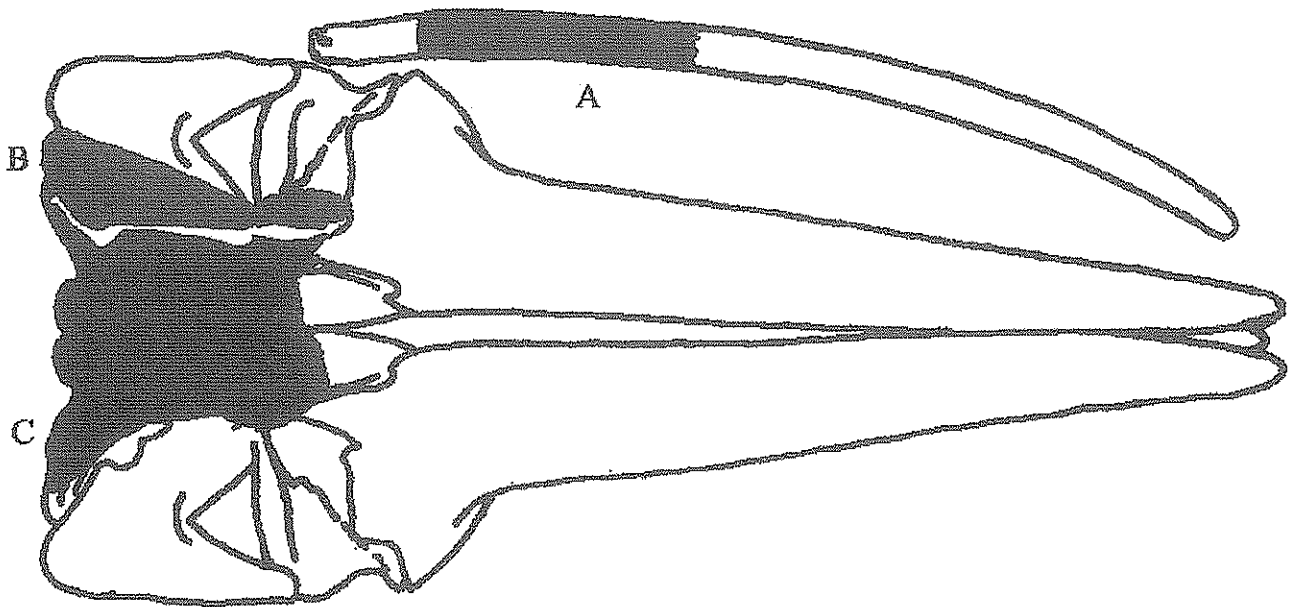
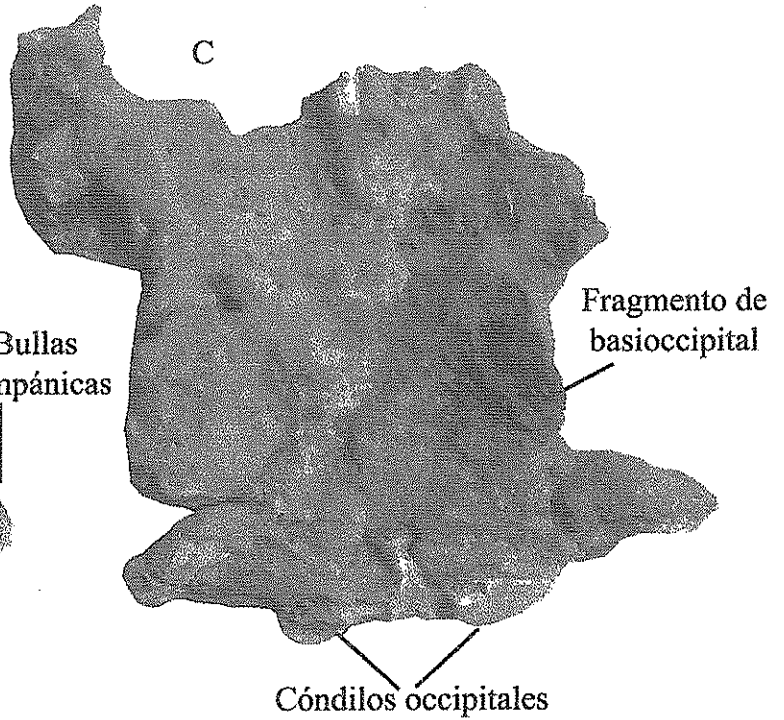
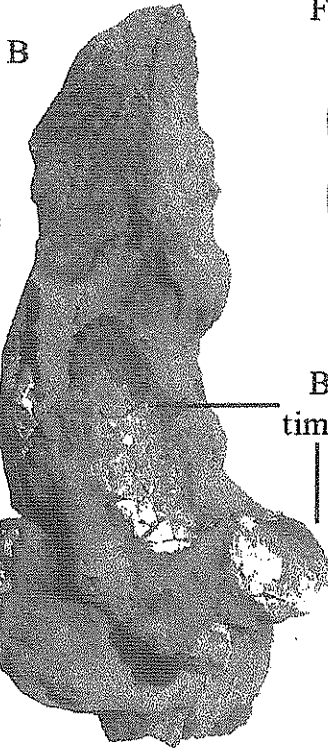
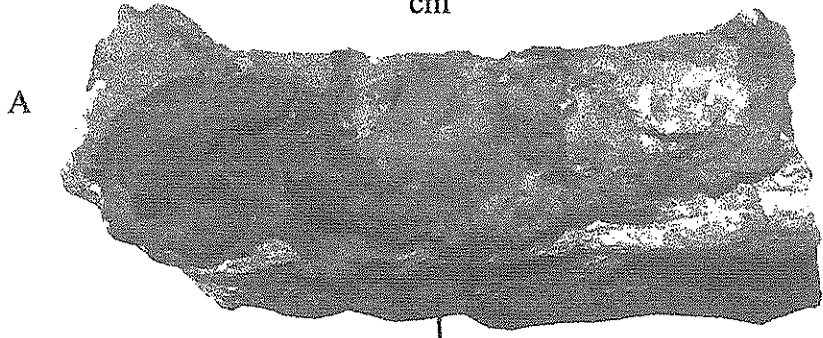
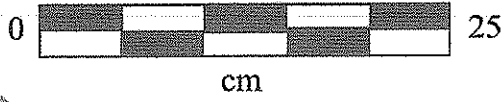
Suborden Mysticeti Flower, 1864.

¿Familia Balaenopteridae, Gray, 1864?

Referencias

- Mayoral, E. y Muñiz, F. 1994a. Presencia de un nuevo cefalópodo sepioideo en el Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir, (Lepe, Huelva, España). *Coloquios de Paleontología*, 46: 161-174.
- Mayoral, E. y Muñiz, F. 1994b. Icnofacies de *Gnathichnus* en el sector Suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*: 133-134.
- Okada, H. y Burky, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code number to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Burkey, 1973, 1979). *Marine micropaleontology* 5:3, pp 171 - 187.
- Sendra, J. 1993. Contribution to the taphonomical knowledge of marine mammal remains in the Neogene outcrops of Almería (Spain). *Comunicaciones del Premier congrès européen de Paleontologie*, Lyon. pp. 117.
- Sendra, J. R. y De Renzi, M. 1995. Mamíferos marinos fósiles del Neógeno del sur de Alicante. *Comunicaciones de las XI Jornadas de Paleontología*, pp. 165 - 166
- Sendra, J. y De Renzi, M. 1999. A Taphonomical Study of Marine Mammals from the Almería Region, SE Spain in A.E. Mather and M. Stokes (editors) *BSRG/BGRG SE Spain Field Meeting Guide Book*. University of Plymouth, England. ISBN 1 - 84102 - 046 - X, pp. 169 - 176.
- Sendra, J., Muñiz, F. y Mayoral, E. 1999. Primeros datos sobre misticetos (Mammalia, Cetacea, Balaenopteridae) en el Plioceno inferior de la cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva). *Temas Geológico - Mineros ITGE*, Vol. 26 (1), Madrid 1999. ISBN 84 - 7840 - 381 - 7, pp. 356 - 361.
- Van Beneden y Gervais, P. 1880. *Ostéographie des cétacés vivants et fossiles comprenant la description et l'iconographie du squelette et du système dentaire de ces animaux, ainsi que des documents relatifs a leur histoire naturelle*. Arthus Bertrand, Libraire editeur, Libraire de la Société de Géographie. rue Hautefeuille, 21.
- Watson, L. 1988. *Whales of the world*. Century Hutchinson (ed.). ISBN 0 09 159711 0. 302 pp.

LÁMINA I



Esquema craneal de *Balaenoptera* sp. en vista ventral

RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LAS AGUAS MARINAS SUPERFICIALES Y EL ENROLLAMIENTO EN *NEOGLOBOQUADRINA PACHYDERMA* (EHRENBERG) DURANTE EL PLEISTOCENO Y NEÓGENO SUPERIOR EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Serrano, F., González Donoso, J.M., Linares, D., Ramallo, D. y Guerra-Merchán, A.

Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga

Se explora la relación entre el enrollamiento que muestran las poblaciones de *N. pachyderma* y los valores estimados de paleotemperaturas invernales de aguas superficiales del Mediterráneo occidental a lo largo del Neógeno superior y Pleistoceno. Para determinar su posible variación a lo largo del periodo estudiado, se han analizado independientemente cuatro intervalos de tiempo: (1) Pleistoceno superior; (2) Pleistoceno inferior, incluyendo algunas muestras del Plioceno terminal; (3) Messiniense, incluyendo algunas muestras del Plioceno inferior; y (4) Tortoniense, en cada uno de los cuales se detectan cambios en el predominio de enrollamiento (dextrorso o sinistrorso) en *N. pachyderma*. Además, para cada intervalo, se han separado dos grupos en función de la posición paleoceanográfica de los puntos analizados: áreas claramente inmersas en el Mediterráneo occidental (identificadas como "MED"), donde se han incluido el ODP Site 975, localizado al sur de Menorca, y las cuencas béticas del sureste de España; y áreas localizadas en la comunicación Atlántico-Mediterráneo (identificadas como "ATL"), en las que se han incluido el ODP Site 976 del mar de Alborán para el Plio-Cuaternario, y la depresión del Guadalquivir y cuencas anexas para el Mioceno superior (que constituyó el corredor septentrional de conexión Atlántico-Mediterráneo durante ese tiempo).

Las paleotemperaturas invernales se han estimado a partir de las relaciones previamente establecidas (González Donoso y Linares, 1998) entre las asociaciones de foraminíferos planctónicos contenidas en sedimentos actuales (core-tops) del Atlántico N y Mediterráneo y la media de las temperaturas de las aguas superficiales (SST) de los tres meses más fríos en las mismas coordenadas geográficas, de acuerdo con la metodología de análogos modernos (MAT).

Para ponderar y, en su caso, limitar el efecto de la frecuencia de enrollamiento de *N. pachyderma* en el valor de temperatura obtenido, se han realizado dos estimaciones para cada muestra:

Tinv-a, considerando las formas dextrorsas y sinistrorsas de *N. pachyderma* como dos variables independientes.

Tinv-b, reuniendo el conjunto de *Neogloboquadrina* en una sola variable, suponiendo que se trata de una misma población.

La comparación de las asociaciones del conjunto de calibración actual con las asociaciones neógenas requiere de una homogeneización taxonómica, mediante la supresión de algunos taxones, el agrupamiento de otros y la sustitución de otros por sus supuestos equivalentes. El efecto de esta homogeneización, unida a la reunión de *Neogloboquadrina* en una sola variable, evaluado sobre el propio conjunto de calibración (González Donoso *et al.* 1999) es pequeño en términos de media de errores absolutos, incrementándose desde 0,77°C en el conjunto sin modificar a 1,14°C.

Para disponer de un valor de referencia de la temperatura de cambio de enrollamiento se ha utilizado el que toma la recta de regresión de la temperatura respecto a *N. pachyderma*-*sin/N. pachyderma* en 0,5.

Las conclusiones más generales sobre las estimaciones de la temperatura de cambio de enrollamiento pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

- Las temperaturas de cambio de enrollamiento más bajas se obtienen para el Pleistoceno superior en cualquiera de las estimaciones. En este intervalo las estimaciones para el mar de Alborán (Tinv-a=8,2°C y Tinv-b=9,8°C) entran en el rango de temperaturas a las que se observa el cambio de enrollamiento actualmente en el Atlántico N (6-9°C) en meses fríos (Reynolds y

Thunnell, 1986; Linares et al., 1999). A partir del Pleistoceno superior, la temperatura de cambio estimada se va elevando progresivamente a medida que analizamos intervalos más antiguos hasta el Messiniense, donde oscilan entre los 13,3 y 14.6°C, mientras que en el paso al Tortoniense tiende a mantenerse en áreas ATL y bajar ligeramente en áreas MED.

- Los valores obtenidos para áreas MED son consistentemente más altos que los correspondientes para áreas ATL hasta el Messiniense, alcanzándose las diferencias mayores en el Pleistoceno superior, con algo más de 2°C. Sin embargo, en el Tortoniense se alcanzan valores algo más altos en las áreas ATL.

- Las estimaciones Tinv-b dan valores más altos que sus correspondientes Tinv-a (entre 0,1 y 1,8°C), lo que podría ser esperable teniendo en cuenta que en las primeras no se diferencia entre las formas sinistrorsas y dextrorsas. Las mayores diferencias vuelven a percibirse en el Pleistoceno superior y se van amortiguando hasta el Messiniense, para volver a aumentar ligeramente en el Tortoniense.

- La correlación inversa entre la temperatura estimada y la frecuencia de *N. pachyderma*-sin (respecto al conjunto de *N. pachyderma*) es muy alta en el Pleistoceno superior, muy por encima de los límites de significación de que sea distinta de cero para $p=0,99$. En el Pleistoceno inferior la correlación inversa es algo menor, aunque se sigue manteniéndose significativa al 99% en todos los casos, a excepción de la Tinv-b en áreas MED, donde queda incluso por debajo del límite de significación del 95%. En el Messiniense, la correlación queda muy por debajo del límite de significación del 95%; incluso, el valor más alto, correspondiente a la Tinv-b en áreas ATL, ofrece un valor positivo. Finalmente en el Tortoniense, la correlación inversa vuelve a ser significativa al 99% en las áreas ATL, pero en MED la correlación sólo es significativa al 95% y además positiva en la estimación Tinv-b.

De todo ello se deduce que las relaciones que se observan en el Atlántico N. entre las SST actuales y las proporciones relativas de formas dextrorsas y sinistrorsas de *N. pachyderma* en sedimentos recientes, no pueden extenderse directamente a otros intervalos de tiempo más antiguos. Por una parte, la incidencia de otros factores ambientales en dichas proporciones, al margen de la temperatura, puede ser importante, tal como han puesto de manifiesto diferentes autores (Ufkes y Zachariasse, 1993; Ivanova et al., 1999) que observan un incremento de *Neogloboquadrina*-sin en zonas de afloramiento de aguas ricas en nutrientes con temperaturas notablemente más elevadas. Por otra parte, los requerimientos ambientales que regulan las proporciones entre formas dextrorsas y sinistrorsas pueden haber variado en el tiempo.

Referencias

- González Donoso, J.M., and Linares, D. 1998. Evaluation of some numerical techniques for determining paleotemperatures from planktonic foraminiferal assemblages. *Rev. Esp. Paleont.* 13, 107-129.
- González Donoso, Serrano, F. y Linares, D., 1999. Sobre la estimación de la temperatura de las aguas marinas superficiales del Plioceno a partir de un conjunto de calibración reciente. *Rev. Esp. Paleontología*, N° Extraord. hom. Prof. Truyols: 89-96.
- Ivanova, E.M., Sandrine, M-H.C., Peeters, F.J.C. and Troelstra, S.R. 1999. Living *Neogloboquadrina pachyderma* sin and its distributios in the sediments from Oman and Somalia upwelling areas. *Marine Micropaleontology* 36, 91-107.
- Linares, D., González-Donoso, J.M., and Serrano, F. 1999. Paleocceanographic conditions during the Quaternary at Site 976 (Alboran Sea) and 975 (Menorca Rise) inferred from the planktonic foraminiferal assemblages: basis for a biostratigraphy. In: (Ed. M.C. Comas, R. Zahn, A. Klaus, et al.) *Ocean Drilling Program Leg 161, Scientific Results MediterraneanII - The western Mediterranean Sites 974-979*, 441-456. Texas, USA.
- Reynolds, L.A. and Thunell, R.C. 1986. Seasonal succession of planktonic foraminifera: results from a four-year-time-series sediment trap experiment in the Northeast Pacific. *J. Foraminiferal Res.* 19, 253-267.
- Ufkes, E., and Zachariasse, W.J. 1993. Origin of coiling differences in living neogloboquadrinids in the Walvis Bay region, off Namibia, southwest Africa. *Micropaleontol.* 39, 283-287.

ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE FÓSILES EN LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LAS HOYAS (CRETÁCICO INFERIOR, SERRANÍA DE CUENCA) MEDIANTE CURVAS DE RAREFACCIÓN E ÍNDICES DE DIVERSIDAD

Soriano, C.¹, Ortega, F.¹ y Fregenal-Martínez, M.A.²

- 1 Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049. Madrid. ESPAÑA.
- 2 Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. E-28040. Madrid. ESPAÑA.

Se propone un análisis de diversidad a partir de fósiles procedentes del yacimiento de Las Hoyas (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca, España) mediante curvas de rarefacción e índices de diversidad. Este análisis pretende establecer si existen diferencias significativas en la diversidad taxonómica de distintas muestras del yacimiento, estudiando cómo varía este parámetro a lo largo de la secuencia estratigráfica.

El método de rarefacción (Sanders, 1968; Simberloff, 1972; Heck et al, 1975) permite comparar la riqueza taxonómica representada en muestras con distinto número de individuos, ya sea de una forma directa o mediante métodos estadísticos (Tipper, 1979). Los índices de diversidad dados por Calef y Hancock (1974) permiten caracterizar distintas muestras procedentes de una misma colección en función a la composición taxonómica y frecuencia de aparición de las distintas formas que presenten.

El yacimiento de Las Hoyas está constituido por calizas finamente laminadas, y ha sido interpretado como el resultado de la sedimentación en un sistema lacustre del Cretácico inferior (Fregenal-Martínez, 1998). Está considerado como un Konservat-Lagerstätte (sensu Seilacher et al., 1985). En la actualidad se dispone de información de la posición estratigráfica y determinación de más de 25.000 ejemplares fósiles. Entre éstos se han reconocido aproximadamente 125 especies, que incluyen 28 especies vegetales (carófitas, briófitos, helechos, coníferas, angiospermas, entre otros) y una centena de animales (moluscos, artrópodos, peces y tetrápodos).

Los estudios realizados muestran que la diversidad total en la columna estratigráfica del yacimiento de Las Hoyas disminuye a lo largo del tiempo. Aún así, se encuentran diferencias entre los taxones vegetales y animales, ya que los primeros siguen este patrón global, mientras que los segundos muestran un aumento en su diversidad a lo largo del tiempo. La diversidad en las formas acuáticas y terrestres es mayor en las zonas más bajas de la columna, mientras que en el caso de los taxones animales terrestres, éstos se distribuyen preferentemente en las zonas más altas.

Según el estudio mediante índices de diversidad, los taxones vegetales representados en Las Hoyas se distribuyen preferentemente en los niveles superiores de la columna. Por otra parte, los crustáceos predominan en los niveles medios, al igual que los insectos, holósteos y teleósteos. Los niveles inferiores aparecen caracterizados en su mayoría por algunos vegetales y las trazas de vertebrados.

Calef, C.E. & N.J. Hancock. 1974. Wenlock and Ludlow marine communities in Wales and the Welsh Borderland. *Palaeontology* 17: 779-810

Fregenal-Martínez, M.A. 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. Universidad Complutense de Madrid. 1 vol., 354 pp.

Heck, K.L.Jr., G. Van Belle & D. Simberloff. 1975. Explicit calculation of the rarefaction diversity measurement and the determination of sufficient sample size. *Ecology* 56: 1459-61

Sanders, H.L. 1968. Marine benthic diversity: a comparative study. *Am. Nat.* 102: 243 - 282.

Seilacher, A., W.E. Reif, & F. Westphal. 1985. Sedimentological, ecological and temporal patterns of Fossil-Lagerstätten. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, B311, 5 -23.

Simberloff, D. 1972. Properties of the rarefaction diversity measurement. *American Naturalist* 106:414-18

Tipper, J.C. 1979. Rarefaction and rarefaction: the use and abuse of a method in paleoecology. *Paleobiology* 5: 423-34

TANATOCENOSIS DE FORAMINÍFEROS EN LA CUEVA VOLCÁNICA SUBMARINA DE LOS JAMEOS DEL AGUA (LANZAROTE, ISLAS CANARIAS)

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

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjasot, Valencia

El túnel de los Jameos del Agua corresponde a un tubo volcánico originado por la erupción del Volcán de la Corona hace aproximadamente 5.000 años. En la actualidad se conocen 1.377 m de galería que discurren bajo el nivel del mar y se desconoce su final.

A 720 m de distancia de la entrada y a unos 30 m de profundidad se encuentra una acumulación de material biotrófico en forma de cono que procede de los sedimentos que se introducen por un orificio en el techo de la cueva. Sus dimensiones son de aproximadamente 15 m de alto por 15 m de diámetro de la circunferencia de la base (García-Valdecasas, 1985) y ha sido bautizada con el nombre de Montaña de Arena.

La primera expedición científica a los Jameos del Agua fué realizada por el geólogo Simoney en 1890 quien recolectó alrededor de 50 especies de animales que fueron estudiadas por Koelbel (Koelbel, 1982).

El material sobre el que se ha realizado este estudio procede de la exploración realizada en 1984 por García-Valdecasas y que ha sido cedido amablemente por la Dra. Jarreño del C.S.I.C. de Madrid.

El conjunto de la tanatocenosis de foraminíferos, forma una asociación mezclada (Fernández López, 1984) en la que aparecen elementos de diferentes ambientes. Por una parte, las entidades representadas por las formas planctónicas y por otro, las que siendo bentónicas han sido introducidas por el orificio del techo. Las primeras son poco frecuentes, limitándose en la totalidad de las muestras a una veintena de ejemplares, sobre todo del género *Globigerina* y *Globigerinoides*. Las especies bentónicas con más número de individuos corresponden al Suborden Miliolina, con representantes frecuentes del género *Peneroplis*, lo que confirmaría la naturaleza cálida de sus aguas. La especie más abundante es *Quinqueloculina berthelotiana* D'Orbigny, dentro de este Suborden y *Rosalina vilardeboana* D'Orbigny en el Suborden Rotaliina. No ha sido identificada ninguna especie con vida en el momento de la recolección.

Las muestras tomadas por el equipo de buceadores en la Montaña de Arena y numeradas como 4, 7, 8 y 9, han proporcionado las siguientes especies

Suborden **Textulariina**: *Glomospira* sp., *Textularia sagitula* Defrance, *Trochammina inflata* (Montagu). Suborden **Spirillina**: *Sejunctella earlandi* Loeblich y Tappan, *Spirillina vivipara* Ehrenberg, *Patellina corrugata* Williamson. Suborden **Miliolina**: *Adelosina pulchella* D'Orbigny, *Amphisorus hemprichi* Ehrenberg, *Cornuspira involvens* (Reuss), *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Peneroplis pertusus* (Forsk.), *Peneroplis planatus* (Fichtel y Moll), *Peneroplis* sp., *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina agglutinans* D'Orbigny, *Quinqueloculina berthelotiana* D'Orbigny, *Quinqueloculina disparilis* D'Orbigny, *Quinqueloculina* sp., *Sigmoilina grata* Terquem, *Spiroloculina cymbium* D'Orbigny, *Spiroloculina* sp., *Triloculina cuneata* Karrer, *Ttriloculina oblonga* (Montagu), *Triloculina* sp.. Suborden **Lagenina**: *Fissurina* sp.. Suborden **Robertinina**: *Santclairoides excavata* (D'Orbigny). Suborden **Globigerinina**: *Globigerina bulloides* D'Orbigny, *Globigerinella* sp., *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny), *Globorrotalia inflata* (Montagu), *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker y Jones). Suborden **Rotaliina**: *Angulogerina angulosa* (Williamson), *Bolivina pseudoplicata* Heron Allen y Earland, *Bolivina punctata* D'Orbigny, *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman), *Corrugatella donosoi* Seiglie y Bermudez, *Discorbinella bertheloti* (D'Orbigny), *Discorbis* sp., *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll), *Glabratella patelliformis* (Brady), *Globocassidulina* sp., *Lobatula lobatula* (Walker y Jacob), *Miniacina miniacina* (Pallas), *Neoeponides auberi* (D'Orbigny), *Nonion* sp., *Planorbulina mediterraneensis*

D'Orbigny, *Rosalina globularis* D'Orbigny, *Rosalina vilardeboana* D'Orbigny, *Siphonina reticulata* (Czjek), *Tetronphalus* sp., *Ttrifarina fornasini* (Selli)

Referencias

- Fernández López, S. 1984. Nuevas perspectivas de la tafonomía evolutiva: Tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios Geológicos*, **40**: 215-224.
- García-Valdecasas Huelín, A. 1985. Estudio faunístico de la cueva submarina "Tunel de la Atlántida", Jameos del Agua, Lanzarote. *Naturalia Hispánica*, **27**, 56 p.
- Koelbel, K. 1892. Beitrage zur Kenntniss der Krustaceen der Kanarischen Inseln. *Ann. d. K. K. Naturist. Hofmuseums*, **7**, 105 p.

LA OBRA CIENTÍFICA DE GUILLEM COLOM CASASNOVAS EN LA COMUNIDAD VALENCIANA

Usora, J. y Guillem, J.

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. Burjasot. 46100. Valencia

Aunque la mayor parte de los trabajos científicos y de divulgación de Colom se realizaron sobre los materiales geológicos o biológicos de las Islas Baleares, resulta interesante observar cómo su atención también se dirigió a otras zonas de la Península Ibérica como Cataluña, Andalucía, País Vasco, Galicia, Valencia, Murcia e incluso a las antiguas colonias españolas en el Sahara. No son tan numerosos sus estudios en otros países, pero conocemos los realizados en Tunez, Marruecos, Argelia, Colombia, Portugal, Italia, Senegal y Cabo Verde.

Fueron, no obstante, Cataluña y la Comunidad Valenciana, después de su tierra natal, los lugares a los que dedicó mayor atención. En el primer caso su contribución fué realizada la mayor parte de las veces en colaboración con otros paleontólogos y geólogos como Bataller, Bauzá, Reguant, Fontboté, Linares o Ruiz de Gaona.

En la Comunidad Valenciana los estudios fueron en la mayor parte de los casos en solitario. Pero no se tiene constancia de que recorriese personalmente los afloramientos mesozoicos y cenozoicos que describe en sus trabajos. Fueron el profesor Bartomeu Darder Pericás y los ingenieros de Ciepsa y del Instituto Geológico y Minero de España, Dupuy de Lôme, Bray Lozano, y Arén Boltaña los que proporcionaron a Guillermo Colom la mayor parte de las muestras del Mesozoico y del Cenozoico. Las del Cuaternario de Torreblanca (Castellón) fueron enviadas por Menéndez Amor.

Trabajos derivados de los materiales recogidos por el profesor Darder:

Colom, G. 1933. Notas sobre foraminíferos. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, XXXIII (4-6): 205-207.

Colom, G. 1936. Los foraminíferos de las margas azules de Enguera (prov. de Valencia) *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, XXXVI (4): 205-226.

Colom, G. 1936. Estudio de algunos foraminíferos recogidos por el Profesor B. Darder. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, XXXVI : 391-401.

Colom, G. 1940. Arqueomonadinas, Silicoflagelados, Discoastéridos fósiles de España. *Las Ciencias*, V (2): 343-356.

En 1944 muere Bartomeu Darder, aunque Colom sigue publicando trabajos basados en materiales recogidos por él

Colom, G. 1947. Los foraminíferos fósiles de las facies pelágicas del Mioceno de España. *Estudios Geológicos*, 5: 131-170.

Colom, G. 1950. Una nueva especie del género *Ehrenbergina* del Burdigaliense de Alicante. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*. 20: 157-161.

Colom, G. 1951. Estudios sobre la microfauna de algunas cuencas marinas internas Mio-pliocenas de la cordillera Subética. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. XLIX (1,2,3): 157-191.

Colom G. y Gamundi, J. 1951. Sobre la extensión e importancia de las "Moronitas" a lo largo de las formaciones aquitano-burdigalienses del estrecho nort-bético. *Estudios Geológicos*, 14: 331-385.

Colom, G. 1969. Litomicrofacies de los terrenos secundarios de España. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*. Tercera época. Núm. 742, XXXIX(11): 457-592.

Trabajos realizados con materiales proporcionados por la compañía Ciepsa y por Lozano:

Colom, G. 1954. Estudios de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, LXVI: 101-451.

Trabajo realizado con materiales de la colección de rocas y preparaciones del I.G.M.E. y los recolectados por Arén Boltaña:

Colom, G. 1955. Notas sobre Alveolinas españolas. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 39: 17-37.

Trabajo realizado en parte con los materiales aportados por Menéndez Amor:

Colom, G. 1959. Notas micropaleontológicas y ecológicas sobre algunas formaciones continentales españolas. *Estudios Geológicos*, XV: 93-106.

No obstante, si observamos la frecuencia de sus trabajos sobre Valencia, es en la década de los 50, que corresponde con parte de su época más fecunda cuando dedica más atención a esta Comunidad. De este tiempo es uno de sus trabajos más importantes, el estudio de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante en donde se describen 10 especies nuevas en el Eoceno y 2 en el Terciario superior, a parte de la identificación de los dos niveles de evaporitas messinienses en un sondeo realizado en la Marina (Alicante)

El último trabajo en donde Colom describe microfósiles de la Comunidad Valenciana es el de 1969. Es su trabajo número 157 del total de 217 que llegó a publicar.

Es posible que la nueva generación de micropaleontólogos españoles y extranjeros que trabajaban desde la Universidad o en compañías petrolíferas comenzarán en esta época a ocupar de manera progresiva su lugar, en todos los puntos de la geografía ibérica.

ESTUDIO PALINOLÓGICO EN LA SECCIÓN PLIOCÉNICA DE OULAD MESSAOUD (CUENCA DE ASILAH, NW DE MARRUECOS)

Valle Hernández, M.¹ y Rivas Carballo, R.²

Departamento de Geología (Paleontología). Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca

¹maruja@gugu.usal.es ²crivas@gugu.usal.es

La Sección de Oulad Messaoud, situada en la fachada atlántica de Marruecos y cercana a la ciudad de Asilah, es equivalente a la sección Asilah II de González Delgado *et al.* (1996) quienes le asignaron una edad Plioceno inferior basándose en datos de Foraminíferos planctónicos.

La columna estratigráfica en estudio se ubica en la parte occidental de la cuenca siliciclástica de Asilah y tiene una potencia de 11m. La secuencia sedimentaria está constituida principalmente por arenas y limos más o menos glauconíticos y es rica en macrofauna bentónica (Moluscos y Briozoos).

El estudio palinológico se ha realizado en 19 niveles, siendo todos, a excepción de los tres superiores, bastante abundantes. Los grupos de palinomorfos identificados corresponden a polen, esporas y quistes de Dinoflagelados, así como a otros restos orgánicos entre los que se incluyen diferentes algas tanto marinas como de agua dulce.

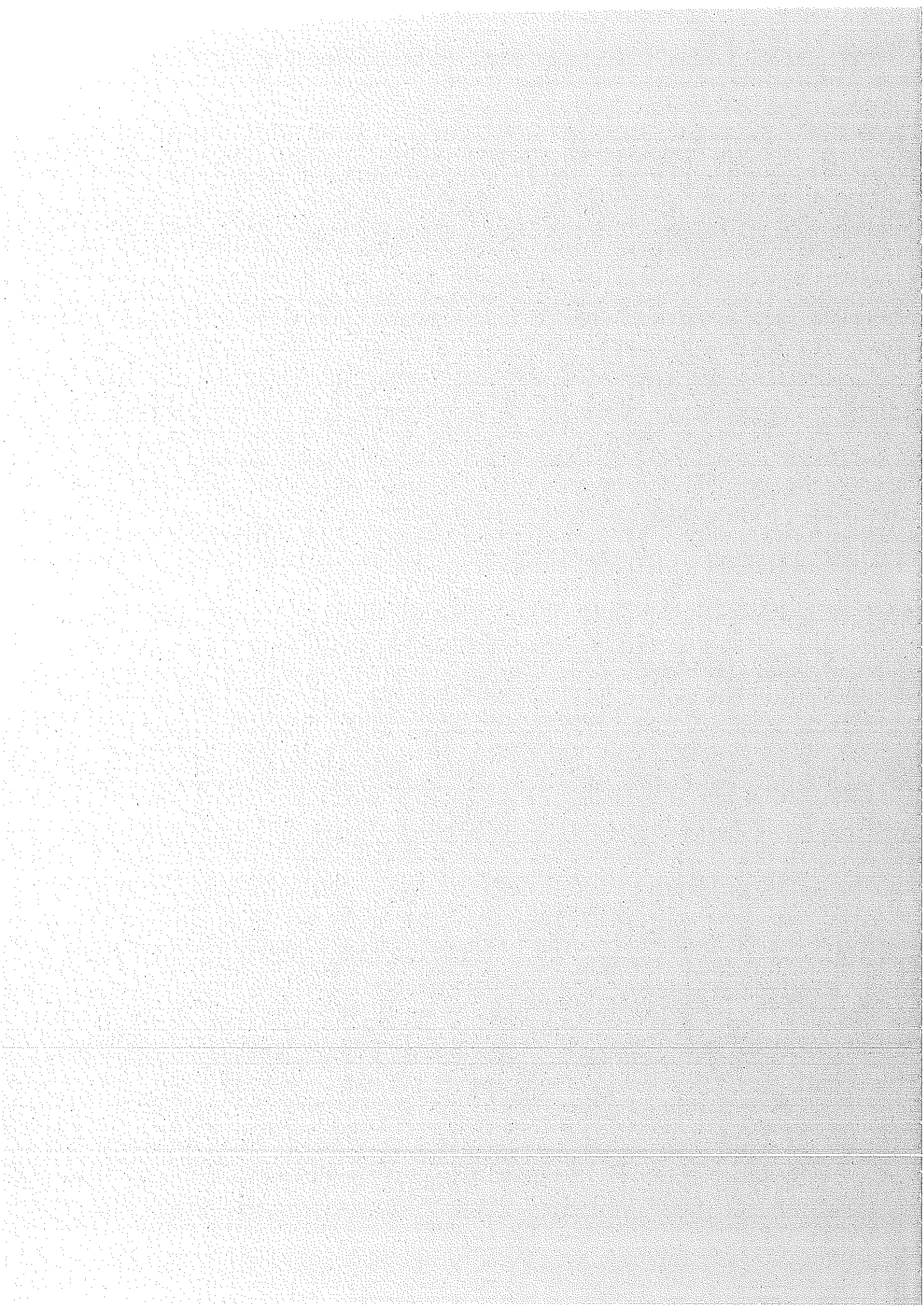
En el análisis de la asociaciones que se ha realizado, se observa una serie de cambios tanto en las condiciones del medio marino como en las de la cobertera vegetal continental colindante. Estos cambios se manifiestan en la vertical por alternancias en la proporción de Angiospermas (tanto herbáceas como arbóreas) y Gimnospermas bialadas. Hay que destacar la desaparición de *Quercus caducifolio* junto a una caída de las gramíneas, entre las Angiospermas, coincidiendo con un gran aumento de *Pinus* entre las Gimnospermas. Por otra parte, estas oscilaciones de la vegetación también coinciden con cambios en las asociaciones de dinoquistes, manifestadas por el aumento de las formas neríticas de aguas algo profundas y abiertas en relación a las nerítico-costeras existentes. Hacia techo de la sección las condiciones pasan a ser similares a las iniciales, pero con la aparición de nuevos táxones.

De los resultados obtenidos se deduce la existencia de cambios, de muro a techo, en las condiciones ambientales de la zona. Por una parte aquellos que indican variaciones en la posición de la línea de costa, que coinciden con los datos aportados por la macrofauna (El Hajaji *et al.*, 1999; Mihraje, 1999) y microfauna (González Delgado *et al.*, 1996), y por otro, la modificación en la composición florística del continente cercano que refleja una cierta alteración en el clima local.

BIBLIOGRAFÍA

- González Delgado, J.A., Civis, J., Alonso Gavilán, G., Andrés, I. & Ben Moussa, A. (1996). Paleontología y Estratigrafía del Plioceno inferior de la cuenca de Asilah (NW de Marruecos). *Geogaceta*, 20(1): 231-234
- El Hajaji, E., Pouyet, S. & Mihraje, A. (1999): Paleocological significance of Bryozoan in Lower Pliocene from Asilah (NW Morocco). *Rev. Soc. Geol. España*, 12(1): 57-61.
- Mihraje, A. (1999): Les Bivalves pliocenes du Maroc nord-occidental: taphostratigraphie et paleoenvironnements. These por l'obtention du Doctorat en Sciences (Géologie), 232p.

AULA INFORMÁTICA



EVOLUCIÓN DE LA GESTIÓN INFORMATIZADA DE LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES

Caballero, J.¹, Diéguez, C.¹, Chicote, G.¹, Montero, A.² y Torres, Y.¹

1 Museo Nacional de Ciencias Naturales – CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España.

2 Jardín Botánico de Córdoba. Avda. de Linneo s/n, 140. Córdoba. España

En 1986 el MNCN inició un proyecto de inventariado general de sus colecciones. Desde ese momento la gestión de colecciones tanto de inventariado como de préstamos y de consultas, se realizaba de forma manual. Si bien en principio este procedimiento resultó útil para la realización del inventario, con el paso del tiempo la demanda de ejemplares de colección para investigación y exhibición, hizo que se revelara como lento y obsoleto. Con el fin de agilizar dicha gestión, se creó en 1989 la primera base de datos informatizada de paleobotánica realizada en DBase III+ con una única tabla y 15 campos, que reflejaba fielmente la ficha utilizada para el inventario manual. La estructura muy sencilla de la base y el programa, poco versátil, no permitía la creación de salidas por impresora de etiquetas, fichas o consultas. Así mismo, las búsquedas para consultas complejas por más de un campo, típicas en paleontología, no eran posibles, por lo que si bien fue un progreso en lo relativo al inventario, la gestión seguía siendo de tipo manual.

Un paso adelante supuso el “volcado” de la existente base a una nueva, creada en Access, que permitía el acceso a la información necesaria en cada caso. A pesar de los avances que en su momento supusieron ambos programas, no hay que olvidar los errores que, cometidos en uno u otro, han sido arrastrados hasta la actualidad.

A principios de este año el equipo de conservación se planteó la realización de una base de datos única que impidiera la acumulación de errores, restringiendo la entrada de nuevos valores a los campos. Sin embargo, para realizar todo esto fue preciso depurar los valores que se estaban utilizando en las anteriores bases.

En la actualidad disponemos de una base de datos con una veintena de tablas interrelacionadas y que posibilita un acceso rápido y eficiente, tanto para la introducción de nuevos registros como para las diferentes consultas y salidas de impresión.

EL PROYECTO ENHSIN: ESTADO ACTUAL Y PERSPECTIVAS

Diéguez, C.

Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid, España.

La información sobre ejemplares de Historia Natural es solicitada por un amplio espectro de usuarios que la emplean con diversos fines y es utilizada para un conjunto de actividades que incluyen: investigación, didáctica y gestión de recursos, entre otras.

Cada vez más conscientes sobre este tema, las instituciones que albergan colecciones han creado, o procuran crear, bases de datos que recojan la información más completa posible de los ejemplares a su cargo. Como resultado de ello, la información sobre ejemplares de Historia Natural esta siendo cada vez más accesible a través de los medios electrónicos. Sin embargo, está diseminada entre un vasto número de fuentes, lo que representa el mayor impedimento para su uso. Para remediar esta situación un grupo formado por los principales centros depositarios de ejemplares de Historia Natural ha formado el ENHSIN (European Natural History Specimen Information Network) que es una red de colaboración creada bajo el amparo del Quinto Programa Marco de la Comisión Europea y cuyo objetivo es desarrollar y asesorar procedimientos, métodos y esquemas de la gestión de redes y consensuar las necesidades de los usuarios, para hacer posible el desarrollo de una infraestructura europea de bases de datos común e interoperable.

El fin de esta comunicación es dar a conocer la existencia del ENHSIN y los procedimientos y metodología por éste aplicados hasta el momento, por lo que pueda servir de ayuda y de recapitulación en las nuevas, o ya creadas, bases de datos.

FÓSILSP@IN : PALEONTOLOGÍA EN LA RED

Molina, A.

Conde de Barajas, 32, bajo A, 41002, Sevilla (España), email: 378470@mixmail.com

El trabajo se limita a presentar el portal de paleontología FósilSp@in, que está presente en Internet desde el 5 de agosto de 1999 y a hacer un balance de su funcionamiento en el tiempo transcurrido.

FósilSp@in tiene como principal objetivo promover y difundir la paleontología entre las personas de lengua española. Para ello ofrece varios servicios, que se explicarán con detalle en la exposición. El acceso a todos estos servicios es público y gratuito.

Se analizará la repercusión que está teniendo el portal en la red, y se mostrarán las estadísticas de acceso a la página principal así como los comentarios de algunos de nuestros visitantes.

También se tratará sobre futuros proyectos y se incentivará a la comunidad científica a participar en ellos activamente.

DESARROLLO DEL FICHERO DE TAXONES Y FORMACIONES DEL GTE 421. EJEMPLOS PRÁCTICOS

Pardo Alonso, M.V. y Gozalo, R.

Depto. de Geología. Universitat de València.C/Dr. Moliner, 50. E-46100 BURJASSOT (Valencia) ESPAÑA.c/e: Miguel.V.Pardo@uv.es y Rodolfo.Gozalo@uv.es

Los ficheros de taxones y formaciones del Grupo de Trabajo Español del PICG 421 (GTE 421), fueron desarrollados por los autores con el fin de facilitar la recopilación y el tratamiento de datos paleobiogeográficos sobre la Península Ibérica por los miembros del citado GTE.

Por lo general, el traslado de los datos desde las publicaciones a los ficheros resulta relativamente fácil. Ahora bien, en la práctica pueden surgir algunos problemas derivados, entre otros, de cambios en la nomenclatura de los taxones en sucesivas publicaciones, cambios en la litoestratigrafía, o dudas en cuanto a las atribuciones a un taxón o a otro del material publicado.

Estos problemas son ajenos a la estructura misma de los ficheros, que presenta los suyos propios, siendo el caso más frecuente el de las ambigüedades a la hora de rellenar determinados campos.

Se proponen soluciones generales para ambos grupos de problemas, con ejemplos prácticos tomados de publicaciones reales.

Por otro lado, se ve necesario ampliar algunas opciones de los ficheros, además de las incluidas por defecto, para abarcar todo el espectro de grupos taxonómicos y su casuística particular; esto es debido a que los ficheros actuales se ciñen a la primera propuesta que se presentó, la cual tenía como base principal los casos que se presentan al incorporar al fichero los datos sobre braquiópodos fósiles.

Se contempla también la posibilidad de utilización del BSCW de RedIRIS como modo de agilizar el trabajo de recopilación de los ficheros particulares rellenos por cada especialista, y su acceso a los restantes miembros del GTE 421 involucrados en esta labor.

HERRAMIENTAS DE TRABAJO COLABORATIVO EN LA RED: BSCW E INVESTIGACIÓN PALEONTOLÓGICA

Pardo Alonso, M.V.

Depto. de Geología. Universitat de València. Dr. Moliner, 50. E-46100 BURJASSOT (Valencia) ESPAÑA. c/e: Miguel.V.Pardo@uv.es

El correo electrónico ha constituido una auténtica revolución en la colaboración entre investigadores, rompiendo barreras geográficas y temporales, y consiguiendo una comunicación casi instantánea, sin la esclavitud de los horarios. Asimismo ha servido para el intercambio tanto de textos como de cualquier tipo de documento electrónico mediante los archivos, facilitando el trabajo colaborativo entre investigadores alejados, que han podido así realizar por la red todo el intercambio de información para llevar a cabo trabajos y publicaciones en colaboración.

Sin embargo el correo electrónico, siendo un puente para salvar obstáculos, a su vez ha puesto los suyos propios, debido a las limitaciones del sistema de mensajería. Entre otros casos, ha mostrado sus carencias cuando se trata de colaboraciones entre tres o más personas, cuando se necesita hacer un seguimiento sobre distintas versiones de un mismo documento o cuando es necesario tener acceso inmediato a la última versión del mismo.

La evolución siguiente ha sido el diseño de herramientas de trabajo colaborativo que facilitan la intercomunicación, el desarrollo y el seguimiento de proyectos, todo por Internet y de un modo sencillo. A ellas pertenece el BSCW (*Basic Support for Co-operative Work*. <http://bscw.gmd.de/>), que podríamos traducir como "Apoyo Básico para Trabajo Cooperativo", desarrollado por *Institute for Applied Information Technology (FIT)* del GMD (*GMD – Forschungszentrum Informationstechnik GmbH*; <http://www.gmd.de/>).

Su sencillez de manejo y de acceso ha llevado a RedIRIS (Red Académica y de Investigación Española; <http://www.rediris.es>) ha incorporarlo como un nuevo servicio para las Redes Temáticas (antes Comunidades Virtuales de Usuarios).

Su uso requiere únicamente tener una dirección de correo electrónico, darse de alta con un nombre de usuario y una palabra de acceso, y un navegador web como Netscape Internet Explorer; todos los procesos de intercambio y la gestión se hacen mediante un interfaz web, y el método consiste en crear "Zonas de Trabajo" donde varios usuarios pueden compartir información, editar documentos, convocar reuniones etc. El acceso a este servicio se hace a través del administrador del correspondiente espacio virtual (en nuestro caso, la Red Temática Paleópolis; <http://paleopolis.rediris.es>).

Entre otras, la utilización de BSCW presenta las siguientes características ventajosas:

- Fácil acceso al no necesitar instalar *software* adicional y realizar todo el proceso mediante navegadores web.
- Multiplataforma, ya que el espacio de trabajo compartido es accesible a través de Windows, Macintosh o Unix.
- Toda la gestión, navegación por carpetas, obtención y envío de documentos se realiza en un entorno de páginas web ordinarias (no se necesita implementar servidores ftp).
- Cualquier tipo de documento (texto, imágenes, dibujos, ficheros de datos, animaciones, ...) puede ser almacenado y obtenido del espacio de trabajo compartido.
- Posibilidad de hacer públicos los documentos una vez elaborados, indicando simplemente la dirección URL donde se encuentra en el mismo espacio de trabajo.
- Se fomenta el trabajo en grupo, ya que los documentos están siempre en un servidor central, al que se puede acceder en cualquier momento y modificarlos.
- Seguridad en los datos y control de accesibilidad a los mismos.
- Envío sencillo de comunicados a los otros colaboradores y posibilidad de realizar convocatorias.

Su aplicación se encuentra tanto en la elaboración de trabajos para publicar en revistas convencionales o electrónicas (donde puede ser la herramienta fundamental), como en el seguimiento y desarrollo completo de todo un proyecto de investigación. También ha sido probada su utilización como apoyo a la docencia.

TÉCNICAS MULTIMEDIA E PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO: O JURÁSSICO DO CABO MONDEGO (PORTUGAL)¹

Rocha, R.C.², Henriques, M.H.³ & Duarte, L.V.³

¹ Trabalho realizado no âmbito do Projecto Praxis XXI/P/CTE/11128/1998 (“A evolução do Proto-Atlântico durante o Jurássico inferior e médio e o valor patrimonial do seu registo na margem ocidental portuguesa”).

² Bolseiro do Projecto Praxis XXI/P/CTE/11128/1998, rrocha2@go.com

³ Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal, hhenriq@ci.uc.pt, lduarte@ci.uc.pt

O presente trabalho visa a aplicação de técnicas multimedia, designadamente do Macromedia Director 8.0, na elaboração de instrumentos de divulgação do Património Paleontológico Português.

Para tal, seleccionou-se um objecto geológico - o afloramento do Cabo Mondego -, que é detentor de valor patrimonial por diversas razões (paleontológicas, sedimentológicas, estratigráficas e outras) e que constitui uma referência para o estudo do Jurássico, quer a nível nacional quer a nível internacional.

A informação científica disponível foi processada por forma a ser utilizada através de um CD-ROM pelo cidadão comum interessado em geoturismo, pelos agentes de ensino ligados ou não às Ciências da Terra e da Vida ou pelos investigadores nacionais e estrangeiros que necessitem de informação de detalhe - por exemplo, uma pré-visualização do estratotipo de limite do Bajociano (Global Stratotype Section and Point – GSSP).

O CD-ROM foi realizado num Macromedia Director 8.0 e posteriormente compilado com o Macromedia Shockwave. O registo sonoro foi realizado num Cool Edit 2000 da Syntrillium.

O Macromedia Director é um programa utilizado para criar apresentações interactivas (desde logotipos animados até filmes complexos) como, por exemplo, quiosques virtuais, apresentações de produtos ou divulgação de ideias. A linguagem e o raciocínio utilizados durante a realização da apresentação interactiva é paralelizada à linguagem cinematográfica, sendo palavras como filme, cenário, elenco e guião de uso corrente na sua concepção.

O funcionamento do programa baseia-se em animar imagens vectoriais ou “raster” ao longo de um tempo controlável, sob a influência dos comandos do utilizador. Tal como num filme, o primeiro passo consiste em criar todo o elenco da apresentação interactiva, que inclui imagens, sons, textos e ainda os comportamentos específicos dos membros do elenco; num segundo passo, cria-se a apresentação interactiva propriamente dita, isto é, distribuem-se os membros do elenco de acordo com o guião. A incorporação, nesta fase, de sensores para comandos do utilizador, permite a este último interagir com o produto final (Fig. 1). Ao contrário de uma película cinematográfica tradicional, onde existe apenas um único sentido na mensagem, do princípio para o fim, com o Macromedia Director o utilizador torna-se um sujeito activo na aquisição da informação.

Uma vantagem do Macromedia Director é a possibilidade de exportação da apresentação interactiva para um formato largamente utilizado na Internet, o Macromedia Shockwave que, além de ser graficamente apelativo, cria ficheiros compactos que são descarregados de forma gradual, sem interrupção no fluxo informativo.

O Macromedia Director, por ser um programa que permite criar CD-ROMs interactivos, torna-se particularmente eficaz como meio de transmissão de informação paleontológica. O acesso aos afloramentos fica facilitado e a observação das suas características geológicas (paleontológicas, estratigráficas, sedimentológicas e outras) é orientada através de um suporte sensorialmente apelativo, de fácil utilização e menos dispendioso que o suporte impresso convencional.

THE JURASSIC OF PORTUGAL THE CABO MONDEGO SECTION

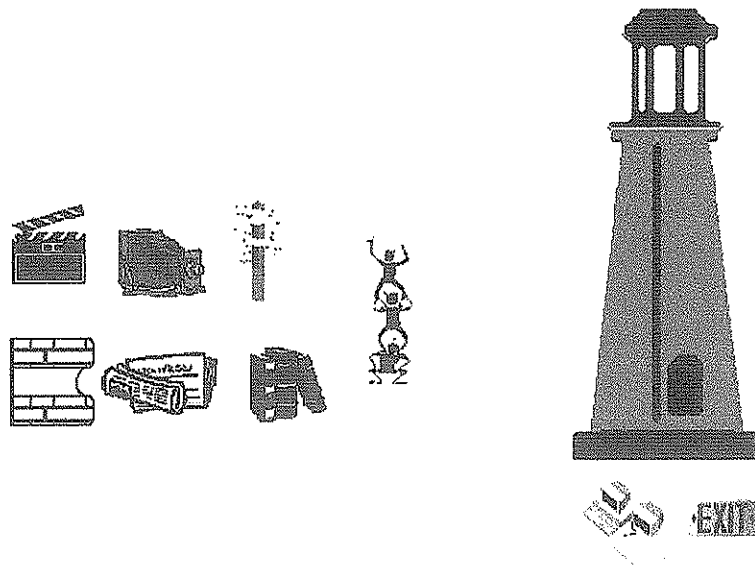
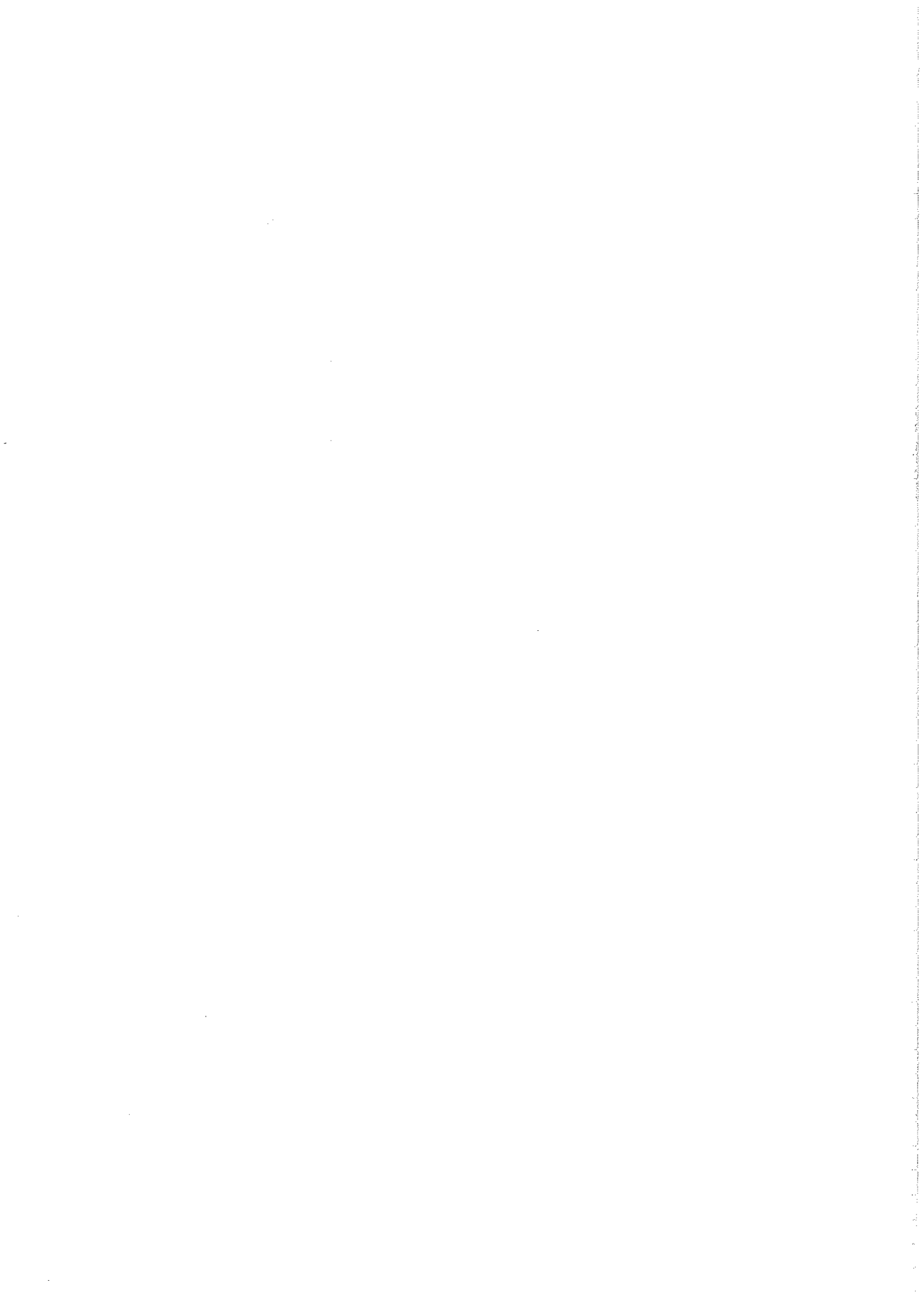


Fig. 1 – Menú principal do CD-ROM “The Jurassic of Portugal. The Cabo Mondego section”.



PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO

COLECCÕES PALEONTOLÓGICAS EM PORTUGAL: O ESTADO DA ARTE E O PAPEL DO MUSEU DO IGM

Brandão, J.M.

Museu do Instituto Geológico e Mineiro. R. Academia das Ciências 19 -2º, 1200 LISBOA museugeol.igm@mail.telepac.pt

São relativamente poucas as colecções paleontológicas existentes em Portugal. As mais importantes, pertencem ao Instituto Geológico e Mineiro (IGM) e a algumas das Universidades do Estado. Numa estimativa grosseira poderia dizer-se que no seu conjunto, reúnem cerca de um milhão de espécimens, dos quais apenas uma pequena parte estarão devidamente documentados.

Não obstante o seu grande valor científico e cultural, estas colecções, porém, são mal conhecidas pela comunidade científica e pelo público em geral.

Destacam-se no panorama nacional as colecções que constituem parte do acervo do Museu do IGM, recolhidas durante centena e meia de anos em todo o país, durante os trabalhos de levantamento da cartografia geológica do território. Nelas estão representados, praticamente, todos os grupos biológicos fósseis reconhecidos até hoje no nosso país.

O ritmo alucinante a que entraram os materiais que constituem parte substancial das colecções deste Museu, no período Nery Delgado - Paul Choffat, esbateu-se ao longo do tempo quer pela diminuição da necessidade de muitas colheitas quer pelo nítido declínio dos estudos e trabalhos no âmbito da Paleontologia. Porém, paradoxalmente, estas colecções continuam a ser fonte de novos dados, sobretudo nos domínios da Sistemática e da Paleoecologia.

Apesar destes materiais constituírem colecções de referência nacionais, tal distinção e responsabilidade não foi, porém, acompanhada por uma gestão adequada, devido à manifesta falta de recursos humanos e financeiros que, ainda hoje, espartilham a actividade deste importante museu.

Como “guardião” das maiores colecções paleontológicas portuguesas, cabe ao museu do IGM um papel gerador de sinergias entre as diferentes instituições detentoras deste tipo de património geológico, no sentido de facilitar a circulação de informações sobre a constituição e conservação dos respectivos acervos e a implementação de um sistema de informação normalizado.

LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES-CSIC. ANTECEDENTES HISTÓRICOS, COMPOSICIÓN Y TRATAMIENTO

Diéguez, C.¹, Caballero, J.¹, Chicote, G.¹, Montero, A.² y Torres, Y.¹

1 Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España.

2 Jardín Botánico de Córdoba. Avda. de Linneo s/n. 140. Córdoba. España

La colección de Paleobotánica del Museo Nacional de Ciencias Naturales tiene su origen en el Gabinete Franco Dávila (siglo XVIII). Su composición y estado de conservación permite la reconstrucción de su trayectoria histórica y ésta, a su vez, informa sobre los acontecimientos que se fueron sucediendo y el desarrollo de la investigación Paleobotánica. Esta trayectoria se puede separar en cinco etapas bien definidas. Resultado de ellas es una colección de 561 diferentes taxa, atribuibles a todos los grandes grupos botánicos, desde algas a angiospermas, de los cinco continentes y de todas las eras geológicas.

La conservación y mantenimiento que se vienen llevando a cabo desde 1985 comprenden: desde la localización de los ejemplares, que se encontraban dispersos por varias dependencias del Museo, a su agrupamiento, ordenación y preparación para su estudio y conservación, hasta su posterior inventario y catalogación. En todo caso, se ha intentado implantar una conservación preventiva mucho más aconsejable, tanto desde el punto de vista científico como del económico, que la conservación restauradora.

El proceso de mantenimiento físico de la colección incluye: controles ambientales y revisiones periódicas del material para detectar posibles deterioros, con el fin de mantener el material en condiciones idóneas para su consulta y préstamo, sean con fines de investigación o de exhibición y conservar este patrimonio para futuras generaciones.

Acompañando los procesos de conservación, se ha llevado a cabo una investigación de la colección en dos diferentes líneas: museológica y paleobotánica que han sido financiadas por diversos organismos e instituciones: DGICYT, CAM, Ayuntamiento de Colmenar Viejo y el propio Museo Nacional de Ciencias Naturales, se han realizado una Tesis de Licenciatura y una Tesis Doctoral y, en la actualidad, se haya en proceso de redacción otra Tesis Doctoral.

GEOMONUMENTO DA RUA SAMPAIO BRUNO, LISBOA. (BRIOZOÁRIOS DO MIOCÉNICO INFERIOR)

Galopim de Carvalho, A.M.

Fac.Ciências de Lisboa. Director do Museu Nacional de História Natural.

Um grande número de habitantes de uma cidade como Lisboa não se apercebe das rochas sobre as quais ela se foi edificando e alastrando ao longo de séculos, nem imagina que elas lhe poderão testemunhar que aqui foi mar de águas quentes, de tipo tropical, há mais de 90 milhões de anos, que a paisagem era continental, vulcânica e desolada há uns 70 milhões e que voltou a ser mar há pouco mais de 20. Não sabe que houve aqui formas de vida que foram surgindo, evolucionando e desaparecendo com o passar dos tempos, nem suspeita que tudo isso está escrito nos poucos afloramentos rochosos que o acaso permitiu que sobrevivessem ao betão e ao asfalto. À semelhança de qualquer património que, por características de significado e grandiosidade, é considerado monumental, também certos geótopos devem ser entendidos como geomonumentos e, como tal, merecer-nos atenção, respeito e o cuidado de os legarmos às gerações futuras como o que resta de um património natural que a civilização, o progresso e, também, alguma ignorância foram destruindo ou soterrando.

O afloramento de calcário com briozoários fósseis da Rua Sampaio Bruno, em Campo de Ourique, representa um destes testemunhos do passado geológico da região onde, mais de 22 milhões de anos depois, surgiu a cidade de Lisboa.

O relato que dele fazemos, em especial o do respectivo conteúdo fóssil, mereceu-nos particular atenção nos aspectos taxonómicos e nomenclaturais que, dada a relativa juventude destas formações, são praticamente os mesmos que caracterizam a fauna actual. Assim, os professores, os estudantes e outros eventuais interessados têm, a partir de agora, à sua disposição um elemento de estudo de um grupo biológico muitíssimo pouco divulgado entre nós. Nesta óptica, a Câmara Municipal de Lisboa (CML) associa-se ao Museu Nacional de História Natural (MNHN) neste sector de apoio ao ensino da Paleontologia e da Zoologia.

A protecção e valorização deste e de outros geomonumentos existentes na cidade e a sua colocação ao serviço do público, como bens culturais e pedagógicos de reconhecido interesse na área das Ciências da Terra, resultaram de um protocolo estabelecido entre a CML e o MNHN, assinado em 27 de Julho de 1998. Segundo este protocolo, o geomonumento da Rua Sampaio Bruno, cuja concepção arquitectónica se fica a dever às arquitectas Rosário Salema e Sónia Pires da CML., é um entre vários pólos do referido Museu, concebidos no quadro de uma estrutura museológica alargada, de âmbito nacional, ainda embrionária e sem qualquer reconhecimento na letra da lei, mas já instalada no terreno e a dar os primeiros passos (nomeadamente nos concelhos de Lisboa, Viseu, Setúbal, Torres Vedras, Sesimbra e Évora), a que demos o nome de Exomuseu da Natureza, conceito que lançámos há uma década e cuja expressão, de então para cá, não cessa de crescer e reunir consensos.

A jazida corresponde a uma bancada lenticular de calcário argiloso muito fossilífero, rica em briozoários, sobreposta a uma camada argilosa explorada, no passado, como barreiro da antiga "Cerâmica Lisbonense". Descrita inicialmente como Molasso e argilas de Vénus ribeiroi dos Prazeres e incluída nos níveis mais baixos do Burdigaliano, foi, mais tarde, atribuída ao Aquitaniano superior.

As concreções calcárias que nela se destacam são restos de colónias de briozoários dispostas em capas muito finas e concêntricas que, em vida, se iam desenvolvendo, sobrepondo-se umas às outras.

Tais concreções, uma vez sujeitas à agitação marinha, movimentavam-se por rolamento no fundo, num vai-vem de remobilização e redeposição, à semelhança dos calhaus e areias litorais, e daí o carácter de estratificação entrecruzada patente no afloramento.

O calcário com briozoários da Rua Sampaio Bruno, agora musealizado numa colaboração do MNHN e da CML, ao serviço do público, constitui um notável testemunho da existência aqui, há pouco mais de 20 Ma, de uma plataforma recifal, em águas marinhas muito pouco profundas, límpidas e com temperaturas ligeiramente mais elevadas do que actualmente.

COLECCIÓN PALEOBOTÁNICA DEL MIOCENO DE RIBESALBES (CASTELLÓN) EN EL MUSEO DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSITAT DE VALENCIA (MGUV)

García-Forner, A.¹, Martínez-Pérez, C.¹, Maroto, M.A.¹ y Márquez-Aliaga, A.²

1 Museo del Departamento de Geología; Universitat de València; 46100 Burjassot (Valencia). E-mail: garciaan@uv.es

2 Instituto "Cavanilles" de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología; Universitat de València; 46100 Burjassot. (Valencia).

Desde hace algunos años, el Museo del Departamento de Geología de la Universitat de València (MGUV) esta llevando a cabo un trabajo de catalogación e informatización de sus fondos, según la metodología que se cita en García-Forner *et al.* (1999) y Márquez-Aliaga *et al.* (1999). Continuando con estas labores de catalogación, en el presente trabajo se pretende dar a conocer otra parte de sus fondos. En este caso se trata de restos vegetales fósiles del Mioceno de Ribesalbes (Castellón).

El yacimiento de Ribesalbes se localiza en el sector suroeste de la Cordillera Ibérica, en la cuenca de Ribesalbes-Alcora, situada a unos 30 km al oeste de Castellón. En la cuenca se instaló un lago de tipo meromítico durante el Mioceno Inferior, que dio lugar a ritmitas bituminosas no bioturbadas que contienen insectos fósiles y plantas.

El proceso seguido para la localización y tratamiento del material fue el siguiente:

- a) Adjudicación de un número de registro definitivo a cada una de las piezas.
- b) Ubicación de las piezas seleccionadas en cajas específicas y etiquetado externo de estas últimas.
- c) Determinación taxonómica de cada uno de los ejemplares, y revisión de aquellos que ya estaban clasificados, con el objetivo de corregir posibles errores.

Las características generales que se han tenido en cuenta para este tipo de colecciones se corresponde con las de Diéguez y Montero (1994):

- a) La amplitud de la temática paleontológica que abarcan todos los grupos taxonómicos presentes en la colección.
- b) La variabilidad de los ejemplares y sus características.
- c) La diversidad de tipos de preservación, según sus aspectos tafonómicos, son impresiones, compresiones, permineralizaciones, moldes, contramoldes y ejemplares con estructuras conservadas.

La colección que aquí se muestra está constituida por 61 ejemplares, entre los cuales se ha podido determinar al menos 20 taxones.

Los elementos fósiles estudiados son fundamentalmente restos foliares y, en menor medida, semillas aladas, conos de gimnospermas y una flor de angiosperma. La mayoría de los ejemplares se encuentran en forma de compresiones y algunos como impresiones. Por último existe un gran número de ejemplares cuyo estado de conservación no ha permitido su determinación.

Agradecimientos

Este trabajo no se hubiese podido realizar sin la ayuda del Dr. Eduardo Barrón de la Universidad Complutense de Madrid, cuya colaboración en la determinación de los ejemplares fue de inestimable ayuda. Asimismo, hay que hacer mención a Enrique Peñalver por sus comentarios de tipo científico, los cuales han permitido mejorar este trabajo.

Referencias Bibliográficas

- Diéguez, M.C. y Montero, A. 1994. Manual de catalogación y gestión de las colecciones científicas de historia natural. *Manuales técnicos de Museología*. Sanchis, B. (Ed.). MCNM-CSIC. 1: 161-162.
- García-Forner, A., Gil, B., Guillem, J., Maroto, M.A. y Márquez-Aliaga, A. 1999. Recuperación de la colección de fósiles donada a la Universitat de València por el Museo de Ciencias Naturales de Madrid. *Comunicación de la XV Jornadas de Paleontología. Tomo II*: 389-93.
- Márquez-Aliaga, A.; García-Forner, A., Martínez, C. y Villena, J.A. Colección icnofósiles del Museo de Geología de la Universitat de València. *Comunicación de la XV Jornadas de Paleontología. Tomo II*: 413-414.

LA PROTECCIÓN DEL PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO EN LA REGIÓN DE MURCIA (ESPAÑA)

Iniesta Sanmartín, A. y Romero Sánchez, G.

Instituto de Patrimonio Histórico de la Región de Murcia

La situación del patrimonio paleontológico, mal definido en las legislaciones y normativas de patrimonio histórico o natural, ha visto correr su protección práctica de la mano de la arqueología o de la geología, en marcos no siempre adecuados a su singularidad, y en un papel siempre secundario, lo que ha redundado negativamente sobre el mismo. En el caso de Murcia, desde la asunción en 1984 de las competencias en materia de Patrimonio Histórico por parte de la Comunidad Autónoma, se ha entendido el patrimonio paleontológico en su conjunto como parte innegable del patrimonio histórico. Por tanto y aunque siempre en paralelo al patrimonio arqueológico se dieron pasos importantes hacia la mejor comprensión de la problemática del patrimonio paleontológico y en especial hacia su mejor defensa.

En 1998 propusimos desde la Sección de Arqueología del Instituto de Patrimonio Histórico un Plan de Estructuración de la Protección del Patrimonio Paleontológico Regional. Este Plan se orientó inicialmente a la consecución de los siguientes objetivos: Definir las necesidades de regulación normativa para la protección y estudio del patrimonio paleontológico regional; catalogar el patrimonio paleontológico regional, abordar una evaluación de riesgos y prioridades a partir de dicha catalogación y definir unas estrategias realistas de protección e investigación; conocer y reconducir, en su caso, la actividad de los aficionados y de los profesionales en la región insertando su actividad dentro del marco legal; y evaluar los medios disponibles para almacenamiento y exposición de las colecciones paleontológicas y plantear en su caso las necesidades no cubiertas. Considerando estos objetivos se abrieron una serie de líneas de actuación iniciales. El presente trabajo intenta dar a conocer los principales resultados en el terreno legal y de confección de la Carta paleontológica.

La Región de Murcia es una de las Comunidades Autónomas españolas que no ha desarrollado una normativa legal propia relacionada con el Patrimonio Histórico. Contamos pues como figura legal realmente eficaz y aplicable a estos yacimientos con la declaración como Bien de Interés Cultural (B.I.C.) bajo sus dos acepciones posibles, Sitio Histórico (S.H.) y Zona Arqueológica (Z.A.), recogidas en la Ley del Patrimonio Histórico Español de 1985. En el caso de Murcia se ha entendido como más ajustada al espíritu original de la Ley, la protección como Zona Arqueológica, encontrándose en tramitación la declaración como tal, de diversos yacimientos.

La presencia en la Ley de Patrimonio Histórico Español como única fórmula expresa de protección la de la declaración como B.I.C., nos sitúa ante el problema de como lograr una protección real del conjunto de yacimientos paleontológicos no declarados expresamente como tal. Habría que crear formas de protección de menor rango y que no se contemplan en la vigente Ley del Patrimonio Histórico. Lo más práctico sería dar entidad legal a la Carta Paleontológica o al catálogo regional de yacimientos y ligar la inclusión en dicho catálogo con unos niveles mínimos legales de protección. Para alcanzar este objetivo en Murcia chocamos con el problema de la ausencia de una ley regional propia de Patrimonio Histórico, ni de decretos actualizados que regulen la protección específica del patrimonio paleontológico o del patrimonio arqueológico.

Ante esta situación sólo se nos abre en la práctica una vía efectiva para alcanzar la protección real de los yacimientos paleontológicos no declarados como Bien de Interés Cultural: la inserción de su protección en el planeamiento urbanístico. Esta vía de insertar la protección del patrimonio paleontológico en el planeamiento urbanístico, a su vez plantea entre otras ventajas el estimular la corresponsabilidad de los Ayuntamientos en la protección del patrimonio, armonizar la protección del patrimonio con el resto del planeamiento y por tanto con el desarrollo global del territorio, concentrando la información para el ciudadano en documentos de uso habitual, con una información clara y lo más precisa posible sobre las condicionantes que el substrato paleontológico pueda en determinados momentos imponer a los proyectos de actuación o construcción en esas áreas. En este

sentido se ha redactado un modelo de Normativa de protección a insertar en los documentos de planeamiento que responde al mismo modelo utilizado en la Región de Murcia para el patrimonio arqueológico.

La normativa a introducir en el planeamiento, presenta dos partes fundamentales: La normativa propiamente dicha que incluye la definición de tres grados diferenciados de protección y las actuaciones autorizadas y procedimiento administrativo en cada uno de ellos. En una segunda parte se reflejaría como Anexo el catalogo de yacimientos paleontológicos y su reflejo cartográfico con localización en planos 1:5000, y en su caso, zonificación del yacimiento con las áreas de distinto grado de protección.

Por lo que respecta a la Carta Paleontológica se ha elaborado informatizado un modelo de ficha en la que se recogen los caracteres principales de cada yacimiento desde el punto de vista paleontológico, geológico y administrativo, así como una serie de campos tendentes a objetivizar la valoración de cada yacimiento desde una perspectiva científica, sociocultural y socioeconómica, lo que permitirá desarrollar políticas eficaces de investigación, protección y divulgación. Esta ficha se complementa con una base de datos, desarrollada por la Universidad de Murcia, que recoge las especies fósiles citadas en estudios o publicaciones sobre yacimientos o hallazgos en la Región de Murcia.

ACTIVIDADES EDUCATIVAS RELACIONADAS CON EL PATRIMONIO GEOLÓGICO y PALEONTOLÓGICO EN ESPAÑA: EL PROYECTO GRECEL^(*)

Meléndez, G. y Soria-Llop, C.N.

Dpto Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, c./ Pedro Cerbuna 12, 50009-Zaragoza (España):
gmelende@posta.unizar.es

Introducción

En España el estado actual del desarrollo legislativo en materia de protección del patrimonio geológico y paleontológico, aunque no exento de dificultades de aplicación, está permitiendo la puesta en práctica de diferentes medidas encaminadas a una protección activa del patrimonio desde distintos frentes. En el contexto de las iniciativas para la protección del patrimonio, los marcos legales español y comunitario incluyen numerosas figuras que implican un grado de protección creciente para los puntos de interés geológico y paleontológico, desde las figuras sin *status* legal de Punto de Interés Geológico (PIG) y Punto de Especial Interés Paleontológico (PEIP) hasta la figura de *Geosite* o la de *Geopark*, definidas a nivel internacional (ProGEO).

Origen y Objetivos

El Proyecto GRECEL, surge como un proyecto de investigación combinada entre la Geología (el patrimonio geológico) y la didáctica de las ciencias, dentro del marco de los programas Socrates-Comenius de la Unión Europea. Sus principales objetivos son, en primer lugar, la creación de un *equipo coordinado de investigadores* de distintos países preocupados por la sistematización y difusión de los conocimientos sobre el patrimonio geológico. En segundo lugar, la elaboración y *preparación de material didáctico* sobre el patrimonio geológico. En tercer lugar, la utilización de las nuevas tecnologías como instrumento pedagógico sobre el patrimonio geológico (Drandaki *et al.*, 1999).

El Grupo Español del proyecto Grecel está integrado por dos equipos de trabajo: (1) el equipo de la Universidad de Zaragoza y (2) el del Centro de Profesores (Enseñanza Secundaria) Aranjuez (Madrid). Ambos equipos trabajan de forma independiente pero coordinada. Las acciones concretas de tipo didáctico presentadas por los dos equipos de trabajo comprenden un conjunto de iniciativas tendentes a la definición y sistematización del patrimonio geológico. Estas acciones son presentadas asimismo de manera que puedan permitir la participación activa por parte de grupos de estudiantes en consonancia con la línea de actuaciones del resto de los participantes del Proyecto.

Trabajo actual y Perspectivas.

Equipo de Zaragoza.

La primera aportación la constituye la *definición* del concepto de patrimonio geológico y paleontológico y su sistematización, aún objeto de debate.

El patrimonio geológico engloba diferentes aspectos, entre los que se encuentra el patrimonio paleontológico (Gallego-Valcarce y García-Cortés, 1996). No obstante, el patrimonio paleontológico presenta una serie de singularidades que le confieren un *status* o un carácter especial. Este carácter único e independiente se lo otorgan, por una parte las entidades que lo conforman (los yacimientos paleontológicos) y, por otra, los criterios de valoración del mismo. Este carácter diferencial conlleva que el tratamiento legal sea asimismo diferente y específico. Por otra parte, la proliferación reciente en la Comunidad Autónoma de Aragón de proyectos de investigación y de otros de carácter didáctico-social en los que cobra creciente protagonismo el patrimonio geológico y paleontológico, está permitiendo materializar y poner en práctica medidas de difusión sociales y educativas (Andrés y Royo-Torres, 1999).

Equipo de Aranjuez.

El trabajo realizado por el equipo de Aranjuez se ha desarrollado en una doble vertiente:

Una parte de las actividades llevadas a cabo por este equipo se han centrado en el inventariado del Patrimonio Geológico del SE de la Comunidad Autónoma de Madrid. La otra aportación es la elaboración de material didáctico, recogido en un CD Rom que recopila y expone de manera asequible la información existente sobre los puntos de mayor interés geológico y los yacimientos paleontológicos de la provincia (Medina *et al.*, 1999).

Consideraciones finales

Por último, en el marco del proyecto Grecel podrán integrarse en un futuro próximo los resultados de numerosos proyectos de investigación actualmente en curso sobre evaluación del patrimonio, a iniciativa de instituciones internacionales (ProGEO) europeas (Unión Europea), nacionales e incluso autonómicas o locales, como pueden ser la definición y gestión cultural de parques culturales y temáticos así como otras iniciativas de carácter recreativo o turístico (*Dinópolis*, en la Provincia de Teruel). No hay duda de que la potencialidad de la producción de material didáctico de estas iniciativas redundará en una mayor difusión y un conocimiento del interés social y la importancia del patrimonio geológico dentro de la población.

(*) Este trabajo forma parte del proyecto internacional GRECEL y de los proyectos nacionales PB96/838 de la DGES-CSIC y *Dinópolis* (Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel).

Bibliografía

- ANDRÉS, J.A., ROYO-TORRES, R. (1999). Cultural diffusion as a model of conservation from paleontological heritage: Conjunto Paleontológico de Teruel. In: D. Baretino, M. Vallejo & E. Gallego (Eds.): *Towards the balanced management and conservation of the geological heritage in the new millennium*. SGE; ITGE; ProGEO; Madrid, 1999: 395-397.
- DRANDAKI, I., DIAKANTONI, A., EDER, W., FERMELI, G., GALANAKIS, D., GONGGRUP, G.P., HLAD, B., KOUTSOVELI, A., MARTINI, G., PAGE, K., PATZAK, M. (1999). Grecel, Geological Heritage: Research and environmental education and cooperation in european level. In: D. Baretino, M. Vallejo & E. Gallego (Eds.): *Towards the balanced management and conservation of the geological heritage in the new millennium*. SGE; ITGE; ProGEO; Madrid, 1999: 324-329.
- GALLEGO-VALCARCE, E., GARCÍA-CORTÉS, A. (1996). *El Patrimonio geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización (Introducción)*. Servicio de Publicaciones; Ministerio de Obras Públicas, Transporte y Medio Ambiente 1996: 11-16.
- MEDINA, J., SENDEROS, A., TOVAR, A. (1999). The geological heritage of the southeast of the Community of Madrid. A pedagogic resource. In: D. Baretino, M. Vallejo & E. Gallego (Eds.): *Towards the balanced management and conservation of the geological heritage in the new millennium*. SGE; ITGE; ProGEO; Madrid, 1999: 339-342.

FÓSILES PALEOZOICOS Y DEL PRECÁMBRICO EN LA COLECCIÓN DE FÓSILES EXTRANJEROS DEL MUSEO GEOMINERO (ITGE)

Menéndez, S., Arribas, A. y Rábano, I.

Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

El Museo Geominero tiene en sus fondos patrimoniales una numerosa e importante colección de fósiles y de minerales procedentes de todas las Comunidades Autónomas españolas y de algunos célebres yacimientos extranjeros. Estas, entre otras, razones le hacen ser uno de los Museos más completos de España en el campo de la Geología.

El origen de la mayor parte de las colecciones se remonta a mediados del siglo pasado gracias a la creación de la *Comisión de la Carta Geológica de Madrid y General del Reino* por S. M. La Reina Isabel II. La incorporación de materiales a las colecciones ha sido constante desde entonces, y en ello radica la importancia del Museo desde la perspectiva de la tradición histórica en las investigaciones geológicas de España y, a su vez, el valor patrimonial de sus colecciones.

La existencia de un patrimonio paleontológico de interés excepcional en el Museo Geominero se conoce sólo desde fecha relativamente reciente. Es a partir de 1990, cuando tiene lugar el inicio de los trabajos para realizar el primer inventario de los fondos del Museo, para ajustarse a la Ley 13/85 del Patrimonio Histórico Español. Durante la mayor parte de su historia, la institución no contó nunca con un libro de registro o inventario de sus fondos o, al menos, no se tiene constancia de que éste haya existido en los últimos cincuenta años.

La revisión de la colección de Fósiles Extranjeros de la exposición permanente del Museo Geominero era un objetivo planteado desde entonces, debido al precario estado de conservación y al etiquetado que presentaban los ejemplares que componen dicha muestra.

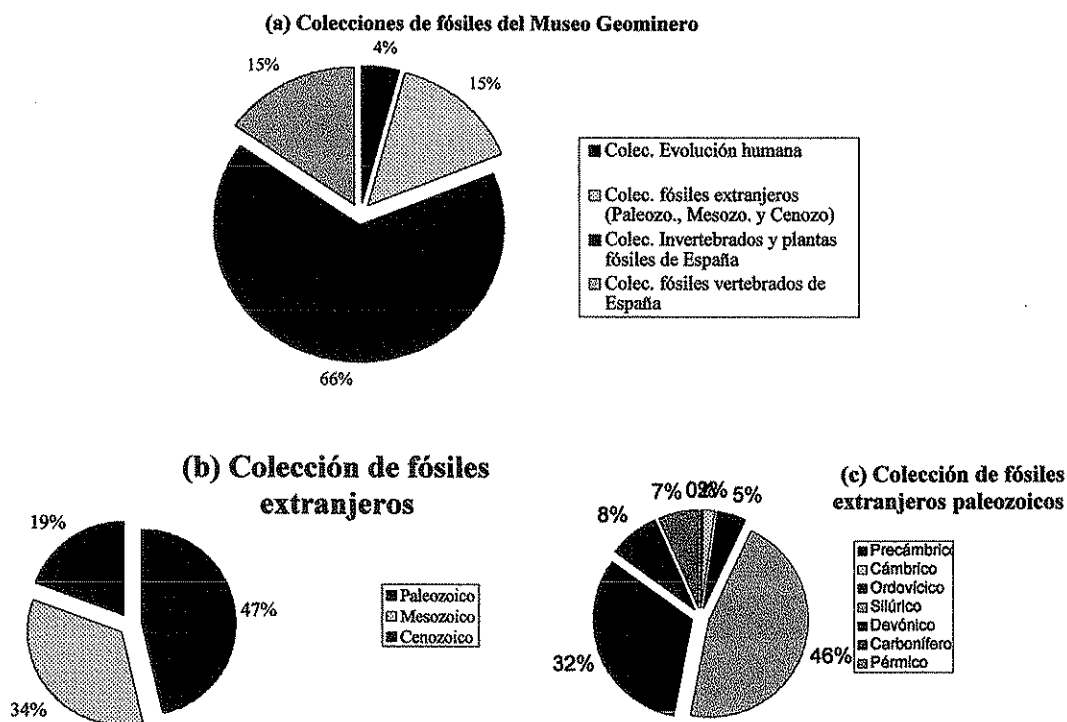


Figura 1 a, b, c. Relación de colecciones generales con fósiles (a), colección de fósiles extranjeros (b) y fósiles extranjeros paleozoicos (c) en el Museo Geominero y porcentaje de ejemplares y/o especímenes que componen cada una de ellas.

Antes de comenzar a tratar sobre los fósiles paleozoicos que componen la colección de Fósiles Extranjeros se mostrará cuál es la importancia cuantitativa de las diferentes colecciones depositadas en el Museo. El número de fósiles inventariados hasta la fecha en el Museo Geominero

es de 19.482 ejemplares. Las colecciones y el porcentaje de ejemplares que componen cada una de ellas se representan en la figura 1a.

La colección de Fósiles extranjeros (Fig. 1b), antes de llevar a cabo la revisión cuyos resultados parciales se presentan en esta nota, estaba compuesta por 1.500 registros, cifra que ha ascendido a 2.501 tras las labores de inventariado, desdoblamiento y determinación realizadas

Dentro de los fósiles paleozoicos de la colección de fósiles extranjeros del Museo Geominero (Fig. 1c) hay que destacar que los fila mayoritariamente representados en los diferentes ejemplares son Coelenterata, Arthropoda, Bryozoa, Brachiopoda, Mollusca, Echinodermata, Hemichordata (Graptolithina) y Plantae.

Con respecto a la procedencia geográfica de los ejemplares, se sabe que los principales países origen son, Checoslovaquia, EEUU, Marruecos, Francia, antiguo Sahara español y Suecia entre otros menos representados. A parte existe un buen número de ejemplares cuya procedencia es desconocida.

Para llevar a cabo esta labor, de control de la información y de estudio y reasignación taxonómica, se han seguido los siguientes pasos:

- 1 Comprobación inicial de la existencia de siglas en cada uno de los ejemplares o especímenes, y su contrastación con la base de datos.

En el caso, usual, de que varios ejemplares o especímenes estuvieran identificados con la misma sigla se ha procedido a adjudicar una nueva para cada uno de los materiales y traspasar esa información a la base de datos incrementando el número de altas en la colección.

- 2 Comprobación y ampliación documental de la información, geográfica y cronológica, que se disponía de cada uno de los restos fósiles.

- 3 Búsqueda de bibliografía referida a la taxonomía de cada uno de los ejemplares o especímenes, con el fin de actualizar su clasificación.

Una vez realizada esta labor con cada uno de los ejemplares del Paleozoico en la colección de fósiles extranjeros su número ha aumentado en inventario a 1159 registros. Posteriormente se ha llevado a cabo la reestructuración de la exposición de las vitrinas con materiales del Paleozoico, que afectan a 11 vitrinas. El proceso de reestructuración se ha hecho utilizando la siguiente metodología:

- 1 Revisión y valoración, con criterios museológicos, del material ubicado históricamente en la exposición permanente y del material localizado en los fondos con características estructurales similares al expuesto.

- 2 Selección del material para la nueva exposición permanente, utilizando criterios cualitativos y cuantitativos.

- 3 Distribución de las vitrinas a través del hilo argumental cronológico, con la disposición de los ejemplares en cada una de ellas en función de su asignación taxonómica.

- 4 Realización de un nuevo etiquetado para cada uno de los ejemplares a exponer, con el fin de mejorar el aspecto didáctico.

Tras el desarrollo de estas actividades, se puede afirmar que las muestras pertenecientes al Paleozoico en la colección de fósiles extranjeros del Museo Geominero presentan una documentación museológica, salvaguardada en soporte informático y en papel, actualizada al año 2000 que ha mejorado sustancialmente la estructura y composición de los materiales expuestos y que, por otra parte, facilitará las futuras consultas de los especialistas en cada uno de los grupos taxonómicos representados.

O PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO PORTUGUÊS E A SUA INTEGRAÇÃO NAS ÁREAS PROTEGIDAS DO TERRITÓRIO NACIONAL¹

Oliveira, S.² & Henriques, M. H.³

- 1 Trabalho realizado no âmbito do Projecto Praxis XXI/P/CTE/11128/1998 ("A evolução do Proto-Atlântico durante o Jurássico inferior e médio e o valor patrimonial do seu registo na margem ocidental portuguesa").
- 2 Largo de Sto. António, nº83, Rio Meão, 4520-470 Sta. Maria da Feira, Portugal.
- 3 Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal, hhenriq@ci.uc.pt

O Património Paleontológico de Portugal corresponde ao conjunto de objectos paleontológicos com valor patrimonial, ou seja, ao conjunto de objectos paleontológicos (fósseis: macrofósseis, microfósseis, nanofósseis, icnofósseis) que, pela sua singularidade e pela sua expressividade, devem ser preservados e divulgados, uma vez que representam fenómenos irrepetíveis ocorridos na Terra, fundamentais para a compreensão da sua História.

A plena compreensão dos conteúdos informativos incluídos num objecto fóssil implica o reconhecimento do contexto lítico em que ele aflora, isto é, do objecto geológico que o inclui. Daí que, falar-se em Património Paleontológico corresponde a falar-se num sub-sistema integrado num sistema mais vasto, que se refere ao Património Geológico. Este, conjuntamente com o Património Biológico, constituem o Património Natural de um país.

A legislação portuguesa relativa às Áreas Protegidas não reflecte, de modo algum, estes pressupostos. O Património Natural é reduzido à sua vertente biológica, ignorando-se, em geral, a existência de valores geológicos (incluindo os paleontológicos) susceptíveis de protecção. Nestes, e de acordo com a legislação em vigor, ao alegar-se a sua protecção, apenas é possível recorrer-se à figura de Monumento Natural, o que de resto foi feito, exclusivamente no caso de jazidas de icnofósseis de dinossaúrios.

No presente trabalho, são apresentadas as actuais Áreas Protegidas de Âmbito Nacional de Portugal Continental e dos Arquipélagos dos Açores e da Madeira e a sua distribuição relativa pelas figuras de protecção legal disponíveis (Fig. 1). São igualmente caracterizados todos os Monumentos Naturais que correspondem a objectos geológicos com valor patrimonial, e que representam apenas 13% do total das Áreas Protegidas do território nacional. Os restantes 87% referem-se a Áreas Protegidas que se distribuem por figuras legais onde os objectos de protecção correspondem a objectos naturais salvaguardados por razões de natureza fundamentalmente biológica: Parque Nacional, Parque Natural, Reserva Natural, Paisagem Protegida e Sítio Classificado.

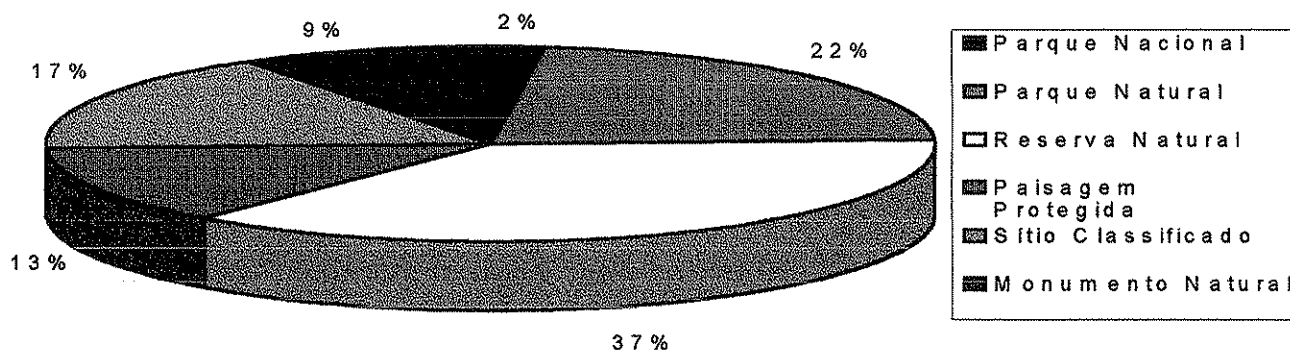


Fig. 1 - Número de áreas protegidas por figura de protecção a nível de todo o território nacional.

O levantamento estatístico, numérico e percentual de cada figura de protecção e das áreas que adquiriram esse estatuto por razões biológicas, paisagísticas, geológicas e mistas, tendo em conta a totalidade de áreas protegidas a nível nacional, é igualmente apresentado (Fig. 2).

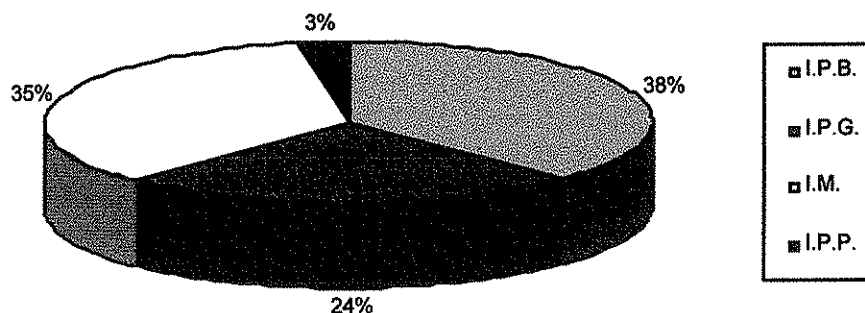


Fig. 2 - Percentagens relativas às razões que levaram à criação e reclassificação das áreas protegidas de Portugal Continental. Essas razões são classificadas em: I.P.B. = Interesse Predominantemente Biológico; I.P.G. = Interesse Predominantemente Geológico; I.M. = Interesse Misto; I.P.P. = Interesse Predominantemente Paisagístico.

Verifica-se, por um lado, que existem objectos geológicos com reconhecido valor patrimonial que foram enquadrados em figuras legais diversificadas, para além da de Monumento Natural que mais se lhes adequaria; por outro, que os objectos geológicos com valor patrimonial representam apenas 24% do Património Natural protegido no país.

ALGUNOS EJEMPLOS DE FOSILIZACIÓN EN INVERTEBRADOS Y PLANTAS DEL MUSEO GEOMINERO

Rodrigo, A. y Rábano, I.

Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España, Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid (España)

El registro fósil tiene una naturaleza y una dinámica propias. A través de la fosilización podemos recuperar información paleobiológica sobre los organismos productores de los restos fósiles, así como información sobre procesos biológicos y geológicos que han influido en su conservación. La fosilización es un conjunto de procesos que se inician con la producción de restos o de señales de actividad por un organismo. En este sentido, la colección de invertebrados y plantas del Museo Geominero cuenta con ejemplos muy significativos de fosilización entre sus numerosos representantes, tanto en la colección de fósiles españoles como entre los ejemplares extranjeros. En este trabajo se pretende mostrar algunos ejemplos de mecanismos de alteración tafonómica que han producido modificaciones en los restos conservados en nuestras colecciones. La elección de los ejemplares se ha realizado teniendo en cuenta la posible representación de cada uno de estos mecanismos, siempre que ha sido posible.

A continuación se describe sucintamente la mayoría de los mecanismos de alteración tafonómica que pueden observarse en el registro fósil, haciendo referencia a alguno de los ejemplos con que serán ilustrados en este trabajo:

- 1 Carbonificación. El enriquecimiento en carbono de los restos se puede observar en insectos conservados como delgadas películas carbonosas en ámbar, así como en restos vegetales (troncos, hojas) carboníferos.
- 2 Encostramiento. Costras de yeso en torno a bivalvos, costras de briozoos, serpúlidos.
- 3 Relleno sedimentario. Tenemos ejemplos de formación de moldes internos a partir de la incorporación de partículas sedimentarias a las cavidades de los restos: equínidos con rellenos geopetales y moldes internos de bivalvos.
- 4 Mineralización. Se incluyen dentro de la mineralización todos los procesos de incorporación o sustitución de componentes minerales a los restos. Cuando hay adición de componentes minerales, hablamos de cementación. Son ejemplos de cementación la formación de nódulos a partir de la concreción de partículas sedimentarias (nódulo de *Conularia*) o la cementación de cavidades observada en el interior de los caparzones de equínidos o de las conchas de braquiópodos. También se han observado ejemplos de cementación *sensu stricto* con la formación de pseudomorfos en ammonoideos y gasterópodos. Dentro de la mineralización se incluyen también los procesos de neomorfismo que tienen lugar cuando se produce la sustitución de minerales con la misma composición química. Si el cambio es textural hablamos de recristalización, mientras que si hay sustitución de aragonito por calcita, hablamos de inversión. Ejemplos de inversión son los observados en gasterópodos, ammonoideos y braquiópodos. En relación a los procesos de cambios en la composición química de los componentes, hay ejemplos de reemplazamientos por pirita en braquiópodos y crinoideos, por sílex en troncos y piñas de coníferas y en equínidos (anillos de beckita).
- 5 Abrasión. Erosión mecánica en bivalvos y gasterópodos por efecto de su transporte en un medio energético.
- 6 Bioerosión. Este tipo de desgaste producido por agentes biológicos (esponja *Cliona*, moluscos litófagos) puede ser observado en corales y bivalvos.
- 7 Disolución. Disolución de tabiques en ammonoideos.
- 8 Distorsión. Grietas, fisuras y deformaciones en equínidos, gasterópodos y trilobites.
- 9 Necrocinesis y desplazamientos fosildiagenéticos. Estas reorientaciones de elementos producen modificaciones espaciales. Tenemos ejemplos de reorientaciones en braquiópodos, crinoideos y graptolitos y de desarticulaciones y removilizaciones (resedimentación y reelaboración) en ammonoideos.

Estos ejemplos de fosilización son sólo una pequeña muestra de la gran diversidad e importancia de los ejemplares que forman parte de las colecciones del Museo Geominero y que constituyen una parte fundamental de nuestro Patrimonio Paleontológico. Su valor e interés científico (fósiles con conservación excepcional, fósiles procedentes de localidades tipo, fósiles con interés bioestratigráfico), así como su valor sociocultural (importancia histórica de las colecciones, aspectos didácticos de su exposición) están fuera de toda duda.

Este trabajo es una contribución al Proyecto 06/0006/98 concedido por la Dirección General de Investigación de la Comunidad de Madrid.

INTRODUCCIÓN AL INVENTARIO PALEONTOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MURCIA

Romero Sánchez, G. y Mancheño Jiménez, M.A.

Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia.

Introducción y antecedentes.

Gracias a sus características geológicas, Murcia es una región que posee numerosos e importantes yacimientos paleontológicos que han sido y son en la actualidad objeto de estudio por parte de gran cantidad de investigadores de todo el mundo. Tanto la realización en los últimos años de varias Tesis Doctorales como el desarrollo de diversos Proyectos de Investigación que incluyen temas de carácter paleontológico y bioestratigráfico, han sido la causa principal por la que existen numerosas citas y descripciones de fósiles procedentes de la Región de Murcia en publicaciones de carácter nacional e internacional.

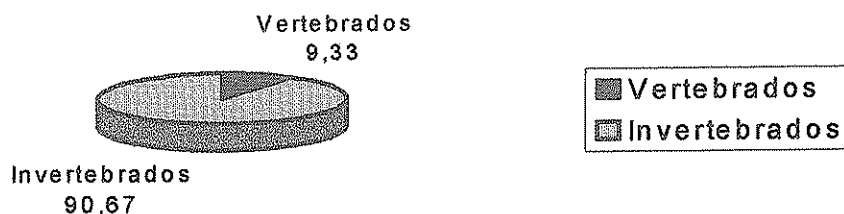
Esta importante riqueza patrimonial fue la que empujó a los autores a comenzar hace un par de años la elaboración de una base de datos informática que recogiera, de forma sistemática, las distintas especies de macrofósiles que aparecen en esos trabajos.

Desde el punto de vista histórico y cronológico, las primeras referencias en las que se citan la presencia de fósiles de esta zona se remontan a finales del siglo XIX. Así, Areitio y Larrinaga (1874) cita ya varios ejemplares de plantas fósiles descubiertos en los alrededores de los Baños de Mula y Sauvage en el año 1875 describe por primera vez los peces fósiles en las margas messinienses de Lorca. A principios del siglo XX es Jiménez de Cisneros quien en 1908 hace una descripción del conjunto paleontológico de esta zona; posteriormente Fallo (1929) menciona, en sus numerosos trabajos sobre las características geológicas del Subbético y el Prebético, una gran cantidad de invertebrados fósiles. Ya en la segunda mitad de este siglo, el número de descubrimientos paleontológicos se incrementa de forma espectacular, aumentando al mismo tiempo los trabajos publicados sobre yacimientos que se encuentran en Murcia. Hasta la fecha se han consultado 15 tesis doctorales, 80 publicaciones, además de las hojas geológicas de la Región.

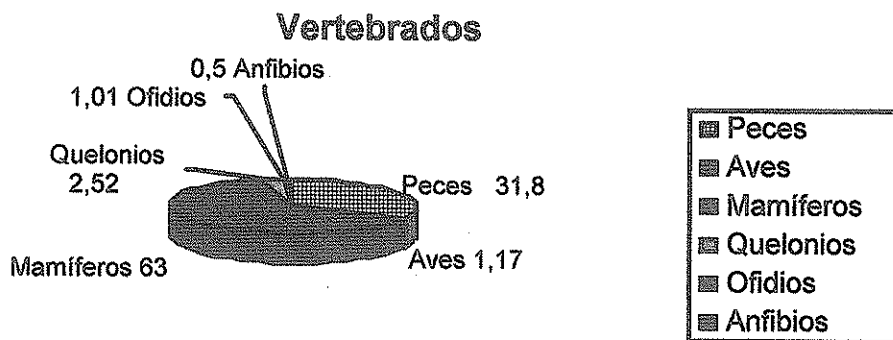
Abundancia relativa de las especies descritas.

Se han descrito un total de 2122 especies fósiles, de las cuales 198 pertenecen a Vertebrados y 1924 a Invertebrados.

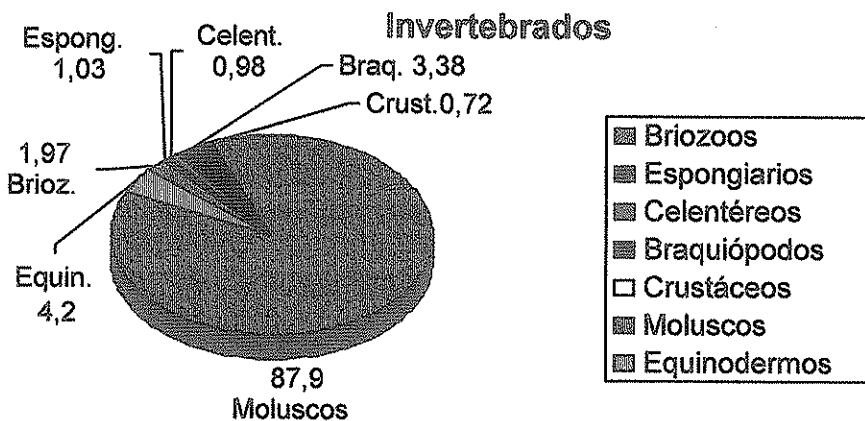
Vertebrados/Invertebrados



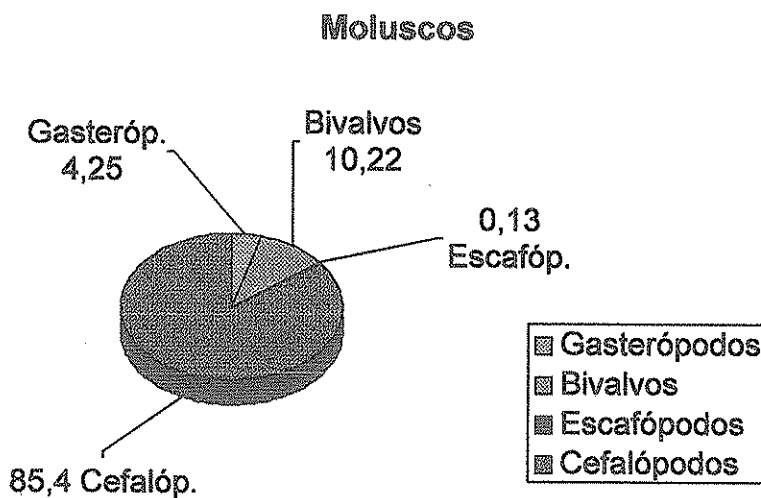
Dentro de los Vertebrados, 125 pertenecen a Mamíferos, 63 a Peces, 5 a Quelonios, 2 a Ofidios, 2 a Aves y 1 a Anfibios.



Dentro de los Invertebrados, 1692 pertenecen a Moluscos, 81 a Equinodermos, 65 a Braquiópodos, 38 a Briozoos, 20 a Espongiarios, 19 a Celentereos y 9 a Crustáceos.



Debido a la abundancia del grupo de los Moluscos, se han escindido en Cefalópodos (1445), Bivalvos (173), Gasterópodos (72) y Escafópodos (2).



ASOCIACIONES FÓSILES REPRESENTADAS EN LOS MATERIALES MIOCENOS DE RUBIELOS DE MORA, TERUEL. UN BUEN EJEMPLO DEL RICO PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO ARAGONÉS

Rubio, C.¹, Ferrer, J.¹ y Díez, J.B.²

1 Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.

2 Dept. de Geociencias. Universidade de Évora, Apartado 94, 7000-554 Évora. Portugal.

Situación Geológica.

La cuenca miocena de Rubielos de Mora se encuentra en el borde Sudeste, sector oriental del Sistema Ibérico, en el piedemonte de la Sierra de Gúdar, englobada en materiales cretácicos muy tectonizados (Simón, 1984). Esta Cuenca tiene unas dimensiones de 12 km de longitud por 3 de anchura, presentando una estructura interna sinclinal en la que el flanco sur se presenta más verticalizado (Guimerà, 1990).

Asociaciones fósiles.

El Registro Fósil de la cuenca miocena de Rubielos de Mora posee una gran importancia científica y patrimonial. Corresponde a uno de los escasos lugares, a nivel mundial, donde afloran los denominados medios de conservación excepcional ("Fossil-Lagerstätten"). Estos medios permiten la conservación de estructuras delicadas de los organismos, que en el transcurso de los procesos de fosilización se destruyen en la mayor parte de los casos.

Los fósiles encontrados hasta el momento pertenecen a muy diversos grupos taxonómicos.

Son muy frecuentes restos del Reino Plantae, sobre todo hojas, pero también troncos, semillas y frutos. Pertenecen a una gran variedad de familias, tanto de Gimnospermas representadas por las familias de las Cupresáceas, Taxodiáceas y Pináceas, como de Angiospermas con numerosos taxones pertenecientes a las familias de las Lauráceas, Fagáceas, Betuláceas, Myricáceas, Jungladáceas, Ulmáceas, Rosáceas, Aceráceas, Salicáceas y Potamogetonáceas (Roiron *et al.*, 1999, Rubio, 2000). También hay presencia de algas del Género *Botriococcus*, (Reyes y Freixas 1984).

Del Reino Protozoa hay representadas de la familia Orbitolinacea.

El Reino Animal está representado por una gran variedad específica. Destacando los Filum Mollusca, Arthropoda y Chordata.

El Filum Mollusca está representado por los grupos Planorbidos y Limneidos.

El Filum Arthropoda está representado por la Clase Insecta con los Ordenes Odonata, Demaptera, Orthoptera, Hemiptera, Thysanoptera, Raphidioptera, Coleoptera, Hymenoptera, Trichoptera, Lepidoptera y Diptera (Peñalver 1998), la Clase Crustaceae con el Género *Daphnia* (Montoya *et al.*, 1996), finalmente también existen ejemplares de la Clase Ostracodae y la Clase Aracnidae.

El Filum Chordata está representado por: la Clase Amphibia, Especies *Chelotriton paradoxus* y *Rana pueyoi* (Sanchiz 1977); la Clase Osteichthyes con escasos restos de dientes de peces malacófagos; la Clase Aves con algunos restos de plumas; y la Clase Mamífera con los Ordenes: Insectívora, Lagomorpha, Rodentia, Carnívora, Perissodactyla y Artiodactyla, (Montoya *et al.*, 1996).

Valor patrimonial.

Estos yacimientos se caracterizan porque presentan un registro fósil amplio y muy variado, siendo el estado de conservación excepcional. La importancia científica de estos yacimientos se estriba en que se pueden definir nuevos holotipos y se pueden establecer conclusiones paleoclimáticas y bioestratinómicas del Mioceno Inferior, siendo una muestra del amplio y rico patrimonio paleontológico que se presenta en esta Localidad.

Conclusiones.

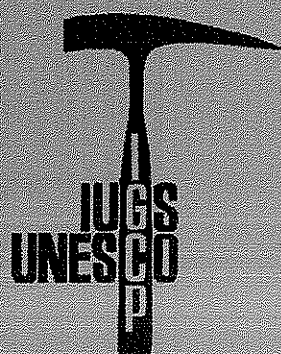
Los yacimientos miocenos de Rubielos de Mora presentan un amplio espectro de registro fósil, y un estado de preservación excepcional, lo que le confieren un alto valor patrimonial.

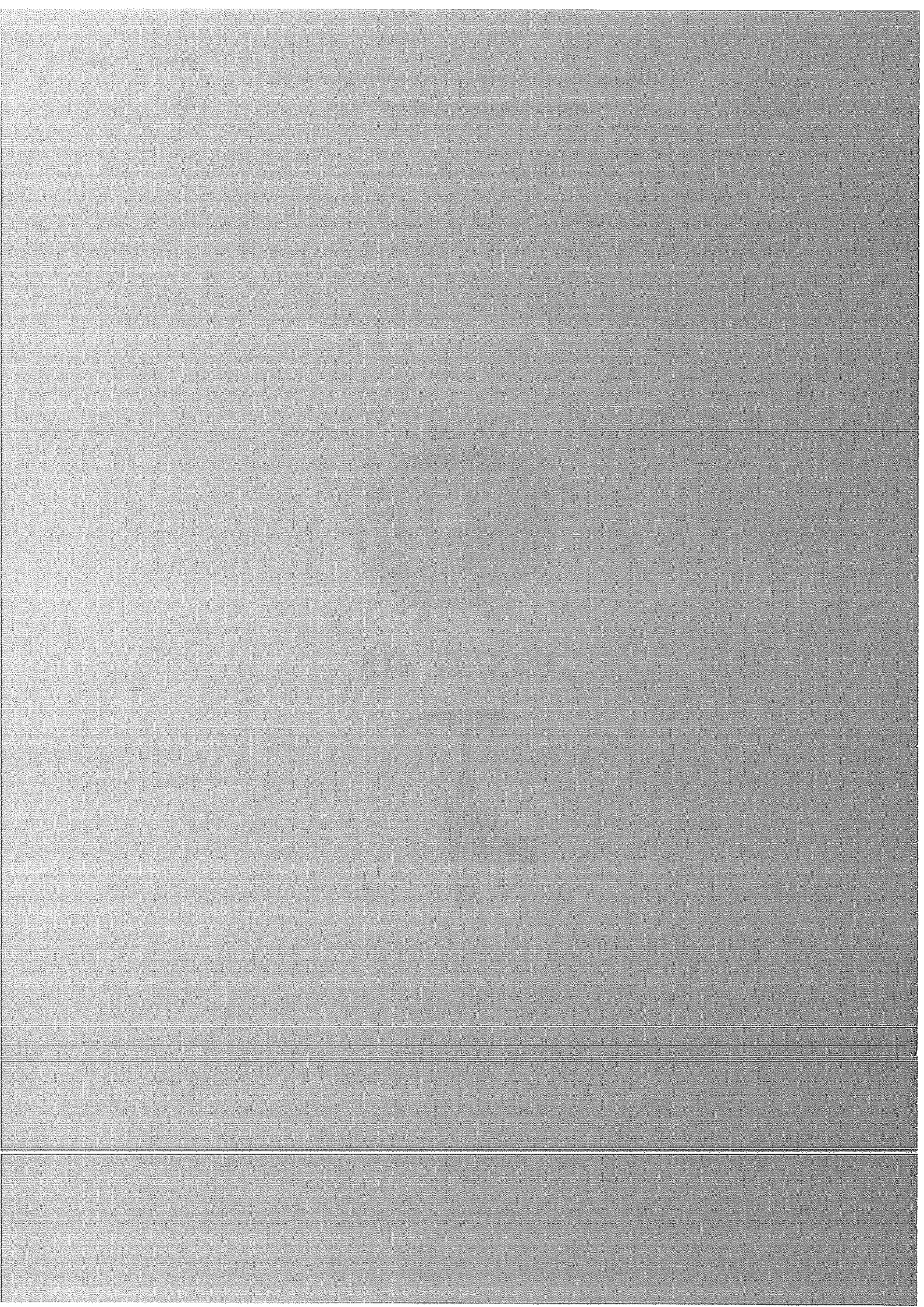
Bibliografía.

- Guimerà, J. 1990. Formación de una cubeta sinclinal en un contexto extensivo: la cuenca miocena de Rubielos de Mora (Teruel). *Geogaceta*, 8, 33-35.
- Montoya, P., Peñalver, E., Ruiz-Sánchez, F.J., Santisteban, C. de, Alcalá, L., Belinchón, M. y Lacomba, J.I. 1996. Los yacimientos paleontológicos de la cuenca terciaria continental de Rubielos de Mora (Aragón). *Revista Española de Paleontología*, nº Extraordinario, 215-224.
- Peñalver, E. 1998. Estudio tafonómico y paleoecológico de los insectos del Mioceno de Rubielos de Mora (Teruel). *Instituto de Estudios Turolenses. Excma. Diputación Provincial de Teruel*. 179 pp.
- Reyes, J. L. y Feixas, J. C. 1984. Las pizarras bituminosas: definición, composición y clasificación. *I Congreso Español de Geología*, II, 817-827.
- Roiro, P., Ferrer, J., Liñán, E., Rubio, C., Diez, J. B., Popescu, S. y Suc, J. P.(1999). Les flores du bassin lacustre de Rubielos de Mora. Nouvelles données sur les conditions climatiques au Miocène Inférieur dans la région de Teruel (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Sciences de la terre et des planètes/ Earth & Planetary Sciences* 1999. 329, 897-904.
- Rubio, C. 2000. Geología y paleobotánica del Mioceno lacustre del sector Este de la localidad turolense de Rubielos de Mora, (Barranco de Alto Ballester). Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza.
- Sanchiz, F. B. 1977. Catálogo de los anfibios fósiles de España (Noviembre de 1977). *Acta Geológica Hispánica*, 12, 103-107.
- Simón, J. L. 1984. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. *Instituto de Estudios Turolenses de la Excelentísima Diputación de Teruel*, Teruel, 1-269.



P.I.C.G. 410





DESCOBERTA DE LUMACHELAS COM LINGULÍDEOS NO ORDOVÍCICO DA SERRA DO MARÃO (NORTE DE PORTUGAL)

Coke, C.¹ & Gutiérrez-Marco, J.C.²

- 1 Dep. Geologia, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 202, 5001 Vila Real Codex, Portugal. email: ccoke@utad.pt
- 2 Instituto Geología Económica (CSIC-UCM), Fac. Ciencias Geológicas, 29040 Madrid, España. c/e: jegrapt@eucmax.sim.ucm.es

Introdução

A presença de acumulações lumachélicas com lingulídeos é um facto relativamente frequente no Ordovícico do SW da Europa, onde estes níveis se restringem quase sempre a um estreito intervalo estratigráfico no topo dos "Quartzitos Armoricanos", ou base dos xistos fossilíferos situados acima.

Em Portugal, a ocorrência de uma lumachela de lingulídeos tem sido citada na posição estratigráfica mencionada num total de seis localidades repartidas nos afloramentos de Viana do Castelo-Valongo, Buçaco e Penha Garcia (Emig & Gutiérrez-Marco, 1997; Couto *et al.*, 1990; ambos com referências prévias).

No presente trabalho acrescenta-se um novo ponto fossilífero no Norte de Portugal, assinalando-se pela primeira vez a ocorrência deste mesmo nível fosfatado com lingulídeos na Serra do Marão

Enquadramento geológico

A Serra do Marão situa-se no bordo Norte da Zona Centro-Ibérica (Maciço Hespérico) no Domínio das Dobras Verticais, a Oeste da cidade de Vila Real de Trás-os-Montes. A sequência ordovícica apresenta-se incompleta e compreende três unidades: a Formação Vulcano-Sedimentar de Vale de Bojas, a Formação Quartzítica e a Formação Xistenta, de idades compreendidas entre o Arenigiano basal e o Oretaniano-Dobrotiviano.

O nível com lingulídeos referido neste trabalho tem uma espessura aproximada de 10cm e aparece representado em blocos soltos, não sendo possível reconhecer a sua proveniência "in situ", mas indubitavelmente derivam da parte mais alta da Formação Quartzítica (topo do membro "Psamitos Superiores"). A cartografia de pormenor permitiu fixar esta proveniência com uma aproximação razoavelmente boa, em afloramentos próximos de uma falha cuja movimentação subvertical oculta uma boa parte da sequência. As amostras estudadas provêm de um ponto situado a 1750m do v.g. Fragas de Ermida, segundo o azimute 190°.

Descrição e comparação

O horizonte com lingulídeos do Marão é uma lumachela formada quase exclusivamente por fragmentos de valvas de braquiópodes inarticulados, que se destacam pela sua morfologia aplanada, coloração escura e natureza fosfatada da rocha encaixante, um arenito cinzento, de grão fino com cristais de pirite, alguns clastos pelíticos e de quartzo, e outros que parecem provir de outra lumachela de lingulídeos anterior. Do ponto de vista tipológico, a lumachela classifica-se na categoria B (horizontes maciços formados por fragmentos de conchas) dos níveis de lingulídeos reconhecidos por Emig e Gutiérrez-Marco (1997). Estes autores compilam um total de 28 localidades do Sudoeste da Europa donde se regista um horizonte de lingulídeos numa posição estratigráfica aproximada, à qual se juntam outras ocorrências em Marrocos e Sérvia, igualmente num marco perigondwanico (Couto *et al.*, 1999, com referências). A interpretação genética mais geral sugerida por Emig e Gutiérrez-Marco para a formação destes níveis lumachélicos, considerando-os associados a tempestades excepcionais ou mesmo a tsunamis provocados por violentas erupções freático-magmáticas ocorridas no final da deposição do Quartzito Armoricano



no Sul da Zona Cantábrica do Maciço Hespérico. O vulcanismo explosivo documentado nessa região teria tido um impacto catastrófico nas comunidades de lingulídeos infaunais das plataformas pouco profundas ibero-armorianas.

O novo dado resultante da Serra do Marão que agora apresentamos, confirma a extensão deste horizonte lumachélico no Norte da Zona Centro-Ibérica portuguesa, e a generalização deste tipo de níveis num intervalo cronoestratigráfico muito concreto, em todo o Maciço Hespérico exceptuando-se a Zona de Ossa-Morena.

Para além do nível com lingulídeos que acabámos de citar, o Ordovícico da Serra do Marão forneceu já outros dados sobre este grupo de braquiópodes, recentemente revistos em trabalho à parte por Coke & Gutiérrez-Marco (em impressão). Estes autores identificam a ocorrência na base da Formação Quartzítica da típica associação de obolídeos gigantes do Arenig do Norte de Gondwana, e que no Marão compreende quatro formas distintas, descritas em nomenclatura aberta pela elevada deformação que apresentam os exemplares. Além disso, Coke e Gutiérrez-Marco (em impressão) revêem sumariamente os primeiros achados de braquiópodes inarticulados na Serra do Marão, que Teixeira *et al.* (1964) atribuíram ao substracto ante-ordovícico (CXG).

Agradecimentos

Este estudo é uma contribuição ao projecto 410 do P.I.C.G. (IUGS-UNESCO).

Bibliografia

- Coke, C. & Gutiérrez-Marco, J.C. em impressão. Braquiópodos inarticulados del Ordovícico Inferior de la Serra do Marão (norte de Portugal, Zona Centroibérica). *Boletín Geológico y Minero*.
- Couto, H., Gutiérrez-Marco, J.C. & Roger, G. 1999. Níveis fosfatados com lingulídeos do Arenigiano (Ordovícico) do Anticlinal de Valongo (Portugal). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 26 (2), 546-548.
- Emig, C.C. & Gutiérrez-Marco, J.C. 1997. Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaín (Ordovícien: Arenig) dans le SW de l'Europe: analyse des facteurs responsables et signification paléocécologique. *Geobios*, 30 (4), 481-495.
- Teixeira, C., Ribeiro, A. & Silva, L.C. da. 1964. La faune de *Lingulellinae* des formations anté-ordoviciennes de Marão. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 15 (2), 117-122.

ALGUNS FÓSSEIS RAROS OU POUCO CONHECIDOS DA FORMAÇÃO DE VALONGO (ORDOVÍCIO MÉDIO, NORTE DE PORTUGAL)

Couto, H.¹ y Gutiérrez-Marco, J.C.²

1 Dep. Geología Fac. Ciências e Centro de Geologia Univ. Porto, Pr. Gomes Teixeira, 4099-002 Porto. E-mail: hcouto@fc.up.pt

2 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid. E-mail: jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es

Introdução

A Formação de Valongo constitui uma das unidades litoestratigráficas mais fossilíferas do Ordovícico de Portugal, cujo estudo paleontológico se iniciou em meados do século XIX, tendo surgido a partir daí vários trabalhos notáveis, centrados preferencialmente nas trilobites (ver referências em Couto et al., 1997). Outros grupos, tais como alguns graptólitos, cefalópodes e equinodermes foram também objecto de grande interesse científico. Delgado (1892, 1908) foi o primeiro autor a elaborar uma lista exaustiva dos fósseis identificados nesta formação, que reúne mais de 150 táxones de invertebrados (artropodes, moluscos, braquiópodes, equinodermes, graptólitos e diversos incertae sedis). Contudo a elevada paleobiodiversidade evidenciada por Delgado é de certo modo aparente, pois está relacionada com as diversas variantes tafonómicas que apresentam muitas espécies de trilobites, braquiópodes, moluscos, graptólitos, entre as quais se reconhecem além disso numerosos sinónimos. Não obstante, parte das referências mais enigmáticas deste autor correspondem a fósseis raros que não voltaram a ser reconhecidos em trabalhos posteriores. Foram apenas em parte revistos com base no material original do autor português e com base em amostras colhidas mais recentemente (Babin et al., 1996; Couto & Gutiérrez-Marco, 1999; Gutiérrez-Marco et al., 2000).

Neste trabalho apresentamos alguns invertebrados pouco comuns na Formação de Valongo, assim como perfurações endolíticas de briozoários, ilustrados pela primeira vez para o Ordovícico de Portugal.

Fósseis do Oretaniano

Os materiais do Oretaniano inferior estão perfeitamente caracterizados na metade inferior da Formação de Valongo. Neles abunda o braquiópode "*Orthis*" *noctilio* Sharpe, cujas valvas se apresentam frequentemente infestadas por briozoários ctenostomados. Estes perfuraram o interior da concha, formando sistemas ramificados de galerias e cavidades, descritos com o nome de *Pinaceocladichnus perplexus* por Mayoral et al. (1994), num braquiópode idêntico e da mesma idade do sector sul espanhol da Zona Centro Ibérica. De acordo com Bertling (1995), o icnogénero *Pinaceocladichnus* Mayoral 1988, cai em sinonímia com *Terebripora* D'Orbigny 1842, pelo que designaremos tais perfurações endolíticas por *Terebripora perplexa* (Mayoral, Gutiérrez-Marco & Martinell). Os exemplares estudados são provenientes de diferentes locais do Formação de Valongo.

Entre os moluscos rostroconchas, apresenta-se um exemplar de *Tolmachovia babini* Gutiérrez-Marco pertencente à colecção de Delgado, colhido num corte entre Ervedosa e Sobrado, que confirma a presença desta espécie em Portugal (cf. Gutiérrez-Marco, 1997).

Fósseis do Dobrotiviano

Os equinodermes são fósseis relativamente raros na Formação de Valongo, particularmente os Homalozoa, cuja única referência corresponde a um exemplar de "*Mitrocystella*" *incipiens miloni* Chauvel procedente de S. Pedro da Cova. Foi descrito num aditamento ao trabalho de Gutiérrez-Marco & Meléndez (1987). O referido exemplar figura-se aqui pela primeira vez, conjuntamente com um segundo exemplar colhido também em S. Pedro da Cova, junto à Ribeira de Silveirinhos por um dos autores. Entre os Asterozoa, é de salientar a primeira ocorrência de um ofiurídeo



articulado, mal conservado, não sendo por essa razão possível identificá-lo com mais detalhe. O exemplar foi colhido na Serra de Santa Justa.

Por último, os nautilóides da ordem Tarphycerida encontram-se representados pelo género *Trocholites*, cuja presença na Formação de Valongo foi assinalada por Babin et al. (1996) a partir de três exemplares, um dos quais se ilustra pela primera vez. Além deste, identificamos pela primeira vez em Portugal a espécie *Trocholites fugax* Babin & Gutiérrez-Marco, com base num exemplar proveniente da Serra de Santa Justa.

Agradecimentos

Ao Instituto Geológico e Mineiro de Espanha, a Higino Tavares (Porto) e a Artur Sá (Vila Real) pela cedência de amostras. A autora portuguesa foi financiada pelo projecto "Estratigrafia de metassedimentos do Paleozóico inferior, encaixantes das mineralizações auri-antimoníferas da região Dúrico-Beirã" do Centro de Geologia da Universidade do Porto (Programa de Financiamento Plurianual de I & D, FCT). Este trabalho é também uma contribuição para o Projecto 410 do PICG (IUGS-UNESCO).

Bibliografia

- Babin, C., Becq-Giraudon, J.F., Lardeux, H. & Gutiérrez-Marco, J.C., 1996. Présence de *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans l'Ordovicien du Massif Armoricaïn et du Portugal. Bull. Soc. Sci. natur. de l'Ouest de la France, 18 (3), 105-112.
- Bertling, M., 1995. *Ropalonaria arachne* (Fischer, 1866) eine Bryozoen-Bohrspur aus dem norddeutschen Malm. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 77, 357-362.
- Couto, H. & Gutiérrez-Marco, J.C., 1999. Nota sobre algunos Diploporita (Echinodermata) de la Formación Valongo (Ordovícico Medio, Portugal). Temas Geológico-Mineros ITGE, 26 (2), 541-545, Madrid.
- Couto, H., Piçarra, J.M. & Gutiérrez-Marco, J.C., 1997. El Paleozoico del Anticlinal de Valongo (Portugal). In Grandal d'Anglade, A., Gutiérrez-Marco, J.C. & Santos Fidalgo, L. (Eds.): XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional PIGC 351, A Coruña, 270-290.
- Delgado, J.F.N., 1892. Fauna Silúrica de Portugal. Descrição de uma forma nova de Trilobite, *Lichas (Uralichas) ribeiroi*. Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal, 1-31.
- Delgado, J.F.N., 1908. Système Silurique du Portugal. Étude de Stratigraphie Paléontologique. Commission du Service Géologique du Portugal, 1-245.
- Gutiérrez-Marco, J.C., 1997. *Tolmachovia babini* nov. sp., nuevo ribeiroide (Mollusca, Rostroconchia) del Ordovícico Medio de la Zona Centroibérica Española. Geobios-Mémoire Spécial, 20, 291-298.
- Gutiérrez-Marco, J.C. & Meléndez, B., 1987. Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozos) en los materiales ordovícicos de la Zona Centroibérica. Coloquios de Paleontología, 41, 41-50, Madrid.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Couto, H. & Piçarra, J.M., 2000. Plumulítidos (Machaeridia) de la Formación Valongo (Ordovícico Medio, Portugal). I Congreso Ibérico de Paleontología, Evora, presente volume.
- Mayoral, E., Gutiérrez-Marco, J.C. & Martinell, J., 1994. Primeras evidencias de briozoos perforantes (Ctenostomata) en braquiópodos ordovícicos de los Montes de Toledo (zona Centroibérica meridional, España). Revista Española de Paleontología, 9, 185-194, Oviedo.

PLUMULÍTIDOS (MACHAERIDIA) DE LA FORMACIÓN VALONGO (ORDOVÍCICO MEDIO, PORTUGAL)

Gutiérrez-Marco, J.C.¹, Rábano, I.², Couto, H.³ y Piçarra, J.M.⁴

- 1 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad CC. Geológicas, E-28040 Madrid. c/e: jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es
- 2 Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, E-28003 Madrid. c/e: i.rabano@itge.mma.es
- 3 Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências e Centro de Geologia da Universidade do Porto, Pça. Gomes Teixeira, 4099-002 Porto (Portugal). c/e: hcouto@fc.up.pt
- 4 Instituto Geológico e Mineiro, Ap. 104, 7082 Beja Codex (Portugal). c/e: igmbeja@ip.pt

Introducción y antecedentes

Los macaeridios (Machaeridia) constituyen un grupo muy difundido de invertebrados marinos paleozoicos (Ordovícico Inferior-Carbonífero), de afinidades biológicas inciertas, que poseen un exoesqueleto dorsal de organización metamérica (escleritoma) formado por series longitudinales de escleritos calcáreos polimorfos, los cuales se disponen de una manera imbricada (Adrain, 1992; Jell, 1979).

La primera cita de macaeridios en Portugal se debe a Delgado (1892, pág. 14 y 29), quien identificó "*Plumulites* aff. *regius*, Barr." en la división superior de los "schistos ardosíferos de Valongo", y más tarde "*Plumulites fraternus*, Barr." y "*Plumulites* cfr. *Bohemicus*, Barr." (Delgado, 1897, pág. 12 y 28) en las unidades del Ordovícico Superior de Bussaco ("Schistos de Dalmanites Dujardini" y "Schistos impuros diabasicos", respectivamente). El mismo autor reitera estas menciones en otra de sus obras (Delgado, 1908: pág. 58 y 107), donde tampoco se aportan precisiones sobre las localidades de hallazgo, salvo la reasignación de *Plumulites* aff. *regius* a los "Schistes à Uralichas Ribeiroi" de Valongo.

Desde estos primeros registros, documentados hace más de un siglo, tan sólo recientemente se ha vuelto a mencionar la presencia de otros macaeridios (*Plumulites* sp.) en el Ordovícico Superior de Buçaco (Young, 1985) y Maçao (Romao *et al.*, 1995). El conjunto de citas portuguesas ha pasado inadvertido en la moderna bibliografía especializada del grupo, cuyo conocimiento en el suroeste de Europa es muy deficiente.

El objetivo del presente trabajo es confirmar la presencia de macaeridios en el Ordovícico Medio de Portugal, a través del estudio de unas notables asociaciones de escleritos procedentes de las pizarras de la Formación Valongo (Zona Centroibérica). Las particularidades geológicas y paleontológicas de esta unidad fueron resumidas recientemente por Couto *et al.* (1997). El horizonte con macaeridios se sitúa en la parte más alta de la Biozona de *Placoparia tournemini* de trilobites, representativa de una edad Dobrotiviense inferior (Darriwiliense tardío u Ordovícico Medio terminal, en términos geocronológicos formales).

Macaeridios de Valongo

El material examinado comprende tres asociaciones de escleritos (en el sentido de Adrain *et al.*, 1991), probablemente pertenecientes a tres ejemplares desarticulados, más un esclerito aislado, todos los cuales están aplastados y evidencian deformación tectónica.

Los ejemplares más notables (Fig. 1) reúnen más de una treintena de escleritos de gran talla, casi todos ellos pertenecientes a las series externas (izquierdas y derechas) del escleritoma, más algunos escleritos laterales anteriores (con umbo definido) y escasos elementos de las series internas. Estos últimos podrían estar recubiertos por los escleritos de las series laterales, o bien haber desaparecido por selección hidrodinámica.

Los caracteres morfológicos y ornamentales del material estudiado difieren de los de *Plumulites regius* Barrande, del Ordovícico Superior de Bohemia (Barrande, 1872; Withers, 1926), por la ausencia de corrugaciones destacables en los escleritos laterales. Sin embargo, la presencia de

una fina ornamentación arectiva, combinada con un pliegue central prominente y una tenue cresta medial, relaciona más probablemente nuestros ejemplares con *Plumulites andouilleensis* Chauvel, del Ordovícico Medio de Bretaña (Chauvel, 1941). Una identidad taxonómica completa no podemos expresarla en tanto no realicemos la revisión del material tipo de la especie armoricana, en cuya sinonimia podría integrarse también *Plumulites langonensis* Chauvel, igualmente descrita a través de placas aisladas (Chauvel, 1967) de las que se desconoce su posición y variabilidad dentro del escleritoma.

Agradecimientos

A D. Enrique Bernárdez por las fotografías. Este trabajo es una contribución al Proyecto 410 (El Gran Evento Ordovícico de Biodiversificación) del Programa Internacional de Correlación Geológica (IUGS-UNESCO). La autora portuguesa ha sido financiada por el proyecto "Estratigrafía de metasedimentos do Paléozoico inferior, encaixantes das mineralizações auri-antimoníferas da região Dúrico-Beira" do Centro de Geologia da Universidade do Porto (Programa de Financiamento Plurianual de I & D, FCT).

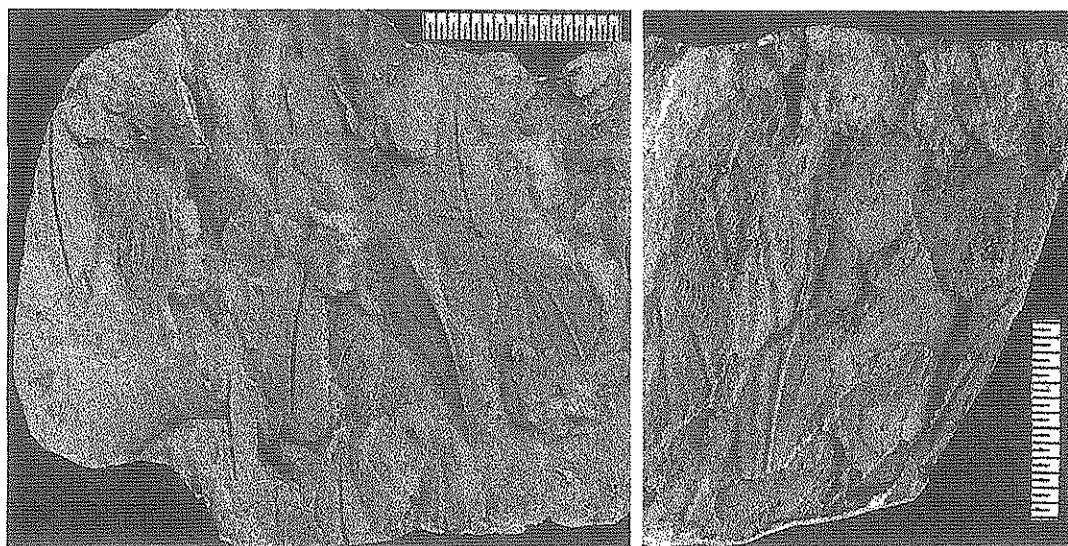


Figura 1.- *Plumulites* cf. *andouilleensis* Chauvel. Vaciados en látex de sendas asociaciones de escleritos del Dobrotiviense de Beloi (izquierda: identificado por Delgado, 1892 y 1908, como *P. aff. regius*; x 1.8) y S. Pedro da Cova (a la derecha, x 2.3). Colección del Instituto Geológico e Mineiro y Museu de História Natural da Universidade do Porto, respectivamente.

UN RARO TRILOBITES OLÉNIDO DEL ARENIG (ORDOVÍCICO INFERIOR) DE LA CORDILLERA ORIENTAL BOLIVIANA

Rábano, I.¹, Aceñolaza, G.F.², Gutiérrez-Marco, J.C.³ y Villena, H.⁴

- 1 Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, E-28003 Madrid, España. c/e: i.rabano@itge.mma.es
- 2 Instituto Superior de Correlación Geológica y Facultad de Ciencias Naturales-IML, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina. c/e: insugeo@unt.edu.ar
- 3 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid, España. c/e: jegrpto@eucmax.sim.ucm.es
- 4 Tarija, Bolivia. c/e: hvillena@olivo.tja.entelnet.bo

Introducción

La presencia de trilobites olénidos es relativamente rara en el Arenig de la Cordillera Oriental argentino-boliviana, tras el apogeo que había experimentado el grupo en el Tremadoc sudamericano (Harrington y Leanza, 1957). Únicamente la llamada "fauna de *Thysanopyge*" del Arenig del oeste de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas, acredita un florecimiento local de ciertos olénidos como *Hypermecaspis*, "*Porterfieldia*", *Bienvillia* y *Psilocara*, que han sido descritos o citados para la Formación Acoite y equivalentes en Argentina (Harrington y Leanza, 1957; Waisfeld, 1995, 1996; Tortello, 1999), así como en Precordillera (Benedetto *et al.*, 1986).

En la Cordillera Oriental de Bolivia, el único registro de olénidos del Arenig, aparte de *Hypermecaspis*, son dos ejemplares relacionados con la especie "*Triarthrus*" *parchaensis* Harrington y Leanza, que fueron citados por Pribyl y Vanek (1980, lám. 9, fig. 4-5) en las localidades de Molle Punku (Chuquisaca) y Tarija, respectivamente.

En el presente trabajo señalamos el hallazgo de un nuevo olénido boliviano, ilustrativo de una forma aparentemente desconocida en Sudamérica, y que aporta algunas consideraciones paleoecológicas y biogeográficas de interés.

Marco geológico y bioestratigráfico

El ejemplar estudiado procede de un tramo de lutitas verdes oscuras, localizado en el miembro inferior de la Formación Sella, unos 700 m al NNE del cementerio de la localidad homónima (norte de Tarija). El horizonte fosilífero se sitúa estratigráficamente por encima (aprox. 80 m) de los niveles de lumaquelas mencionados por Aceñolaza *et al.* (1999), en un trabajo que recopila además los principales estudios desarrollados con anterioridad en el área.

El trilobites olénido apareció asociado a diversos graptolitos indicativos de la Biozona de *Baltograptus deflexus* del Arenig inferior [*Baltograptus* cf. *geometricus* (Törnquist), *Acrograptus* cf. *filiformis* (Tullberg), *Didymograptus* (*Expansograptus*) sp., entre otros], así como a restos frecuentes de *Ampyx tinogastaensis* Vaccari y Waisfeld y raros asáfidos, entre ellos "*Merlinia*" *zupaya* Vaccari y Waisfeld. Los dos últimos trilobites fueron descritos originalmente en la Formación Suri del Sistema de Famatina (Catamarca, Argentina), en niveles datados como Arenig Inferior (Vaccari y Waisfeld, 1994), y en el presente trabajo se mencionan por vez primera en Bolivia.

Observaciones paleontológicas

El ejemplar objeto de estudio es un cranidio en bastante buen estado de conservación, que presenta como características más distintivas una glabela ensanchada anteriormente, surcos S2 con extremos internos fuertemente retrodirigidos y ojos relativamente pequeños (Fig. 1). La ornamentación externa del cranidio consiste en una tenue y poco densa granulación, a excepción de crestas en terraza muy finas, visibles en el surco preglabellar (exsag.). Se diferencia de otros olénidos parecidos del Arenig Inferior de Argentina, como *Psilocara liliae* Tortello y *Bienvillia parchaensis* (Harrington y Leanza), en que dichas especies tienen la glabela cuadrangular, con la

anchura máxima localizada a la altura de L2; unos ojos más grandes, que posteriormente alcanzan la mitad o el tercio anterior de L1; y unos S2 más cortos y con menor curvatura.

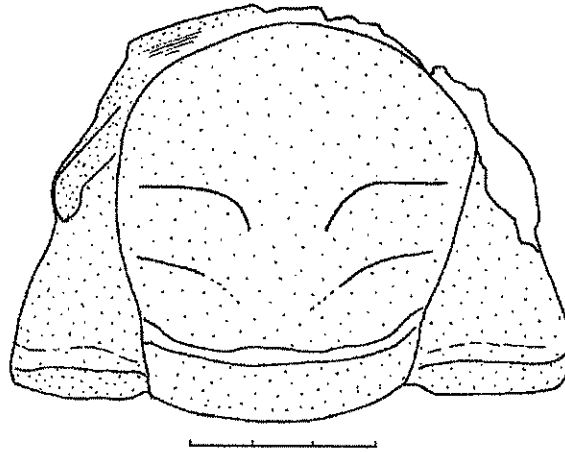


Fig. 1.- *Bienvillia?* sp. Cranidio MGM-2760-X. Arenig inferior, Sella (Bolivia). Escala en mm.

La adscripción taxonómica de este ejemplar encaja claramente entre los Triarthrinae, con una morfología intermedia entre los géneros *Bienvillia* y *Triarthrus*. Debido a la ausencia de datos derivados de otras partes del exoesqueleto, y a la tendencia generalizada a considerar a las formas primitivas con morfología "tipo *Triarthrus*" dentro del género *Bienvillia* (Fortey, 1974; Ludvigsen y Tuffnell, 1983), optamos por identificar el ejemplar boliviano como *Bienvillia?* sp.

Interés del hallazgo

La reinvestigación de los fósiles de Sella (Aceñolaza *et al.*, 1999) ha deparado diversos hallazgos de interés paleobiogeográfico, entre ellos el primer registro en Bolivia de *Carolinites genacinaca* Ross *s.l.*, un trilobites epipelágico de distribución paleotropical. Su aparición local denota el ingreso de una corriente perigondwánica de aguas cálidas que entra desde el Famatina, y cuya influencia favorece la dispersión de otros elementos bentónicos como *Ampyx tinogastaensis* y "*Merlinia*" *zupaya*, hasta ahora desconocidos en Bolivia.

La presencia de *Bienvillia?* sp. en un contexto comparable con las biofacies de *Ampyx* de la Cordillera Oriental argentina, ratifica lo indicado por Waisfeld (1995), en el sentido de que la presencia de olénidos no es exclusiva de ambientes oceánicos en el Arenig, sino que algunos elementos habitan la parte proximal de la plataforma externa, aún bajo la influencia de las tempestitas distales. Dentro de la Formación Sella, las biofacies de *Ampyx* (lutitas verdes) intercalan "gutter casts" y niveles arenosos tempestíticos con fósiles resedimentados de las biofacies de *Famatinolithus* y de *Colpocoryphe*, consideradas como más proximales en términos relativos.

Agradecimientos

Al ing. tarijeño D. José Paz Garzón y al Prof. Ramiro Suárez-Soruco (Cochabamba), por todas sus atenciones y apoyo logístico en Bolivia. Este trabajo es una contribución al Proyecto "Dinámica faunística perigondwánica" del Programa de Cooperación Científica con Iberoamérica del Ministerio de Educación y Cultura español, y al Proyecto 410 del PICG (IUGS-UNESCO).



P.I.C.G. 421



CONODONT COLOUR ALTERATION FROM SUBSURFACE PALAEOZOIC STRATA OF NORTH-WESTERN BULGARIA: BURIAL HISTORY AND HYDROCARBON EXPLORATION

Boncheva, I.¹, Sarmiento, G.N.² and Yanev, S.¹

1 Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Acad. G. Bonchev Str., bl. 24, 1113 Sofia, Bulgaria.

2 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-2840 Madrid, Spain.

Introduction

The thermal maturation and burial history of one Palaeozoic sedimentary sequence has been investigated for the first time in Bulgaria by using the method of colour alteration indices (CAI) of conodonts developed by Epstein *et al.* (1977) and completed by Rejebian *et al.* (1987). The application of the study of CAI to the determination of thermal maturation levels has been documented in several countries in the last two decades.

Most of the conodont samples investigated in this study have been obtained from carbonates, mainly limestone rocks, and only few ones from dolomites. The biostratigraphic range and the thermal maturity of the organic matter were determined by evaluating all the conodont elements in each sample. Assignment of the conodont colours has been done by comparison with a standard set made with the supervision of Dr A.G. Harris (Geological Survey, USA). Textural characteristics for different CAI values were also examined with SEM.

Geological setting

The migration of the Palaeozoic basement of North Bulgaria from Peri-Gondwana towards the Eurasian continent took place at the end of the Devonian. During Carboniferous times (Late Visean) began the collision between Moesian and Balkan terranes which gave the shape of the pre-Alpine Bulgarian microplate (Yanev & Boncheva, 1997 with previous references). Related to these events, folds, sedimentary breaks and a different relief were developed in the Moesian area.

The studied Palaeozoic succession, within the Moesian terrane, belongs to Gomatarci borehole located in the westernmost part of the Bulgarian territory.

Biostratigraphy and CAI records

Based on palaeontological data several biostratigraphic intervals were recognised. The first one occurs between the depth interval of 2,435 and 2,820 m, and its age has been established as Visean by means of brachiopods and foraminifera (Spasov, 1977). The younger conodont association has been recovered within the interval of 3,108 - 3,115 m, and is placed within the range of *Siphonodella crenulata* Biozone (Tournaisian). Colour alteration of the conodont elements are indicative of 1.5, 2, 2.5 and 3 CAI values (nearly 90 to 110°C). Within the interval of 3,206 - 3,346 m the presence of *Polygnathus pseudofoliatus* Wittekindt and *P. xylus ensensis* Ziegler, Klapper & Johnson indicates an Eifelian age. An homogeneous CAI value of 3 was measured for these beds. From the interval of 3,349-3,480 m, *Polygnathus ansatus* Ziegler, Klapper & Johnson, *P. xylus xylus* Stauffer and *P. varcus* Stauffer are indicative of the Givetian *Polygnathus varcus* Biozone. The respective conodont colour alteration values are 2, 2.5 and 3.

Discussion and conclusions

Recently, a geothermal gradient of 1°C/33 m has been obtained for direct temperature measurements in the Vidin borehole, 15 Km south-western from Gomatarci locality. According this data the geothermal gradient is very similar to that mentioned by Epstein *et al.* (1977) for the Appalachians. These authors, also presented evidence that CAI values correlate closely primarily with the thickness of the overburden. Applying their experiences to the subsurface palaeozoic sequence in the westernmost region of Bulgaria, several inferences could be done:



-A stratigraphic control is suggested for the studied locality, the thermal maturity levels correlate mainly with the overburden. In this sense, Eifelian sediments with an homogeneous CAI value of 3 overlapped the Givetian ones after reaching the palaeotemperature deduced by the colour alteration of the conodonts.

-The original sedimentary thickness measured from the Gomatarci borehole, is perhaps reduced if we consider that there are at least two erosional surfaces in the examined sequence. According with the data provided by some boreholes located about 50 km farther south, ca. 500 - 600 m of Upper Carboniferous-Lower Permian materials are missing and were probably eroded.

-The coexistence of three different CAI values from Tournaisian and Givetian assemblages could be attributed to the influence of hydrothermal fluids or warm saline solutions. Textural analysis reveal that some of the conodont elements are covered by a film of mineral deposits.

-Information gave by the illite crystallinity (>0.42) in Permian sediments is in accordance to the palaeotemperatures deduced by the CAI values for the Carboniferous and Devonian materials.

-From an economic viewpoint, the examined stratigraphic interval, which ranges from Eifelian to Viséan, is within the hydrocarbon window. Occurrence of heavy to light oil, wet and dry gas (especially the last two ones), could be expected if other geological favourable requirements are present (Nowlan & Barnes, 1987). Information provided in this paper complement a regional study of Yanev (1997).

Acknowledgments

This paper is a contribution to the IGCP Project 421 and to the join cooperation programme between the BAS and CSIC. G.N. Sarmiento was supported by a grant from the Autonomous Community of Madrid (Spain).

References

- Epstein, A.G., Epstein, J.B. & Harris, L.D. 1977. Conodont color alteration -an index to organic metamorphism. *Geological Survey Professional Paper*, 995: 1-27.
- Nowlan, G.S. & Barnes, C.R. 1987. Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology. In: *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*. (R.L. Austin, ed.). British Micropalaeontological Society Series: 188-202. Ellis Horwood, Chichester.
- Rejebian, V.A., Harris, A.G. & Huebner, J.S. 1987. Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 471-479.
- Spassov, Ch. 1977. Tournaisian Conodonts from Borehole R-3 Gomatarci (Northwest Bulgaria). *Paleontology, Stratigraphy and Lithology*, 6: 3-16.
- Yanev, S. 1997. Some perspectives for the discovery of hydrocarbon deposits in the Paleozoic sediments in Bulgaria. *Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication*, 3: 106-117.
- Yanev, S. & Boncheva, I. 1997. New data on the collision between Peri-Gondwana, the Moesian Terrane and Dobrudja periphery of Paleo-Europe. *Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication*, 3: 118-132.

CONODONTOS Y DACRIOCONÁRIDOS DEL EMSIENSE EN SANTA CRUZ DE MUDELA, PROVINCIA DE CIUDAD REAL, ZONA CENTROIBÉRICA MERIDIONAL, ESPAÑA

Bultynck, P.¹, García-López, S.², Gutiérrez-Marco, J.C.³, Sarmiento, G.³ y Truyols-Massoni, M.²

1 Museo de Ciencias Naturales de Bruselas.

2 Universidad de Oviedo.

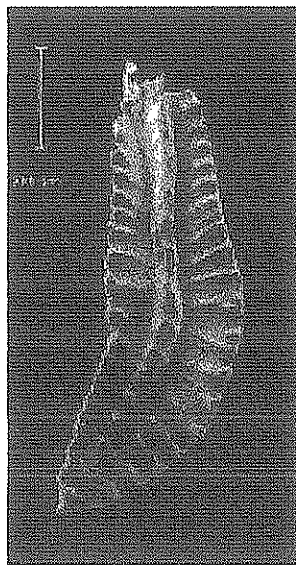
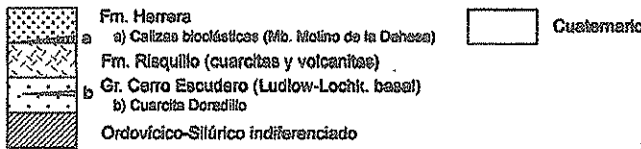
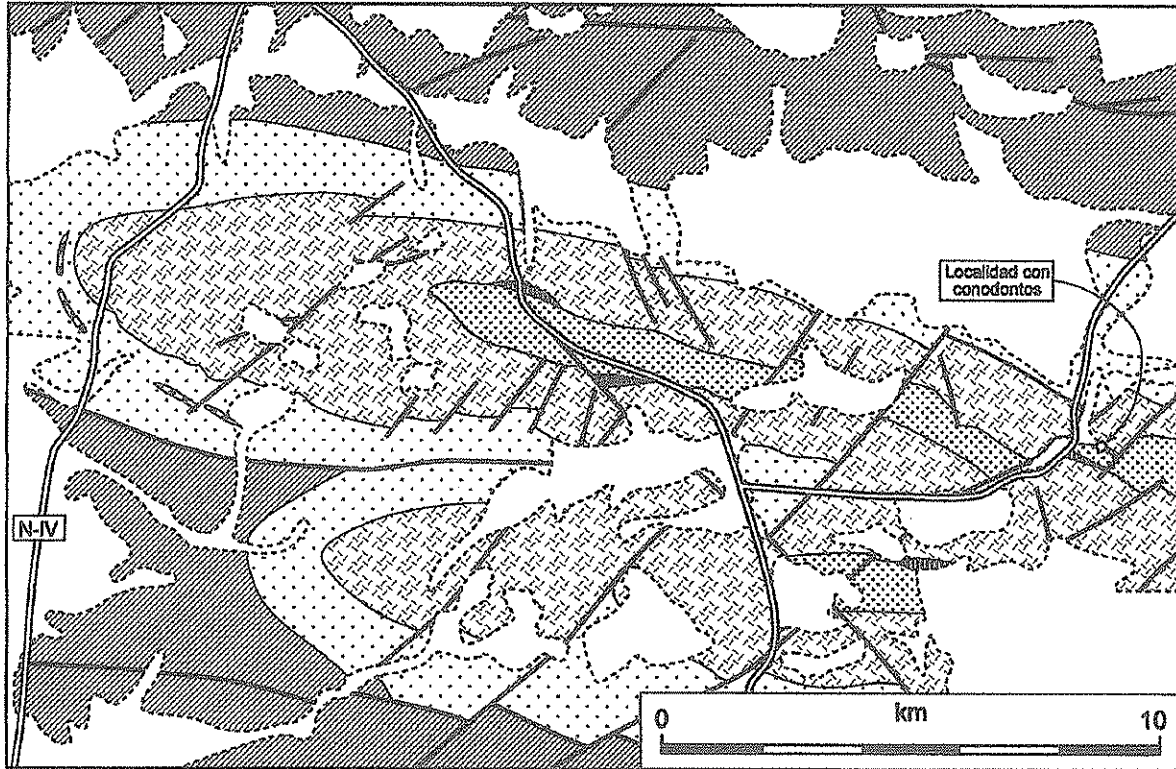
3 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid, España. c/e: jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es

Las referencias paleontológicas sobre los afloramientos devónicos de la región son escasas y las primeras citas corresponden a los hallazgos de Alvarado y Templado (1935, Magna, primera serie). Muestras recientes, realizados para la elaboración de la Hoja del Magna correspondiente a Santa Cruz de Mudela, documentan la existencia de diversos grupos fósiles (Gutiérrez-Marco, 1997). En el área centro-occidental de la Hoja (ver figura adjunta), unas calizas han proporcionado una fauna de conodontos constituida por especies de *Panderodus*, *Neopanderodus*, *Belodella*, *Polygnathus*, *Latericriodus* y *Ozarkodina*. También se encontraron dacriocónaridos, alterados superficialmente, no obstante, se trata sin duda, en su mayoría de formas pertenecientes al género *Nowakia*, y en menor medida al género *Styliolina*.

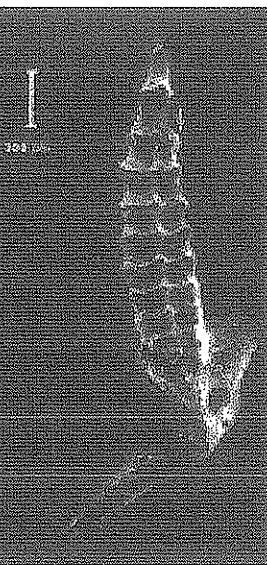
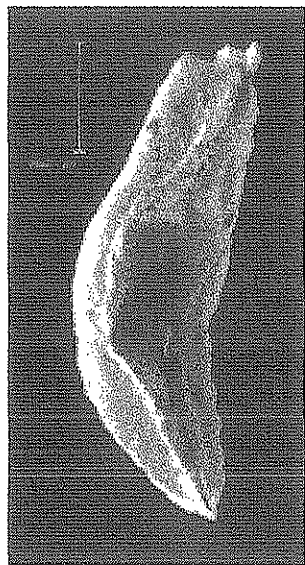
La asociación más representativa de conodontos está integrada por *Polygnathus excavatus* "gronbergi", *Latericriodus bilatericrescens bilatericrescens*, *L. b. muticostatus* y *L. b. gracilis*. Los tres primeros taxones se distribuyen en un intervalo entre la Zona de *P. excavatus* media y la parte inferior de la Zona de *P. inversus*, de la parte media a superior del Emsiense Inferior a la parte basal del Emsiense Superior. *L. b. gracilis*, hasta la fecha, solo se ha encontrado en el Emsiense Inferior (Bultynck, 1985, *CFS*, 75). En cuanto a los dacriocónaridos, la mayor parte de los ejemplares pertenecen a *Nowakia* cf. *asturica*, especie asociada en la Cordillera Cantábrica con otros dacriocónaridos de edad Dalejiense, aunque formas comparables aparecen en Aragón en el Zlichoviense superior (Truyols-Massoni y García-Alcalde, 1994, *Geobios*, 27), equivalentes ambas unidades al Emsiense Superior en la escala renana (ver García-López, este volumen). No obstante, el potencial de correlación tanto de *L. b. gracilis* como *N. cf. asturica*, está limitado porque la repartición de ambos taxones tiene por el momento un cierto carácter local.

Trabajo financiado, en parte, por el proyecto DGE98-PB1558 y contribución al PICG 421.

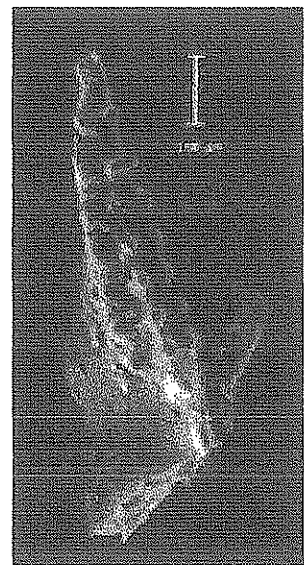
A Santa Cruz de Mudela



Polygnathus excavatus "granbergi"



L. bil. multicosatus



L. bil. bilatericoecens

LAS MUTILACIONES LEGALES DEL LÍMITE PRAGUIENSE/EMSIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) Y SU ELUCIDACIÓN EN LAS CADENAS IBÉRICAS

Carls, P.¹ y Valenzuela-Ríos, J.I.²

1 Inst. f. Geowissenschaften, T. U. Braunschweig, Pockelstraße 4, D-38023 Braunschweig, Alemania

2 Dpto. de Geología, Universitat de València, c/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (València)

Oficialmente y desde hace una década el GSSP del límite entre el Praguense y el Emsiense (P/E) se sitúa en el corte del barranco Zinzilban (Uzbekistan) con la entrada del conodonto *Polygnathus kitabicus*. Con esta decisión, como se demostrará más abajo, se ha reducido considerablemente la extensión original del Piso Praguense bajando el límite P/E a las partes medias del Praguense. Ante esta situación, siempre hay que explicar en que sentido se utilizan los conceptos expresados; así p. ej. Praguense en sentido original, o Praguense en sentido redefinido (fecha y autor)..., lo que conlleva numerosas confusiones, especialmente a la hora de establecer equivalencias cronológicas.

Los objetivos de este trabajo son dos, 1) analizar la evolución histórica del límite P/E y 2) localizar sus distintas posiciones en los materiales devónicos de las Cadenas Ibéricas.

Según sus definiciones originales los Pisos Praguense y Emsiense se solapan; así el "acme" del dacriocónarido *Guerichina strangulata* caracteriza tanto al Praguense tardío como al Emsiense inicial clásico en el sentido alemán (múltiples correlaciones con la Erbsloch Grauwacke).

Hace más de un decenio se había acordado redefinir el comienzo del Piso Emsiense mediante el origen de un conodonto, que entonces se solía denominar *Polygnathus "dehiscens"*. Se creía que este taxón descendía directamente de *P. pireneae*. Sin embargo, *P. dehiscens* Philip & Jackson 1967 es un taxón que prácticamente se limita a Australia; su rango se sitúa en partes medias del Zlichoviense. Este hecho no se tuvo en cuenta cuando los especialistas se basaban únicamente en la morfología del lado aboral de estos *Polygnathus* primitivos. Por ello, en muchas regiones se identificaron como *P. dehiscens* ejemplares que en realidad pertenecían a *P. excavatus* Carls & Gandl 1969. El rango de *P. excavatus* ssp. comprende el "acme" de *Guerichina* y sube hasta el Zlichoviense.

En el curso de la redefinición del P/E se consideró una forma de *Polygnathus*, que es el descendiente de *P. pireneae*, como "*P. dehiscens*". Esta forma entra en el banco 9 del corte Zinzilban, y allí se situó el "golden spike" del comienzo del Emsiense. Por lo tanto, según las normas oficiales, durante los siguientes 10 años, este nivel es, a escala global, el comienzo del Emsiense. Debido a ello, surgen ahora algunas dificultades: 1) la posición taxonómica del índice seleccionado; 2) la correlación de este nivel a escala global; 3) el índice seleccionado en el estratotipo no es ni *P. dehiscens* ni *P. excavatus*.

Yolkin *et al.* (1994) introdujeron el nombre *P. kitabicus* para el taxón presente en el estratotipo. Sin embargo, la correlación del nuevo límite mediante los demás taxones de conodontos se sitúa en las partes medias del Praguense tradicional.

El límite inferior del Emsiense en el sentido clásico se correlaciona mediante espiriféridos un poco por encima de la base de la Fm. Mariposas en las Cadenas Ibéricas, donde *P. excavatus* se registra por primera vez en el límite entre las formaciones Santa Cruz y Mariposas; sin embargo, y debido a la falta de calizas debajo de este hallazgo, el origen del taxón podría situarse antes de su primer registro local.

La correlación del nuevo límite oficial en el corte del Zinzilban con los cortes de la Fm. Salmontraut en Alaska y con el corte COP II en Nevada se aproxima al tránsito entre los Intervalos Faunísticos (F.I.) de Johnson 5 y 6, mientras que el comienzo de la Zona de *P. excavatus* coincide prácticamente con el comienzo del F.I. 10. Además, la muestra COP II-295' (donde se situaría el



nuevo límite P/E) se encuentra dentro del rango de *Icriodus claudiae* morfotipo β , que según Carls (1999) se encuentra entre los rangos de *I. simulator* e *I. curvicauda*, que en términos litoestratigráficos corresponde al límite entre la Fm. Nogueras y la Fm. Santa Cruz en las Cadenas Ibéricas. Así pues, se ve claramente que la designación del estratotipo P/E en el corte del Zinzilban ha sido un error que no debe perpetuarse, porque implica la reducción del Praguense original en unos 5,5 Ma.

Esto implica que al Emsiense clásico se le añadirían unos 4,5 Ma, pero en la parte final de este intervalo se sitúan el clásico Siegeniense Medio y Siegeniense Superior, y hasta una buena parte del Siegeniense Inferior. De este modo la terminología estratigráfica utilizada durante más de un siglo de la mayor parte del Devónico Inferior sería incomprensible.

Este es un ejemplo que muestra cómo los formalismos estratigráficos pueden sembrar confusión.

Este trabajo que ha sido parcialmente subvencionado por la Alexander von Humboldt-Stiftung constituye una contribución a los proyectos PICG 421 y DGICYT PB98/1558.

- Carls, P., 1999. El Devónico de Celtiberia y sus fósiles.- Mem. de las VI Jornadas Aragonesas de Paleont., "25 años de Paleontología Aragonesa" Homenaje al Prof. Leandro Sequeiros: 101-164
- Yolkin, E.A.; Weddige, K.; Izokh, N.G. y Erina, M.V., 1994. New Emsian conodont zonation (Lower Devonian). Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 199: 83-98



PRELIMINARY CORRELATION OF LATEST DEVONIAN AND EARLY CARBONIFEROUS MIOSPORE AND ACRITARCH ASSEMBLAGES IN NORTHERN GONDWANA AND SOUTHERN EURAMERICA: SOME PALAEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS

Clayton, G.¹, Wicander, R.² & Pereira, Z.³

1 Department of Geology, Trinity College, Dublin 2, Ireland, gclayton@tcd.ie

2 Department of Geology, Central Michigan University, Mt. Pleasant, MI 48859 USA, reed.wicander@cmich.edu

3 Instituto Geológico e Mineiro, 4466-956 S. Mamede Infesta, Portugal, zelia.pereira@igm.pt

Latest Devonian miospore assemblages are diverse but similar in composition worldwide. A major extinction event at the Devonian / Carboniferous boundary greatly reduced the number of species, such that the earliest Carboniferous assemblages were composed only of surviving taxa from the Late Devonian. Regional differences in the composition of miospore assemblages became increasingly evident through later Early Carboniferous time, becoming most pronounced in the extremely diverse assemblages of the the mid - late Viséan.

Late Devonian acritarch assemblages from Southwest Portugal, Algeria, Libya, and North America, while diverse, are not particularly similar in composition between these regions. Just as with the miospore assemblages, a major extinction event at the Devonian/Carboniferous boundary decimated the acritarch assemblages, such that only a few, typically small and morphologically simple, cosmopolitan, species survived from the Late Devonian into the Early Carboniferous.

The published record of palynomorph assemblages from the Upper Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana, southern Euramerica, and Laurentia, is extensive. Each publication typically describes at least ten productive samples from one or more sections, with an estimated minimum of 500 specimens identified from each sample. However, the practice of recording, illustrating, and presenting palynological data varies considerably. Many publications based on oil industry investigations only list 'stratigraphically significant' taxa, while other papers include only illustrations of selected taxa or provide no illustrations.

The above deficiencies in the palynological literature largely negate the advantages of such a extensive database and preclude rigorous statistical analysis of the entire record. The data and interpretations presented here are based on selected areas in North America, Europe, North Africa and Arabia. Each contains at least one comprehensive and well-illustrated study that we consider to adequately describe the composition of the miospore and acritarch assemblage. Cluster analysis of the miospore data, not surprisingly, suggests strong similarities between Algeria, Libya and Saudi Arabia. There are, however, significant differences between these areas and the British Isles, especially in the mid - late Viséan. Southwest Portugal correlates much more strongly with the British Isles than with either of the North African areas or Saudi Arabia. For the acritarchs, there are strong similarities between Algeria and Southwest Portugal, and some similarity between North America and Southwest Portugal.

The palaeogeographic pattern of miospore distribution was determined by several factors including palaeoclimate and migration rates of the parent plants. The latter, in turn, was largely dependent on reproductive strategy and dispersal mechanisms. The compositional differences during Viséan times between North African and Western European assemblages may be partly due to differences in their palaeolatitude but the lack of 'mixing' suggests the existence of a major barrier to land plant migration such as an extensive seaway. The evidence further suggests that the land mass from which the miospores in the Southwest Portuguese Viséan was derived, was part of a southern Euramerican continent.



SILURIAN AND DEVONIAN STRATIGRAPHY IN THE DORNES AREA, CENTRAL PORTUGAL

Cooper, A.H.^{1,2}, Romano, M.¹, Dorning, K.J.^{3,1} and Evans, K.M.⁴

1 Environmental and Geological Sciences, University of Sheffield, S3 7HF, England. m.romano@sheffield.ac.uk

2 Present address: British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG, England. ahc@bgs.ac.uk

3 Pallab Research, 58 Robertson Road, Sheffield, S6 5DX, England. k.j.dorning@sheffield.ac.uk

4 ExxonMobil International Ltd., Exploration Department, Room 4406, Mobil Court, 3 Clements Inn, London, WC2A 2EB, England. martin_k_evans@email.mobil.com

The Dornes area sections provide a complete geological sequence through the Silurian strata from the late Ordovician into the Devonian. The sequence is well exposed along the roads leading westwards from the Ponte Vale da Ursa over the Rio Zêzere to the village of Dornes, Ribatejo province, central Portugal. The area was mapped by AHC (Cooper, 1980), with the Dornes section measured by AHC and MR, palynology undertaken by KJD and brachiopods identified and described by KME (Cooper *et al.*, 2000). The Silurian and Devonian sequence of the Dornes area is about 740m thick and divided into six formations.

The Vale da Ursa Formation, 10 to 26m thick, consists of quartzites, sandstones and siltstones. The distinctive Serra dos Aguilhões Member, 1.5 - 4.0m thick, that occurs at the top of the formation, consists of black to dark grey, fine-grained micaceous, carbonaceous and pyritic sandstone in laminated and thickly laminated beds. They yield Silurian fossils indicating an early Llandovery age, possibly including the *atavus* graptolite Biozone (Young, 1988).

The Foz da Sertã Formation, 140 to 200m thick, consists of dark grey mudstones, siltstones and some thin-bedded sandstones is folded and poorly exposed. Graptolites of the *turriculatus* to *crenulata*, *centrifugus*, *rigidus* to *ellesae*, *nassa* to *nilssoni* biozones are represented, suggesting an age range including at least the early Telychian to early Gorstian.

The Vale do Serrão Formation, approximately 77m thick, consists of laminated to very thinly bedded quartzites with mudstone laminae. The lowest 43m of the unit comprises a monotonous sequence of laminated light grey, fine-grained quartzites with partings of light grey and purple-grey mudstone, while the upper part of the formation is composed of laminated quartzites with abundant mudstone laminae. The formation has yielded a palynomorph assemblage containing forms previously recorded from the late Wenlock and early Ludlow type sections in England.

The Serra da Mendeira Formation, 52m thick, is composed dominantly of fine- to medium-grained, light grey quartzites in thin to medium beds. Load casts and flame structures are common sedimentary structures. Bioturbation is widespread throughout, with numerous conical burrows of *Monocraterion*, while *Planolites* is also present near the top of the sequence.

The Serra do Luação Formation, some 195m thick, is heterolithic, with grey and beige-brown, fine- to medium-grained sandstones in thin to medium beds, with packages of quartzites up to 9m thick and siltstones up to 5m thick. The quartzites are fine- to medium-grained in thin, medium and thick beds; cross-bedding is the most common sedimentary structure, but ripple marks, load casts, mud pellets and ferruginous nodule beds are also present. Poorly preserved burrows of *Monocraterion* occur between 60m and 70m above the formation base. Microfossils from about 25m above its base, include chitinozoans, acritarchs and spores. The acritarch assemblage includes *Onondagella*, and is of probable late Ludlow, Ludfordian age. From 110m above its base, a good assemblage of acritarchs, including species of *Ammonidium*, *Leiosphaeridia*, *Lophosphaeridium*, *Micrhystridium*, *Salopidium*, *Tylotopalla* and *Veryhachium* suggest a probable Prídolí age. The Serra do Luação Formation probably ranges from mid or late Ludlow to late Lochkovian or early Pragian.

The Dornes Formation is a heterolithic limestone, sandstone and mudstone sequence at least 215m thick, with the various lithologies occurring in packages up to 20m thick. The basal beds



consist of very thickly bedded, coarsely crystalline, dolomitic limestone with stylolitic contacts. The calcareous strata include bedded coquinas but tend to be recrystallised with stylolitic contacts. Bedding is mostly medium to thick except in the siltstones where it is mainly very thin to thin. The brachiopod fauna suggests the Dornes Formation is probably part Pragian in age.

- Cooper, A.H., 1980. *The stratigraphy and palaeontology of the Ordovician to Devonian rocks of the area north of Dornes (near Figueiró dos Vinhos), central Portugal*, Unpublished Ph.D. thesis, Department of Geology, University of Sheffield, England, 429 pp.
- Cooper, A.H., Romano, M., Dorning, K.J. and Evans, K.M., 2000. The Silurian to Devonian sequence in the Dornes area, central Portugal. Field guide, VIII International meeting of IGCP project 421, North Gondwana Mid-Palaeozoic biodynamics, 8-14 October 2000.
- Young, T.P., 1988. The lithostratigraphy of the upper Ordovician of central Portugal. *Journal of the Geological Society, London*, 145, 377-392.



NOTA PRELIMINAR SOBRE LOS OSTRÁCODOS DEL LOCHKOVIENSE Y PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) DE NIGÜELLA (ZARAGOZA, CADENAS IBÉRICAS)

Dojen, C.¹, Valenzuela-Ríos, J.I.² y Carls, P.¹

1 Inst. f. Geowissenschaften, T. U. Braunschweig, Pockelstraße 4, D-38203 Braunschweig, Alemania

2 Dpto. de Geología, Universitat de València, c/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (València)

En los últimos años el Devónico Inferior del área de Nigüella (Zaragoza) ha sido objeto de una especial atención por parte de los departamentos de Geología de Braunschweig y València. Nigüella representa el afloramiento más septentrional del Devónico Inferior de la Unidad de Herrera, y posee unas particularidades tectónicas, estratigráficas y paleontológicas que requieren un estudio detallado de estos afloramientos para completar la imagen que se tiene del Devónico Inferior celtibérico. Así, en Nigüella domina la tectónica compresiva, lo que contrasta con una tectónica claramente distensiva de los materiales devónicos de la parte meridional de la Unidad de Herrera, la famosa Depresión Axial del río Cámaras (DARC). Las potencias son considerablemente mayores que en la DARC, y sus facies, para algunos tramos de la serie, son algo diferentes (Carls y Valenzuela-Ríos, 1999). Por último, algunos de los taxones hallados en Nigüella sirven para apoyar firmemente las conexiones entre la Cuenca Ibero-Armoricana y la de las Montañas Renanas (Carls y Valenzuela-Ríos, 1998) durante el Devónico Inferior y de este modo, refutar consistentemente las ilusiones de escenarios tectónicos con aperturas y cierres de océanos propuestas por algunos autores (ver discusión en Carls y Valenzuela-Ríos, 1998). Por otro lado se han presentado también los primeros datos preliminares sobre las secuencias de conodontos, braquiópodos y restos de peces (Valenzuela-Ríos *et al.* 1999). Todos estos trabajos ponen de manifiesto el importante papel que va a jugar el conjunto de afloramientos del Devónico Inferior de las proximidades de Nigüella para la reconstrucción paleogeográfica del Devónico celtibérico y para las correlaciones inter y suprarregionales de sus facies.

Siguiendo en el intento de aumentar el conocimiento paleontológico de esta área, el objetivo fundamental de este trabajo es presentar, de manera preliminar, la secuencia de ostrácodos hallada en las secciones Ni4 y Ni2 que comprenden la parte superior de la Fm. Luesma y la mayor parte de la Fm. Nogueras y cuyas edades corresponden al Lochkoviense y Praguense, y referir estos datos a los ya presentados de otros grupos fósiles, principalmente conodontos, braquiópodos y peces.

La sección Ni4 expone la parte alta de la Fm. Luesma, unidades d1c α -d1c γ y parte del miembro d2a de la Fm. Nogueras. La capa 3 que pertenece al submiembro d1c α es la primera que ha librado ostrácodos, allí se encuentra *Poloniella*, taxón que se halla en numerosas capas alcanzando la capa caliza más alta de este corte (13 top). El resto de hallazgos identificables excepto "*Cytherellina*", un ostrácodo liso que se encuentra en numerosas capas de Ni4, corresponden ya al miembro d2a. "*Zygobeyrichia*" se registra en las capas 12+323 y 13b (17,5 y 24 m por encima de la base del miembro); en la capa 13b también se identificó *Ponderodictya*. Estos taxones, especialmente *Poloniella* y "*Zygobeyrichia*", son de aguas muy someras, lo cual encaja con el tipo de facies inferido a partir de otros grupos fósiles y de la litología.

Ni2 corresponde a gran parte de la Fm. Nogueras y comprende el límite Lochkoviense/Praguense. "*Cytherellina*" y *Ponderodictya* son taxones que aparecen en numerosas capas. Los otros taxones identificados son diferentes a los hallados en Ni4, y se han registrado en capas de edad Praguense. El más antiguo de este grupo es *Bollia* aff. *ungula* Jones, que se encuentra en la capa 5 junto con el indicador bioestratigráfico del Praguense *Vandercammenina sollei*. Un poco por encima, capa 6/308b, que corresponde a la unidad d2b β 2 se registra *Cryptophyllus*, y en la capa 8/333b (d2c α .3) se halla *Leptoprimitia*. Estos tres taxones, aún siendo de aguas someras, indican profundidades algo mayores que las indicadas por *Poloniella* y "*Zygobeyrichia*".



Así pues se observa que hay un relevo en la fauna de ostrácodos en el Praguense que coincide con la entrada de taxones que vivirían a una profundidad ligeramente mayor. Este relevo es ecológico y no bioestratigráfico ya que *Poloniella* y "*Zygobeyrichia*" se encuentran también en el Praguense en otras regiones.

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por la Alexander von Humboldt-Stiftung y constituye una contribución a los proyectos PICG 421, DGICYT PB98/1558 y DFG Ca43/18

- Carls, P. y Valenzuela-Ríos, J.I. 1998. The ancestry of the Rhenish Middle Siegenian brachiopod fauna y the Iberian Chains and its palaeozoogeography (Early Devonian). *Rev. Esp. de Paleont.*, n. extr. **Homenaje al Prof. Gonzalo Vidal**, 123-142.
- Carls, P. y Valenzuela-Ríos, J.I. 1999. Similitudes y diferencias estratigráficas entre el Pridoliense-Praguense celtibérico y armoricano. *Rev. Esp. de Paleont.*, 14 (2), 115-128.
- Valenzuela-Ríos, J.I.; Carls, P. y Botella, H. 1999. Conodontos, braquiópodos y restos de peces del Devónico Inferior de Nigiella (Cordillera Ibérica). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 26: 651-652.



SILURIAN AND DEVONIAN ACRITARCH BIOHORIZONS, DEPOSITIONAL SEQUENCES, PALAEOENVIRONMENTS, EPISODES AND EVENT STRATIGRAPHY

Dorning, K.J.

Pallab Research, 58 Robertson Road, Sheffield, S6 5DX, England. k.j.dorning@sheffield.ac.uk
Environmental and Geological Sciences, University of Sheffield, England.

Acritarch biohorizons may be used to provide increased precision to stratigraphical correlation, based on either the first or last appearance of key acritarch and prasinophycean algal taxa. Acritarchs, together with chitinozoans and spores, are recorded in abundance in palynological assemblages from the marine Silurian mudstones, siltstones and shales in the western part of north Gondwana. Acritarchs are also present in the Devonian to early Carboniferous, though the increase in terrestrial spore productivity typically produces palynological assemblages with lower relative abundances of the marine microflora.

Data has been collected from published and unpublished borehole records, outcrop samples and publications from Portugal and Spain within the Ibero-Armorican arc, Morocco, Algeria, Tunisia, Libya and Egypt in north Africa, together with Turkey, Syria, Iraq, Jordan, Saudi Arabia and Iran in southern Asia. Comparative material has been examined from the type Pridoli section in Bohemia, Czech Republic, and the Llandovery, Wenlock and Ludlow type areas in Wales and the Welsh Borderland of England. Acritarch assemblages from north Africa and Arabia show significant differences in composition to those known from eastern Avalonia and Baltica, with assemblages from Portugal and Spain being intermediate in composition, with both north African and northwest European elements present. Nevertheless, in all shelf sea areas, the acritarchs show a remarkably similar assemblage distribution pattern trends with regard to water depth and distance from shore, so that distinctive nearshore, open marine shelf and deep shelf assemblages can be distinguished, as previously documented by Dorning (1981) for the Welsh Basin in eastern Avalonia and Al-Ameri (1983) for Libya in north Gondwana.

On a regional scale, certain acritarchs and algal cysts have restricted palaeogeographical distributions, in part related to latitude, climate, temperature and nutrient availability. As a result, separate Silurian acritarch biozonation schemes are used in north Africa and the middle east, in comparison to the type areas in eastern Avalonia. However, some acritarchs that have a distinct first appearance datum in many northern Gondwana sections also have apparently comparable first appearances in eastern Avalonia, including, for example, *Ammonidium microcladum* in the mid Aeronian Stage, mid Llandovery Series of the Silurian System.

Six depositional sequences related to changes in global relative sea level, Sh1-6, are present from the top Ordovician to the early Devonian, recognised by regional disconformities at the margins of depositional basins. Certain acritarch biohorizons can be used to both recognise and correlate individual stratigraphical sequence boundaries, both in sections with disconformities and correlative conformities. Further depositional sequences are known from the Devonian to early Carboniferous. In north Africa and Arabia, it is common for the disconformities to be of variable duration, so that in some areas the depositional sequences are thin or absent. The latest Ashgill to early Llandovery depositional sequence Sh1 is characterised in many areas by high total organic carbon mudstones related to the rapid rise in sea level following sandstones deposited during the main late Ashgill glacial events. In some areas sandstone deposition continues into the early Llandovery, recognised by assemblages with *Tylotopalla robustispinosa* s.l., only known from the Silurian, together with recycled late Ordovician forms.

The late Llandovery to early Wenlock Sh2 sequence, often mudstone dominated, is rarely completely missing, as it represents a warm period with relatively high global sea level. The middle part of the Sh2 sequence corresponds to the Snipklint Primo episode recorded in Baltica and eastern



Avalonia (Aldridge et al., 1993). The mid to late Wenlock Sh3 and early Ludlow Sh4 sequences, often of mudstone, are sometimes either thin and/or restricted in spatial distribution, while the late Ludlow Sh5 sequence, together with the Pridoli Sh6 sequence, are typically composed of siltstones, with some sandstones and mudstones. The early Devonian often contains one or more disconformities, while the mid Devonian sandstone / mudstone sediments, if present, are often arranged in multiple depositional packets. Late Devonian to early Carboniferous sediments are fairly widely distributed in northern Gondwana. They are often heterolithic, with interbedded mudstone, siltstone and sandstone deposited in a shallow marine, nearshore setting, with a low to moderate acritarch diversity.

Al-Ameri, T.K., 1983. Acid-resistant microfossils used in the determination of Palaeozoic palaeoenvironment in Libya. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 44, 103-116.

Aldridge, R.J., Jeppsson, L. and Dorning, K.J., 1993 Early Silurian oceanic episodes and events. *Journal of the Geological Society* 150, 501-513.

Dorning, K.J., 1981. Silurian acritarch distribution in the Ludlovian shelf sea of South Wales and the Welsh Borderland. 31-36 In Neale J.W. and Brasier, M.G. (eds.) *Microfossils from Recent and fossil shelf seas*. Ellis Horwood Ltd., Chichester, England.



THE CAMBRIAN SEHOUL BLOCK, A CALEDONIAN TERRANE IN NORTHERN MOROCCAN MESETA

El Hassani, A.

Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P. 703 Rabat-Agdal, Morocco, elhassani@israbat.ac.ma

The Northern part of the Moroccan Hercynian domain is known as the Sehoul zone (El Hassani, 1991). Roughly E-W trending, this zone crops out only in a very restricted area, but its importance should not be underestimated since, by its sedimentological characters, the age and the style of its deformation, it contrasts with the other zones of the Moroccan Hercynian belt. The lithostratigraphic column is 500 m thick and consists of silts, greywackes, microconglomerates and schists with small carbonate intercalations (schistes à trous) that are very similar to Early-Middle Cambrian horizons found elsewhere in Morocco. *Oldhamia* and *Parasolenopleura* sp. that are found here (El Hassani, 1991) confirm the Middle Cambrian age.

The fold axial planes are emphasized by a monophasic foliation. Their axes are E-W trending. Generally, the folds are South-verging or recumbent

towards South and the cleavage is more and more penetrative in that direction. The deformation was contemporaneous with a low-grade metamorphism indicated by the development of white micas and an incipient biotite. Inside the Sehoul zone and the southerly bordering Rabat-Tiflet zone, separated by a thrust contact, many granitic bodies belong to the same granodioritic massif. This granitoid is 430 ± 2 Ma old, Late Ordovician (Charlot & al., 1974), hyperaluminous, calcalkaline. It is similar to those observed in collisional zones, characterized by a low percentage of Y and Nb. The age of the granodioritic bodies is stratigraphically confirmed by a transgressive series, arkoses and limestones, that lies upon them and has yielded *Monograptus ultimus* or *M. lochkovenski* of Pridolian (Late Silurian) age (El Hassani, 1991). The granodiorite is intrusive in the Sehoul slates and the andalusite crystals show helicitic structures. This means that the crystallization of the minerals within the aureole was dynamic, contemporaneous with the late stages of the cleavage development. In order to determine the age of the low grade metamorphism of the slates, outside the aureole, we used the K-Ar method on fine (1-2 μ m) fractions (Ahrendt & al., 1983 ; Hunziker, 1986, Reuter, 1987). These fractions are composed of 2M white micas, chlorites and/or mixed layer chlorite-vermiculite minerals, albite and traces of quartz, kaolinite and smectite. The K-Ar values range between 450 and 327 Ma. Sample 504 records a 450 Ma (Middle Ordovician) metamorphic event. K-Ar values of other samples show that they have undergone a subsequent thermal evolution between 360 Ma (Latest Devonian) and 330 Ma (Visean). Probably during the Early Carboniferous times, the Sehoul zone has been thrust as a whole southwards upon the Rabat-Tiflet anticline. During this thrust, an S2 cleavage developed along the southern border of the Sehoul zone and slices of the granite were tectonically emplaced inside the undeformed Ordovician strata of the Rabat-Tiflet anticline.

The presence in the Sehoul zone and in central Morocco of the same Early-Middle Cambrian "schistes à trous" facies ensures that both domains belonged at that time to the same North-Gondwana shelf. Later, on the contrary, the characteristic evolution of the Sehoul zone implies a different setting. The development of detrital series in the Sehoul zone could be related to a northward deepening of the sea, whereas the Rabat-Tiflet zone, with its Early Ordovician mafic volcanic activity, corresponded to an internal part of the shelf. Later on, the Middle Ordovician "Caledonian" metamorphism and deformation was restricted to the Sehoul zone and did not affect the rest of the Moroccan Meseta.

Caledonian events are widely known in Northern Europe (Stephen & Gee, 1989) and in North America (Neuman & Max, 1989). Closer to the Sehoul zone, the El Jadida Atlantic margin (Kreuser & al., 1984) shows a very similar evolution, with the mylonitic deformation, dated around 455 Ma of a Cambrian granodiorite, followed by subsequent tectonic events dated respectively at



360, 336 and 315 Ma. In the Algerian Kabylia a post Pan-African and pre-Late Cambrian deformation has been described (Beaudelot & al., 1981). From El Jadida to the Sehoul and, farther, the Kabylia (in its Paleozoic location), one can follow a "Caledonian" belt, perhaps discontinuous, that is parallel to the present shape of Africa and could represent an early weakness zone in North-Western Africa.

References:

- Ahrendt & al. (1983), Intracontinental fold belts, Springer-Verlag pp :323-338.
Beaudelot & al. (1981), C.R. Acad. Sci. Paris, 293, série II, pp:611-614.
Charlot & al., (1974), Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc, 249, pp :55-58.
El Hassani (1991), Bull. Inst. Sci., Rabat, 15, 134p.
Hunziker (1986), Chemical geology, 57, pp :31-40.
Kreuzer & al. (1984), US Government Printing Office, 79, pp:543-549.
Kubler (1986), Soc. Fr. Min. Cristal, 54p.
Neuman & Max (1989), Geol. Soc. America, special paper, 230, pp: 31-45
Reuter (1987), Contrib. Mineral. Petrol., 92, pp :157-180.
Stephen & Gee (1989), Geol. Soc. America, special paper, 230, pp :17-27.



THE FRASNIAN – FAMENNIAN BOUNDARY EXTINCTION EVENT IN NORTH GONDWANAN TRILOBITES

Feist, R.

Institut des Sciences de l'Evolution, Université Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 05, France

The terminal – Frasnian Kellwasser Extinction Event – one of the big five major biocrisis of the Phanerozoic –most severely affected bottom-level biotas, in particular the Trilobita that lost all but two orders at that instant. Precisions on last occurrences of off-shore taxa that reached the base of the main Kellwasser horizon have been documented from several localities in the Rhenohercynian belt adjacent to the Laurussia landmass, and comparatively from South Armorica (Montagne Noire) (Feist & Schindler 1994).

Further investigations carried out under the aegis of IGCP 421 revealed similar occurrences and time equivalent extinction patterns in Gondwana related terrains such as the Carnic Alps (Wolayer Gletscher section), Central (Mrirt) and Southern (Djebel Amelane, Tafilalet) Morocco and NW- Australia (Canning Basin). In the former regions where the Kellwasser levels are well represented the last pre-Kellwasser trilobite associations exhibit a high degree of affinity at lower rank categories with taxa both from the Rhenish margin of Laurussia and the Montagne Noire. In addition to the contemporaneity of extinctions the same evolutionary patterns towards adaptation to pre-Kellwasser sea-level highstand, such as pedomorphic regression of the visual complex, occur in all these associations. This precludes the existence of wide oceanic separations between epicontinental platform margins of Laurussia, North Gondwana and intervening microplates.

The similarity factor at generic level is still surprisingly high in North Western Australian terminal Frasnian faunas with the exclusion of a few associated endemic elements. This fauna became extinct contemporaneously to the European – North African ones though no Kellwasser level is represented in the perireefal environments of the Canning Basin. The occurrence of oculated proetids in time equivalent levels point to the existence of niches of survivorship in this area from which post-Event radiation might have originated. (Feist & Becker 1997).

References:

- Feist, R. & Schindler, E. (1984): Trilobites during the Frasnian Kellwasser Crisis in European Late Devonian cephalopod limestones. Willi Ziegler – Festschrift II. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 169: 195 – 223.
Feist, R. & Becker, R.T. (1997): Discovery of Famennian trilobites in Australia (Late Devonian, Canning Basin, NW Australia). Geobios, M.S. 20: 231 – 242.

ALVEOLÍTIDOS (CNIDARIA, TABULATA) DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA (NW DE ESPAÑA)

Fernández-Martínez, E.M.

Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera, Jesús Rubio, 2, 24071, León (España), eamil: dimefm@unileon.es

Los alveolítidos constituyen una familia de corales tabulados morfológicamente caracterizados por cálices con secciones transversales en forma de hoz o media luna y con una simetría bilateral más o menos acentuada (contorno "alveolitoide"), generada por la desembocadura de la coralita, que acontece de forma oblicua a la superficie de la colonia.

Otra característica del grupo es su extraordinaria plasticidad fenotípica, resultado tanto de su capacidad para regenerar la colonia tras las necrosis parciales, como de la posibilidad de modificar la dirección de crecimiento de las coralitas. Este rasgo, que se traduce en la existencia de colonias y cálices con morfologías muy irregulares, tiene un alto valor adaptativo en aquellos ambientes arrecifales en los que acontecen caídas periódicas de sedimentos.

Esta comunicación constituye un resumen del primer trabajo sistemático moderno realizado sobre los representantes cantábricos de la familia Alveolitidae (Fernández-Martínez, 1993), estando restringido su estudio a cuatro formaciones, muestreadas en un total de 20 localidades: Formación Moniello (localidades Moniello y Arnao), Fm. Santa Lucía (localidades La Vega de los Viejos, el Millar, Aviados, Agrados, Argovejo y El Puerto), Fm. Candás (localidades de Perán, El Tranqueru, Espinedo y Coallajú) y Fm. Portilla (localidades de La Cueta, Mirantes de Luna, Vega de Gordón, Estación de Matallana, San Adrián, Aleje, Beberino y La Mina).

Alveolítidos de las Fms. Moniello y Santa Lucía

Las Fms. Moniello y Santa Lucía son de edad Emsiense superior-Eifeliense basal y en ellas acontece el episodio arrecifal más importante del devónico cantábrico, con desarrollo de numerosos biohermos y biostromos en ocasiones de cierta entidad (ver Méndez Bedia et al, 1994 para un estudio exhaustivo de estos arrecifes).

En estas formaciones, los alveolítidos pueden llegar a ser localmente abundantes pero no presentan una gran diversidad y nunca acaparan el papel de grandes constructores que está reservado a otros tabulados (principalmente favosítidos) y a grandes estromatopóridos.

La mayor parte de los alveolítidos recolectados pertenecen a la especie *Alveolites lemniscus* Smith, 1933, caracterizada por coralitas con secciones transversales muy alargadas y con tendencia a superponerse unas sobre otras. Suelen constituir colonias tabulares, las cuales aparecen inmersas en biostromos cuya matriz tiene un cierto porcentaje de material terrígeno, por lo que posiblemente se trate de formas colonizadoras de ambientes relativamente tranquilos, previos al desarrollo del propio arrecife. La especie ha sido citada en Francia (Eifeliense basal), Marruecos (Eifeliense superior) y Cuencas de Dinant y Namur (Frasniense) aunque en la Cordillera Cantábrica está restringida a las formaciones Moniello y Santa Lucía.

Ocasionalmente estos materiales han librado ejemplares próximos a *Squameoalveolites fornicatus* (Schlüter, 1889).

Alveolítidos de las Fms. Candás y Portilla

Las Formaciones Candás y Portilla tienen una edad Givetiense superior-localmente Frasnense basal. Los datos sedimentológicos y paleontológicos obtenidos en su estudio (Méndez-Bedia et al., 1994; Fernández et al., 1997) indican que sus bioconstrucciones fueron edificadas en ambientes menos energéticos que las presentes en las formaciones del Emsiense-Eifeliense. Por este motivo, en ellas dominan ecotipos coralinos ramificados y laminares, junto a las colonias irregulares de los alveolítidos masivos que, en muchas ocasiones, no llegan a alcanzar grandes alturas aunque sí cierta superficie. También ésta puede ser la causa de que los alveolítidos sean los



tabulados más conspicuos en estas bioconstrucciones, donde aparecen bajo una gran diversidad morfológica y realizando papeles muy diferentes en lo que a edificación arrecifal se refiere.

La mayor parte de los alveolítidos masivos hallados en las doce localidades muestreadas pertenecen a *Alveolites parvus*, una especie de gran plasticidad fenotípica que aparece en biostromos frasnenses de Bélgica y de la Plataforma Central rusa, aunque posiblemente esté más repartida de lo que las citas bibliográficas parecen indicar.

No obstante, las Fms. Candás y Portilla son especialmente ricas en alveolítidos pertenecientes a la subfamilia Coenitinae, caracterizados por desarrollar morfologías laminares o ramificadas, en ocasiones de forma transicional en una misma colonia. Las formas de coenítidos más usuales en estas formaciones son las colonias laminares bifaciales, que pueden ser asignadas a *Platyaxum (Platyaxum) escharoides*. Localmente son también muy frecuentes los representantes laminares unifaciales de *Platyaxum (Roseoporella)* y varias formas ramificadas que también parecen estar relacionadas con el género *Platyaxum*.

Todas estas formas son similares a las existentes en bioconstrucciones europeas y norteamericanas del Devónico Medio más alto.

Bibliografía

- Fernández, L.P., Fernández-Martínez, E.; García-Ramos, J.C.; Méndez-Bedia, I. y Soto, F. 1997. A sequential approach to the study of reefal facies in the Candás and Portilla Formations (Middle Devonian) of the Cantabrian Zone (NW Spain). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 92:23-33.
- Fernández-Martínez, E. 1993. Tabulados y Chaetetidos de las Formaciones Moniello-Santa Lucía y Candás-Portilla (Devónico, Cordillera Cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral no publicada, Universidad de Oviedo, 1-420.
- Méndez-Bedia, I., Soto, F. y Fernández-Martínez, E. (1994).- Devonian ref. types in the Cantabrian Mountains (NW Spain) and their faunal composition. *Cour. Forsch. -Inst. Senckenberg*, 172:161-183.

RELACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS ENTRE GONDWANA SEPTENTRIONAL Y BALTICA: LA FAUNA DE *IVANTHYRIS HAVLICEKI* (ZONA CANTÁBRICA, EMSIENSE TERMINAL)

García-Alcalde, J.L.

Departamento Geología (Paleontología), Universidad Oviedo. Email jalcalde@asturias.geol.uniovi.es. 33005 Oviedo, Asturias (España).

El grado de separación de los principales continentes y unidades tectonoestratigráficas componentes durante el Devónico, ha sido muy discutido. Los autores franceses, especialmente, realizaron esfuerzos estimables para demostrar la coherencia de las unidades del N de Gondwana y la importancia decreciente del llamado "océano Reico", mediante datos paleontológicos y sedimentológicos, sobre todo. Una de las consecuencias de los trabajos referidos, es la representación cartográfica progresivamente más cercana de Gondwana septentrional y Baltica.

Las modernas reconstrucciones "compactas", en continentes que estuvieron separados a lo largo de todo el Paleozoico, reposan esencialmente en el análisis taxonómico de grupos con escasa capacidad dispersiva, denotando la presencia creciente de especies y géneros comunes y, en menor medida, la de familias y otros taxones superiores, la desaparición progresiva de las barreras preexistentes. Sin embargo, los datos no son aún muy completos, en la medida en que faltan estudios sistemáticos precisos y comprensivos de muchos grupos fósiles críticos. El Proyecto Internacional de Correlación Geológica IGCP 421 "North Gondwana mid-Palaeozoic bioevent/biogeography patterns in relation to crustal dynamics" ha impulsado una excelente iniciativa que consiste en la creación de bases de datos, en las que los especialistas valoran mediante un sistema notacional común, el estatuto taxonómico de las numerosas especies fósiles citadas en la bibliografía, para que puedan manejarse de manera más fiable los índices de semejanza y el resto de técnicas cuantitativas de análisis de semejanza.

Esta comunicación es una contribución a la creación del fichero de braquiópodos del Grupo de Trabajo Español del PICG 421. En ella se analiza, con carácter previo, la asociación de braquiópodos articulados neríticos de las formaciones Moniello y Santa Lucía, de la Zona Cantábrica (N de España), que comprenden los Intervalos Faunísticos 14 a 16 de García-Alcalde (1996). Dichos Intervalos pertenecen a la Biozona de *Icriodus corniger* (sólo la parte de la zona correspondiente al Emsiense terminal). El análisis paleontológico general permite correlacionarlos con importantes unidades estratigráficas del área ardeno-renana, correspondientes al borde meridional del paleocontinente Baltica, en Alemania (Grupo Kondel Superior y Fm. Heisdorf) y en Bélgica (Fms. St. Joseph y Eau Noire, Col1a y parte de Col1b) también de fines del Emsiense Superior. Merece la pena recordar, como dato complementario, la presencia en dichos intervalos de faunas de ostrácodos, pertenecientes, sobre todo, al ecotipo "Eifeliense", de carácter marino sublitoral, de aguas poco profundas, comparables a las del nivel III de las "Tentaculitenschiefer" de Turingia, y que presenta también relaciones con la de la Fm. Heisdorf en Alemania.

El intervalo analizado, comprenden al menos 50 a 52 géneros de los 70 determinados que son comunes con el área ardeno-renana así como 37 especies de 91 reconocidas. Y la semejanza aumenta cuando se consideran sólo los géneros y especies comunes o abundantes, que son las que, habitualmente, figuran en las listas faunísticas. El gran número de formas compartidas, incluso a nivel específico, apoya la falta de importancia del océano Reico como barrera entre el N de Gondwana y Baltica en el período temporal considerado.

Buen número de los braquiópodos citados, se encuentran también en Aragón, al E del área cántabro-celtibérica, y son conocidas, sobre todo, de las Fms Castellar y Ramblar.

En la asociación estudiada, destacan dos miembros del Orden Spiriferida que singularizan, por su aspecto distintivo, al conjunto de la fauna estudiada: *Ivanthyris havliceki* n.sp, especie perteneciente a un género con distribución restringida al área ardeno-renana (*I. trisecta*) y



Gondwana (*I. gibbosa*, en Bohemia, ?*I. gibbosa*, en Afganistán y la propia *I. havliceki* n.sp, en el N de España) y, quizá, Kazakstán (*I. ? kazachstanica*, *I. ? grandis*), y *Moniellocyrtina orthoclina* n.g.n.sp., forma exclusiva del N de España, externamente muy similar a la anterior, aunque se separa fácilmente por la estructura endopuntuada de la concha y presencia de espondilio con ticorrino en el interior de la valva ventral, características propias de los géneros de la Familia Cyrtinidae.



NUEVAS ESPECIES DE MYRIOSPIRIFER (BRAQUIOPODO, SPIRIFERIDINA EOSPIRIFERINAE) DEL DEVONICO INFERIOR (EMSIENSE SUPERIOR) DE ALASKA Y DE LA CORDILLERA CANTABRICA (N DE ESPAÑA) Y DISTRIBUCION PALEOGEOGRAFICA DEL GENERO

García-Alcalde, J.L.¹ y Blodgett, R.B.²

1 Departamento de Geología (Paleontología), Universidad de Oviedo. Oviedo 33005, Asturias (España). Email: jalcalde@asturias.geol.uniovi.es.

2 Department of Zoology, Oregon State University, Corvallis (Oregon 97331-2914, USA). Email: blodgetr@ava.bcc.orst.edu

Los Eospiriferinae constituyen el tronco basal del importante orden Spiriferida de braquiópodos articulados. Se trata de un grupo cosmopolita con representación en todos los continentes, salvo en la Antártida, extendiéndose en el tiempo del Ordovícico Superior al Devónico Medio. El grupo incluye numerosos géneros caracterizados, sobre todo, por su microornamentación capilada radial, no espinosa, de tipo "eospiriferido".

La falta de descripciones precisas de la microornamentación en muchas de las referencias de Eospiriferinae, hace difícil reconocer ciertos taxones del grupo y, en consecuencia, establecer su rango bioestratigráfico y paleogeográfico. Este es el caso, notablemente, de las formas no costadas de *Eospirifer* y *Myriospirifer*, que sólo difieren en la morfología de las capilas: angulosas a subangulosas, más estrechas que los interespacios e intercalares, las de aquel, y planas, más anchas que los interespacios en forma de V y bifurcantes, las de éste. Varias de las especies que, en un momento u otro, se atribuyeron a *Eospirifer*, se reasignaron a *Myriospirifer* pero la revisión completa está aún por hacer.

En ésta comunicación se presentan dos nuevas formas devónicas del género: *M. breasei* y *M. crassus* y se analiza la distribución temporal y paleogeográfica de las especies del género, exclusivamente a partir del análisis bibliográfico.

Las nuevas especies proceden de Alaska y de España. *Myriospirifer breasei* se encontró en una formación carbonatada innominada del Emsiense Superior (Biozona de *Polygnathus serotinus*), en el Paso Shellabarger (Alaska Centromeridional) y comprende formas relativamente grandes para el género, de contorno transversalmente redondeado, fuertemente ventribiconvexas. El área de procedencia de dicha especie es una unidad tectonoestratigráfica, el "Terreno Farewell", donde el conjunto de la fauna acompañante parece indicar que se trata de una secuencia de margen continental

que se formó en el paleocontinente Siberia (quizá en Kolyma). Por su parte, *Myriospirifer crassus* n.sp., apareció en el Grupo La Vid (parte alta de la Fm. La Pedrosa, Emsiense Superior), de las localidades de Aviados y Adrados, en la provincia de León (N de España), y comprende formas de gran tamaño, muy gruesas, con ambas valvas de parecida convexidad. La fauna acompañante y la historia estructural del área, indican que se encontraba situada, durante el Devónico Inferior, en el norte del paleocontinente Gondwana.

Myriospirifer se originó, en el Silúrico Inferior (Llandoveryense) en las costas meridionales de Baltica. Su origen más probable, de acuerdo con la distribución de los eospiriferinos más primitivos, se encuentra en alguna de las especies no costadas de *Eospirifer*, género que, en el curso del tiempo, actuó como fuente tanto de nuevas formas lisas como de otras con pliegues variados. Durante el Llandoveryense más alto y Wenloquiense, se diversificó en ambas orillas del océano Reico, principalmente en Baltica. El paso hacia las áreas peri-gondwánicas se verificaría por la prolongación bohémica del supercontinente (Perunica), situada muy cerca de Baltica durante el Silúrico y Devónico Inferior. El stock silúrico está representado, con seguridad, por *M. marklini*, del Llandoveryense Sup. y *M. grandis*, del Wenloquiense de la isla de Gotland, así como por *M.*



dichotomus, del Wenloquiense de Bohemia. Las formas determinadas *Eospirifer radiatus* y, quizá, *Eospirifer profusus*, del Llandoveriense Sup. de Estonia, presentan también la microornamentación típica de *Myriospirifer*. *Acutilineolus*, del Silúrico (Wenloquiense) de Oklahoma (USA), fue sinonimizado con *Myriospirifer* pero la fina microornamentación de dicho género, con elementos capilares que crecen tanto por intercalación como por bifurcación, acreditan que se trata de una rama diferente de *Eospirifer*, propia del ámbito lauréntico.

El género es desconocido en las sucesiones del Silúrico más alto, por razones que no son fáciles de discernir, pero reapareció a partir del Lochkoviense en el área gondwánica, con formas como *M. myriofila*, del Lochkoviense y Praguense de Bohemia Central y *M. ceneratiensis*, *M. davousti* y *Myriospirifer* sp., del Praguense del Macizo Armoricano. Las formas citadas como *Eospirifer togatus insidiosus* y *E. togatus togatus*, del Lochkoviense de Kazakstán, no fueron, a nuestro conocimiento, descritas ni figuradas y su pertenencia genérica es dudosa. Durante el Emsiense, se alcanzó el clímax del género, proliferando, de nuevo, tanto en Gondwana como en Baltica, dispersándose ampliamente en dichas regiones y alcanzando, incluso, Siberia. El número concreto de formas de *Myriospirifer* que habitaron tan extensa área en la parte final del Devónico Inferior es desconocido. Dentro de Gondwana, aparecieron *M. insidiosus*, en Bohemia y *M. crassus*, en el N de España. Otras referencias a *Eospirifer togatus* y *E. togatus insidiosus*, fuera de Bohemia, parecen corresponder, en parte, a especies de *Myriospirifer*, que colonizaron los Alpes Cárnicos, Marruecos y Nueva Zelanda. *E. togatoides*, del Emsiense de la región del Bósforo, parece también del género.

Como anticipamos más arriba, en el Emsiense, el género retornó a Baltica, representado por *Myriospirifer* sp., en Moravia, *Myriospirifer* ? *subsiniuatus* y *M. sp. 4*, en el Harz (Alemania), *M. sp. 5*, en los Urales Centrooccidentales y *M. ? karmanovi*, en los Urales Polares. Y, finalmente, alcanzó Siberia, con formas como *Myriospirifer breasei* n.sp., del litosferoclasto Farewell (¿Kolyma?) de Alaska y, *M. kolymensis*, de la región de Kolyma. Las formas determinadas en el Turquestán como *Eospirifer davousti*, podrían representar una extensión del género hacia el paleocontinente Kazakstania, pero requieren un estudio más detenido.

La distribución paleogeográfica de las especies del género, aunque no sea conocida en detalle es, como se ve, muy curiosa. La difusión inicial en las regiones báltica y bohémica y la amplia colonización devónica, parece debida principalmente a fenómenos de dispersión, favorecida durante el Silúrico por la posición avanzada de Perunica y durante el Emsiense por la reducción generalizada en anchura del océano Reico. Sin embargo, la presencia de *Myriospirifer breasei* n.sp. en Alaska, responde a un fenómeno vicariante que podría corresponder al interesante modelo paleobiogeográfico conocido como "nave funeral vikinga". En efecto, *M. breasei*, como ya se dijo, aparece en un litosferoclasto (Terreno Farewell), que estuvo unido desde el Cámbrico Medio al Triásico al paleocontinente Siberia (¿Kolyma?), el cual, por procesos de rifting derivó hasta llegar a adosarse a Alaska, en algún momento entre el Cretácico Inferior y el Terciario.

ESTUDIO PALINOLÓGICO DEL CARBONÍFERO SUPERIOR EN LA ZONA DE HONTORIA, NORESTE DE ASTURIAS (ESPAÑA)

García Bartolomé, A.¹, Rodríguez González, R.M.² y Sánchez de Posada, L.C.¹

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005-Oviedo (España).

2 Departamento de Ingeniería Minera, Universidad de León, C/Jesus Rubio 2, 24071 León, España.

La sucesión de la Playa de la Huelga aflora en la parte oriental de la provincia de Asturias (NW de España), entre las Playas de San Antolín (Llanes) y Castro Molina (unos 600 m al NW del pueblo de Hontoria). Por las características de su exposición, por su contenido en material fósil y por su singularidad dentro del Carbonífero europeo (es la única sección de facies casi exclusivamente calcárea que abarca materiales de edad comprendida entre el Carbonífero Inferior y el Moscoviense Superior), la sección de la Playa de La Huelga tiene especial interés.

Sobre esta sucesión se han llevado a cabo numerosos estudios paleontológicos pero ninguno ha abordado su investigación palinológica, a pesar de que este estudio debe aportar datos relevantes en el establecimiento de una correlación entre las escalas marinas y continentales del Carbonífero. Los palinomorfos estudiados en el presente trabajo representan las primeras esporas citadas y figuradas hasta ahora de la Unidad del Ponga.

Las muestras analizadas fueron recogidas en dos de las escasas intercalaciones detríticas existentes en la parte alta de la unidad conocida informalmente como "Calizas del Cuera" (Navarro, Leyva y Villa, 1986), cuya edad abarca desde el Baskiriense hasta el Moscoviense Superior. En su parte superior las Calizas del Cuera están formadas esencialmente por materiales calcáreos depositados en un ambiente de plataforma. Los dos tramos siliciclásticos en los que se obtuvieron las muestras se intercalan en una sucesión de calizas que contiene fusulináceos del Moscoviense Superior (Podolskiense).

Los palinomorfos encontrados corresponden casi exclusivamente a esporas y, en menor medida, a granos de polen. En las muestras son frecuentes los restos vegetales, como cutículas y fragmentos de madera. Puntualmente se ha encontrado algún otro tipo de palinomorfo pero no son representativos.

En general la conservación del material es buena, aunque esporádicamente se observan fenómenos de piritización que afectan sobre todo a las formas con saco y pseudosaco como *Florinites* y *Endosporites*.

Aunque los palinomorfos resedimentados no son muy abundantes, si son un dato a tener en cuenta en cuanto a la hora de establecer el origen de los aportes. Su estado de conservación es muy variable.

Los principales componentes de estas muestras son especies características del Westfaliense como *Triquitrites* spp., *Florinites* spp., *Endosporites globiformis*, *Laevigatosporites* spp., además de las genéricas carboníferas *Densosporites* spp., *Crassispora kosankei* y *Lycospora* spp.

El análisis de las formas más significativas desde el punto de vista estratigráfico como *Reticulatisporites reticulatus*, *Dyctiotriletes bireticulatus*, *Cingulizonates lorricatus*, *Vestispora fenestrata*, *Lundladispora gigantea*, *Microreticulatisporites nobilis* junto con otras pequeñas esporas monoletas como *Punctatosporites rotundus*, *Thymospora obscura* y *Thymospora pseudothiessenii*, que a pesar de su escasa presencia son especies muy representativas, nos sitúa los niveles estudiados dentro de la zona OT de Clayton et al. (1977), en la parte inferior de la misma y zona SL2 de Alpern & Liabeuf (1969) descrita para la cuenca de Sarro-Lorrain (Francia), y más concretamente hacia la parte media de la zona de Forbach.

Todo ello nos permite datar este corte como Westfaliense D inferior, lo que corrobora las dataciones palinológicas previas que otros autores han establecido para esta área.



BIBLIOGRAFIA:

- ALPERN, B., CHOFFÉ, M., LACHKAR, G. & LIABEUF, J. J. 1969. Synthèse des zonations palynologiques des bassins houillers de Lorraine et de Sarre. *Revue de Micropaléontologie*, vol. 11, n° 4, 217-221.
- ALPERN, B., LACHKAR, G. et LIABEUF, J. J. 1967. Le bassin houlier Lorrain peut-il fournir un stratotype pour le Westphalien supérieur? *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 5, 75-91.
- CLAYTON, G. *et al.* 1977. Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation. *Mededelingen rijks geologische dienst*, vol. 29.
- NAVARRO, D., LEYVA, F. y VILLA, E. 1986. Cambios laterales de facies en el Carbonífero del oriente de Asturias (Cordillera Cantábrica, Norte de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 16, 87-102.
- SMITH, A. H. V. y BUTTERWORTH, M. A. 1967. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Special papers in Palaeontology*, n° 1.

CONODONTOS DEL LÍMITE EMSIENSE INFERIOR/EMSIENSE SUPERIOR EN LA SUCESIÓN DEL RÍO ARAUZ (DOMINIO PALENTINO, NO DE ESPAÑA)

García-López, S.

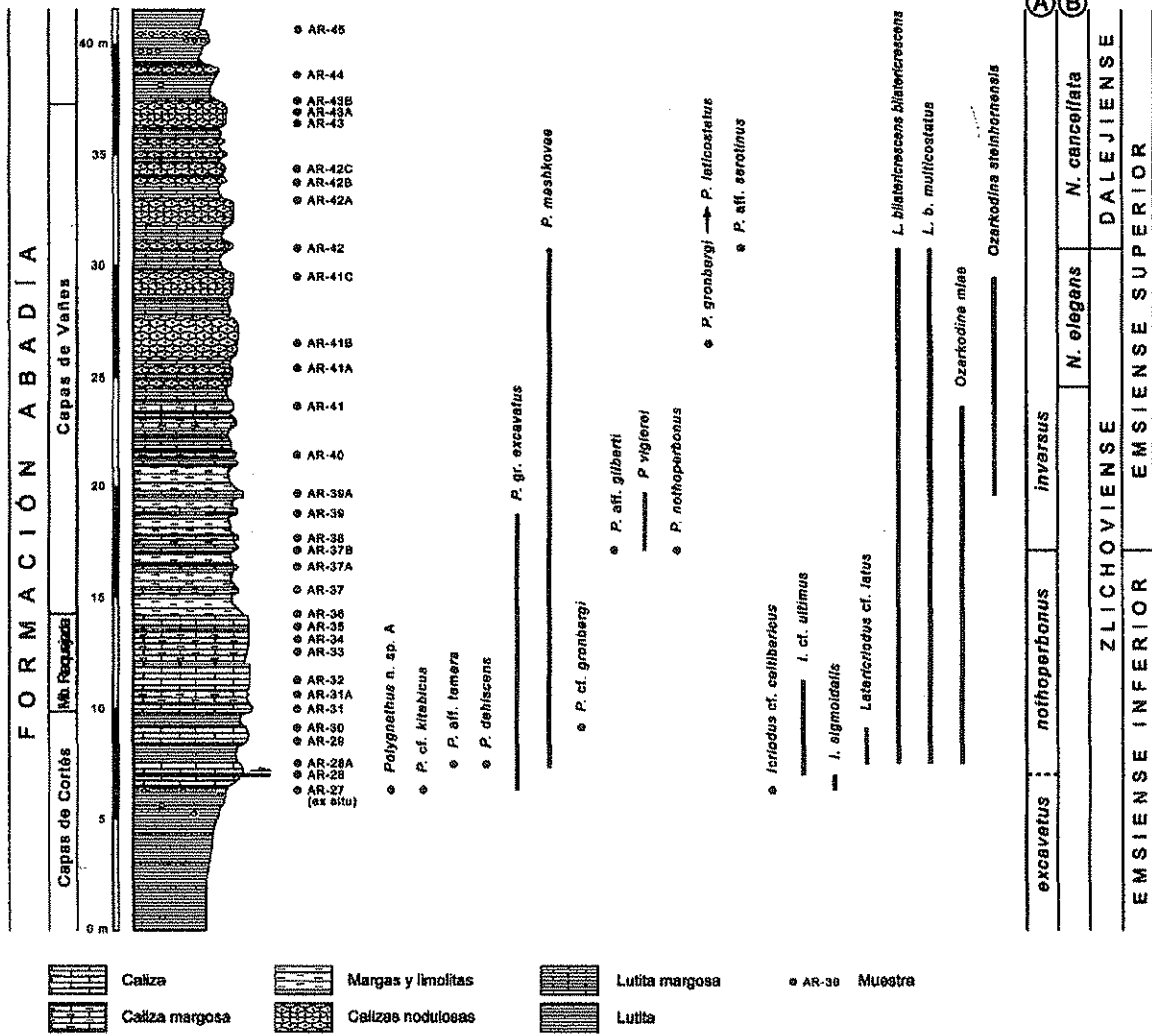
Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo (España).

Se aportan nuevos datos de conodontos procedentes de los niveles carbonatados de la Fm. Abadía (Capas de Cortés, Miembro Requejada y Capas de Vañes) en la sucesión del río Arauz. La columna estratigráfica publicada por Truyols-Massoni (1999, *Trab. de Geol.*, nºextr.), con modificaciones menores, es la misma que la utilizada en el presente trabajo (Fig. 1).

Las facies de mar abierto y relativamente profundas, características del Dominio Palentino a partir de Emsiense, introducen en la conodontofauna del Emsiense cantábrico una abundancia relativa de especies del género *Polygnathus*, tan escasas en las unidades coetáneas del Dominio Asturleonés. Ello permite reconocer algunas de las biozonas de conodontos del Emsiense en la localidad estudiada, en especial en torno al límite Emsiense Inferior/Emsiense Superior (Fig. 1A). En este trabajo se adopta provisionalmente el esquema biozonal propuesto por Yolkin *et al.* (1994, *CFS*, 168), aunque también es posible la aplicación de otros esquemas alternativos (ver Mawson, 1995, *CFS*, 182), una vez completado el estudio taxonómico de la fauna de conodontos.

La muestra AR-27 (*ex-situ*), contiene formas de *Polygnathus* con características morfológicas primitivas, típicas de los primeros representantes del género, que podrían indicar la Zona de *P. excavatus* inferior. En discontinuidad con la muestra anterior, y a partir de AR-28A, la aparición de *P. mashkovae*, entre otros, permite reconocer la Zona de *P. nothoperbonus*, del Emsiense Inferior. La presencia de *P. vigierei*, a partir de AR-37B, posibilita una correlación con la base de la Zona de *P. inversus*, (Fig. 1A), una de las alternativas propuestas para la situación del límite Emsiense Inferior/Emsiense Superior (más o menos equiparable a dicho límite en la escala renana). Otra alternativa, coloca el límite en los niveles de la aparición del dacriconárido *Nowakia cancellata* (equivalente al límite Zlichoviense/Dalejiense de la vieja escala bohémica), reconocido en la sucesión de Arauz por Truyols-Massoni (1999) (Fig. 1B). Este último, se sitúa claramente por encima de la base de la Zona de *P. inversus*.

Trabajo financiado por el proyecto DGE98-PB1558 y contribución al PICG, proyecto 421



CONODONTOS DE LA FORMACIÓN NIEVA (LOCHKOVIENSE-PRAGUIENSE) EN LA REGIÓN DEL CABO PEÑAS, CORDILLERA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA

García-López, S.¹ y Sanz López, J.²

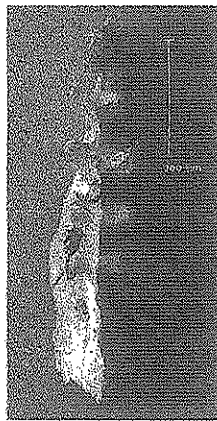
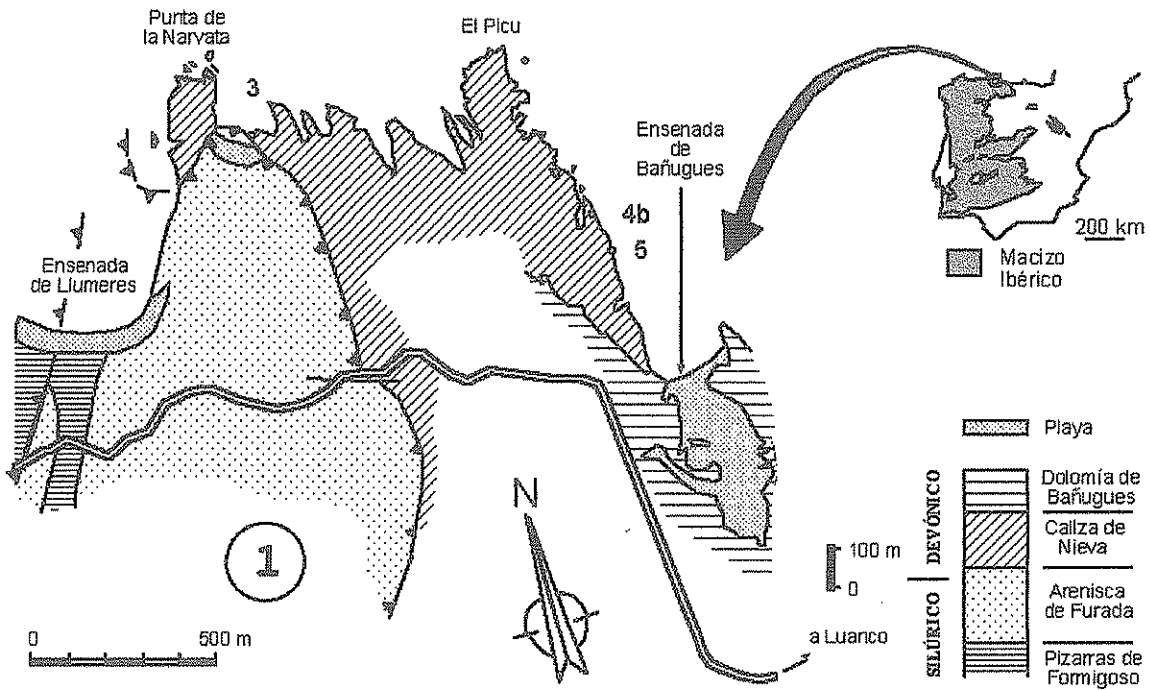
1 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo (España).

2 Fac. de Ciencias da Educación, Univ. da Coruña. Paseo de Ronda 47. 15011 A Coruña (España).

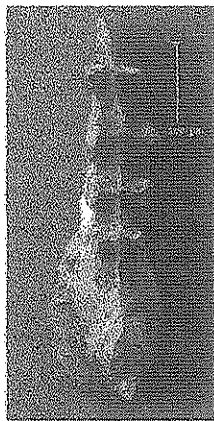
El conocimiento estratigráfico del Paleozoico cantábrico se inició con el trabajo de Barrois (1882, *Geol. du Nord.*, 11) en el acantilado costero de la región del Cabo Peñas. Entre la Punta de la Narvata y el límite occidental de la playa de Bañugues (Fig. 1, cartografía basada en Truyols y Julivert, 1976, *Trab. de Geol.*, 8) afloran unas calizas con abundantes faunas bentónicas, que constituyen la Formación Nieva. Los materiales más bajos de la unidad no aparecen en este sector, ya que el contacto con la infrayacente Fm. Furada es un contacto mecánico (Fig. 1). Arbizu (1972, *Trab. de Geol.*, 3), calculó un espesor de unos 225 m para la sucesión aflorante asignándole una edad Siegeniense. Más recientemente, García-Alcalde *et al.* (1990, *N. Jb.*, 180-2) y García-López y Arbizu (1993, *Rev. Esp. de Pal.*, nº extr.) situaron el límite Lochkoviense-Praguiense hacia la parte alta de la formación en una localidad próxima, donde se producen las primeras apariciones del braquiópodo *Vandercammenina sollei* y del conodonto *Caudicriodus angustoides castilianus*, que indican la base del Praguiense en facies de medios próximos a la costa.

Se dan a conocer aquí nuevos hallazgos de conodontos en la Fm. Nieva, en el sector situado entre la Punta de la Narvata y el oeste de la playa de Bañugues. La muestra más baja (Fig. 1, muestra C-Nieva-3) contiene *Icriodus angustoides alcoleae* y se sitúa a unos 110 m por encima de la base de la formación, según la estimación de Arbizu (1972). Esta subespecie tiene un intervalo de distribución desde la unidad d2a α 3 hasta la unidad d2a β 1 de la Fm. Nogueras en Aragón (Carls, 1987, *Cour. Forsch.-Inst. Senck.*, 92), unidades correlacionables con un intervalo comprendido entre la Zona de *A. trigonicus-O. pandora* β y la Zona de *P. gilberti-E. s. eosulcatus* de la parte superior del Lochkoviense medio a la parte inferior del Lochkoviense superior. A techo de la formación (Fig. 1, muestras C-Nieva-4b y 5) se encuentran *I. angustoides angustoides*, *I. a. castilianus* e *I. simulator*, asociación correlacionable con un intervalo entre las unidades d2b β 2 y d2c β 4 correspondiente a la Zona de *E. sulcatus* en el Praguiense inferior (Carls, 1987), o más probablemente desde d2c β 1, Zona de apogeo de *I. simulator* (Carls, 1989, *Canad. Soc. Petr. Geol.*, 14), en la parte media del Praguiense inferior. Las asociaciones de conodontos de la Fm. Nieva contienen taxones comunes a la provincia Mauro-Ibero-Armoricana de Carls (1989).

Trabajo financiado por el proyecto DGE98-PB1558 y contribución al PICG, proyecto 421.



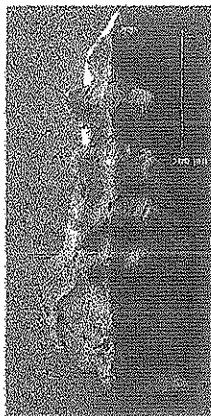
angustoides alcoleae
C-Nieva-3



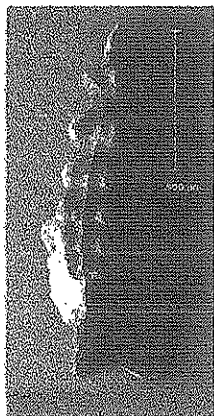
I. a. angustoides
C-Nieva-4b



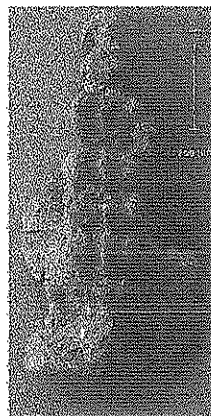
I. a. castilianus
C-Nieva-4b



I. simulator
C-Nieva-5



I. a. angustoides
C-Nieva-4b



I. simulator
C-Nieva-4b

STRATIGRAPHY OF THE SILURIAN-LOWER CARBONIFEROUS ROCK-UNITS IN KONYA AREA (KÜTAHYA-BOLKARDAG BELT, CENTRAL TURKEY)

Göncüoğlu, M.C.¹, Kozur, H.W.², Turhan, N.³ & Göncüoğlu, Y.³

1 Middle East Technical University, Dept. Geol. Eng., 06531 Ankara, Turkey

2 Rézsü u. 83, H-1029 Budapest, Hungary

3 MTA, Dept. of Geological Research, 06520 Ankara- Turkey

The KütaHYa-Bolkardag Belt (KBB) in western central Anatolia consists of several low-grade metamorphic tectonostratigraphic units that represent a typical collage for the Hun Superterrane comprising former Gondwanan basement blocks (Göncüoğlu, 1997) that represent the northern part of the Tauride-Anatolide Platform (TAP), accretionary wedges and a volcanic arc.

In the Konya region of the KBB, a highly deformed, very low to low-grade metamorphic unit is present. The oldest dated rocks are from the thick siliciclastic Turbidite Unit (TU) with distal turbiditic black cherts containing Wenlock *Muellerisphaerida* (Kozur, 1999) and blocks of MORB-like metagabbros (Eren & Kurt, 1998). Pelagic limestone olistoliths yielded rich Silurian conodont faunas dominated by simple cone conodonts, such as *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson & Mehl), *Panderodus recurvatus* (Rhodes), *Pseudooneotodus tricornis* Drygant. Some olistoliths contain common *O. excavata* (Branson & Mehl) together with *P. uncostatus* and few *D. obliquicostatus*, indicating a Late Silurian age or, if *D. obliquicostatus* is absent, a Late Silurian to Early Devonian age. The upper part of the TU contains some thin-bedded, brown to black limestone beds and a ca. 3m thick massive black chert. The limestones contain mostly *O. excavata*, one sample contains also *Coryssognathus dubius* (Rhodes) which appear in the *O. crispera* Zone of the upper Ludlow. These data indicate a Ludlow to early Lochkovian age for the siliciclastic turbidites. The TU is conformably overlain by the ca. 800m thick, slightly recrystallized Bozdağ Limestone (BL; Özcan et al., 1988). It begins with upper Lochkovian (*A. delta* Zone) pink to black nodular limestones with *Ancyrodelloides kutscheri* Bischoff & Sannemann, *Icriodus* sp., *Panderodus uncostatus*, *Ozarkodina* sp. The following grey-white, medium-thin bedded dolomites are unfossiliferous, whereas overlying nautiloid limestone has a late Lochkovian to Pragian age. The nautiloid limestone is overlain by medium-thick bedded limestones and dolomites with occasional solitary corals and bands of "Amphipora Limestones", a Middle Devonian marker horizon of the TAP. The upper part of the BL is represented by massive limestones. Locally, the BL is unconformably overlain by the Olistostrome Unit (OU) with channel-fill conglomerates changing in the upper part in sandstones and conglomerates. OU contain blocks of neritic, slope and pelagic limestones, andesites (magmatic arc-type), trachyte domes and lava flows (within-plate type, Eren & Kurt, 1998). The olistoliths consists mainly of rocks from the Silurian-Lower Devonian TU (dated by conodonts) and the overlying BL (including Middle Devonian coral-bearing limestones) but also blocks of Viséan shallow-water limestones with foraminifers are present. Pelagic Upper Devonian to Lower Carboniferous radiolarites and pelagic limestones are not found, neither as beds nor as olistoliths. The succession was obviously sedimented in a short-lived (late Viséan ?) basin as the paraconformably overlying shallow-water limestones have a Sepukhovian-Bashkirian age. After a gap in upper Pennsylvanian to Lower Permian, Middle-Upper Permian or Werfen type shallow-water Lower Triassic disconformably overlay older units.

The TU of KBB corresponds to the Upper Silurian to Lower Devonian accretionary complex of the Karaburun Unit (KU) (Kozur, 1998). We regard these sequences in the KU and KBB as the remnants of the Prototethyan Karaburun Ocean (PKO) which closed within the Early Devonian, as did the Prototethys further in the east until the Qinling Orogeny in China (Yin & Nie, 1996, Meng & Zhang, 1999). By this, a terrane (Serindia Terrane by von Raumer et al., in press) between the Asiatic Ocean and the Prototethys amalgamated to Gondwana (in the KBB amalgamation of the TU to TAP). After closure of PKO, parts of its accretionary complex were covered by a carbonate



platform (BL). By the Early Devonian opening of the Palaeotethys within northern Perigondwana, parts of the Perigondwanan Platform (TAP) together with the amalgamated PKO accretionary complex (TU) were split away from Perigondwana, and became a part of the Hun Superterrane. The late Viséan OU in the KBB with andesitic arc-type volcanics and within-plate-type alkaline rocks we interpret as a deposition in a marginal basin during collision of a southern island arc of the Variscan Asiatic Ocean with the Hun Superterrane.

BRIOZOOS DEL MOSCOVIENSE DE LA ZONA CANTÁBRICA. CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS

González Álvarez, C. y Suárez Andrés, J.L.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo

La sección de la playa de La Huelga, en las proximidades de Castromolina, Asturias (parte alta de las Calizas del Cuera, rama N de la Unidad del Ponga, Cordillera Cantábrica) presenta una gran abundancia y diversidad de fauna de edad Moscoviense superior. González y Suárez (1999, 2000 en este volumen) describen 11 especies de briozoos pertenecientes a 8 géneros, fauna que se compara aquí con las descritas en otras localidades con la misma edad.

Los briozoos del carbonífero Medio y Superior son divididos por Ross y Ross (1990) en dos provincias faunísticas: la Provincia Tethys-Urales y la Provincia Andes-Midcontinent. Ambas son la consecuencia de la interrupción de la comunicación entre Euramérica y el Paleotethys durante el final del Serpukhoviense y comienzos del Bashkiriense. Una vez desaparecida dicha comunicación, las dos provincias permanecieron prácticamente aisladas, quedando únicamente comunicadas a través de la plataforma de Franklin, situada en el margen N de Euramérica. Esta comunicación, aunque escasa, fue posible debido a la presencia de aguas templadas en dicha zona, lo que permitió la dispersión de las faunas de las dos provincias, caracterizadas por presentar faunas tropicales (Ross, 1981; Ross y Ross, 1990). Debido a la situación paleobiogeográfica de la Zona Cantábrica, ubicada en el Paleotethys, cerca del margen de Gondwana, el yacimiento de Castro Molina puede ser incluido dentro de la Provincia Tethys-Urales.

La mayoría de los géneros identificados en la Zona Cantábrica presentan una amplia distribución estratigráfica, así *Polypora* y *Penniretepora* aparecen con un carácter cosmopolita durante todo el Carbonífero (Ross, 1981; Ross y Ross, 1990). En cambio *Nicklesopora*, cuya distribución comprende desde el Frasnense hasta el Pérmico, no es registrado desde el Serpukhoviense de Kazajistán y NW de Europa hasta el Pérmico, donde vuelve a ser citado en la Plataforma Rusa (Ross y Ross, 1990, 1996). La presencia de este último género en el Podolsky de la Cordillera Cantábrica puede deberse a la existencia de una plataforma carbonatada en la Unidad del Ponga hasta el Myachkoviense, que pudo haber actuado de refugio al producirse un descenso del nivel del mar durante el Serpukhoviense y el Bashkiriense (Ross y Ross, 1996).

La fauna encontrada hasta el momento presenta gran afinidad con la Plataforma Rusa, compartiendo con ella 6 de los 8 géneros estudiados por González y Suárez (1999, 2000 en este volumen). Esta afinidad ya había sido comprobada anteriormente mediante el estudio de otros grupos fósiles como braquiópodos y fusulínidos. En cambio, la afinidad existente con la Cuenca del Donetz es menor, siendo comunes únicamente 4 de los 8 géneros. Es destacable también la afinidad de la fauna aquí encontrada con la existente tanto en la Plataforma Americana como en la parte E de la Cordillera Norteamericana, con las que comparte 5 géneros. Esta afinidad con las cuencas americanas solamente había sido puesta de manifiesto mediante el estudio de los siringopóridos presentes en la sección de la Playa de la Huelga; éstos indican la existencia de una vía de comunicación entre la Cordillera Cantábrica y América del Norte durante el Moscoviense. A continuación se presenta un esquema en el que se compara la fauna encontrada en el yacimiento de Castro Molina con diferentes regiones durante el Moscoviense (datos recogidos de Ross, 1981; Ross y Ross, 1990, 1996).



	Plataforma Rusa	Cuenca del Donetz	Plataforma de Franklin	NW Europa	Plataforma Americana		Angara	Tethys N	Tethys central	Tethys S	Tasmania	Cordillera Norteamer.	Patagonia
					Midcontinent	Andes							
<i>Ascopora</i>													
<i>Nicklesopora</i>													
<i>Streblotrypa</i>													
<i>Tabulipora</i>													
<i>Thamniscus</i>													
<i>Paucipora</i>													
<i>Polypora</i>													
<i>Pemiretepora</i>													

Tabla 1. Comparación de la fauna cantábrica del Moscoviense con las de otras regiones.

Agradecimientos

A los Dres. Bigey, Blake y Morozova, por la bibliografía proporcionada y los comentarios sobre las identificaciones. Este trabajo es una contribución al Proyecto 421 del Programa Internacional de Correlación Geológica y al Proyecto PB 98-1550.

Bibliografía

- González, C. y Suárez, J. (1999). Primeros datos sobre algunos briozoos del Moscoviense Superior de la Zona Cantábrica. *Temas Geológico Mineros* 26 (2), 605-609. ITGE, Madrid.
- González, C. y Suárez, J. (2000, en este volumen). Nuevos datos sobre briozoos del Carbonífero de la Zona Cantábrica.
- Ross, J. R. P. (1981). Biogeography of Carboniferous Ectoproct Bryozoa. *Palaeontology*, 24 (2), 313-341.
- Ross, J. R. P. & Ross, C. A. (1990): Late paleozoic bryozoan biogeography. In: McKerrow, W. S. & Scotese, C. R. (Eds.), *Paleozoic Paleogeography and Biogeography. Geological Society Memoir* 12, 353-362.
- Ross, J. R. P. & Ross, C. A. (1996): Bryozoan evolution and dispersal and Paleozoic sea-level fluctuations. In: *Bryozoans in space and time*. Gordon, Smith & Grant-Mackie, (Eds.), 243-258.

NUEVOS DATOS SOBRE BRIOZOOS DEL CARBONÍFERO DE LA ZONA CANTÁBRICA

González Álvarez, G. y Suárez Andrés, J.L.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo

El presente trabajo es una continuación del desarrollado por González y Suárez (1999) sobre los briozoos del Moscoviense superior en la sección de la playa de La Huelga, en las proximidades de Castromolina (parte alta de las Calizas del Cuera, rama N de la Unidad del Ponga, Cordillera Cantábrica). Se describen aquí dos especies en nomenclatura abierta correspondientes a dos de los géneros identificados por González y Suárez (*op. cit.*) y se asigna al género *Paucipora* el ejemplar que previamente se había identificado como *Polypora* sp. B.

Ascopora sp. A

Se adscribe a este género un ejemplar basándose en la presencia de zoocios axiales bien diferenciados, la disposición rómbica y forma ovalada de las aberturas, desarrollo de estiletos, forma de los zoocios y presencia de hemisepto proximal. Se diferencia de *A. cf. triseriata* Glez. y Suárez, 1999 en el número de zoocios axiales y forma de zoocios y hemiseptos, fundamentalmente.

Penniretepora sp. C

Se asigna un ejemplar a este género basándose en el hábito zoarial pinnado y sin diseptos y en la presencia de dos hileras de zoocios separadas por una quilla baja en la rama principal y en las pinnas. Se diferencia de *Penniretepora* sp. A González y Suárez, 1999 por la rama principal recta y los zoocios pentagonales; con respecto a *P. sp. B* González y Suárez, 1999, los zoocios son más alargados y la quilla estriada, con nodos pequeños y muy juntos sobre ella.

Paucipora sp. A

El ejemplar previamente identificado como *Polypora* sp. B se asigna a *Paucipora* teniendo en cuenta en la presencia de hemisepto superior e inferior y en el número de hileras de zoocios (Morozova y Lisitsyn, 1996); posiblemente se trate de una especie nueva (Morozova, *com. pers.*).

Agradecimientos

A los Dres. Bigey, Blake y Morozova, por la bibliografía proporcionada y los comentarios sobre las identificaciones. Este trabajo es una contribución al Proyecto 421 del Programa Internacional de Correlación Geológica y al Proyecto PB 98-1550.

Bibliografía

- González, C. y Suárez, J. (1999). Primeros datos sobre algunos briozoos del Moscoviense Superior de la Zona Cantábrica. *Temas Geológico Mineros* 26 (2), 605-609. ITGE, Madrid.
- Morozova, I. P. & Lisitsyn, D. V. (1996). Revision of the genus *Polypora* M'Coy, 1844. *Paleontological Journal*, 30 (5), 530-541.

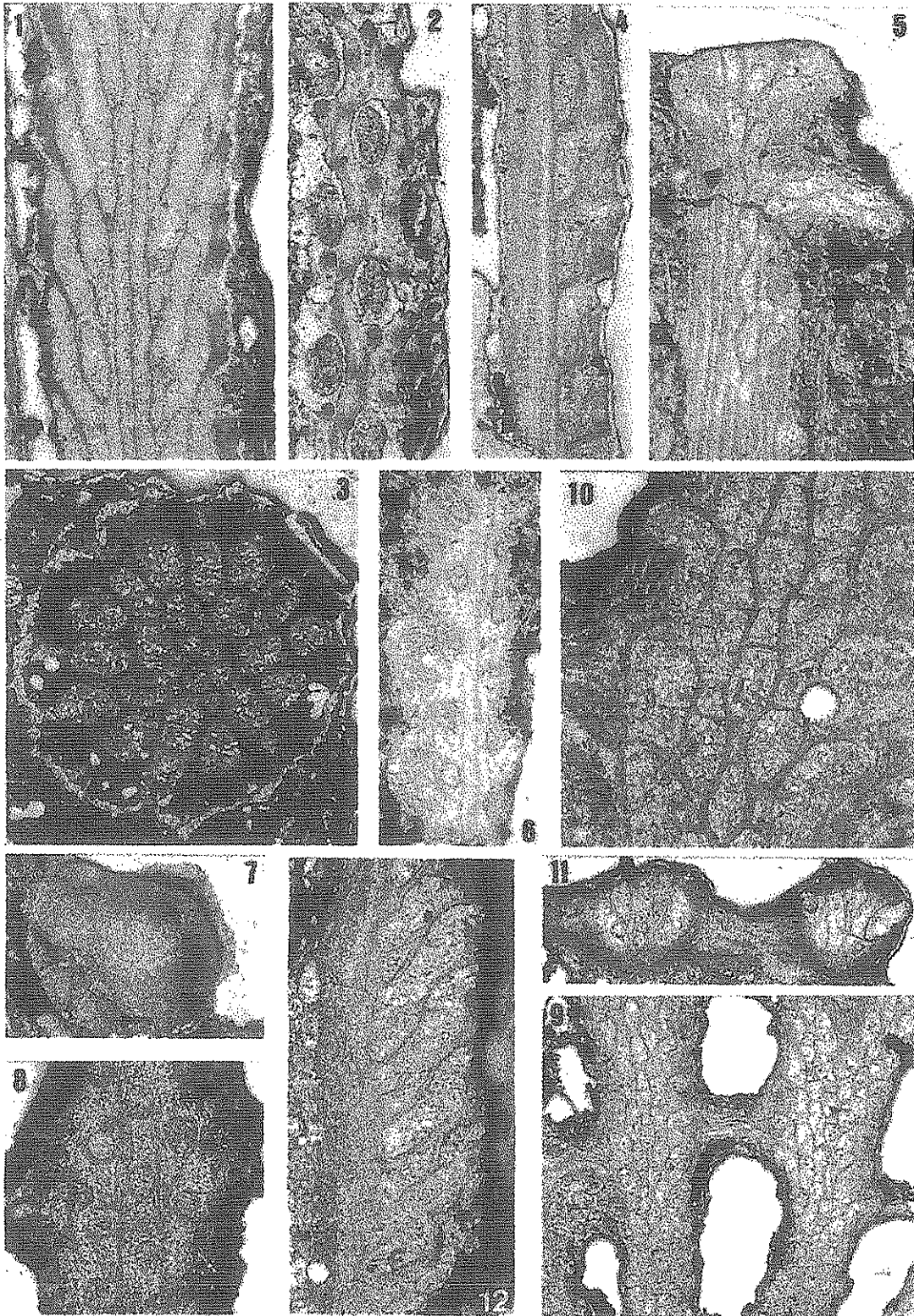


Lámina 1. *Ascopora* sp. A HO.C-6.116.1; 1, sección longitudinal x36; 2, s. tangencial x45; 3, s. transversal x56. *Pemmiretepora* sp. C HO.C-6.77; 4, s. long. x36; 5, s. tang. profunda x28,5; 6, s. tang. superficial x28,5; 7, s. trans. x56. *Paucipora* sp. A HO.C-4.23; 8, s. tang. superf. x45; 9, s. tang. x22,5; 10, ídem x74; 11, s. trans. x32; 12, s. long. x45.

MIDDLE AND UPPER DEVONIAN PALYNOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE SIERRA DE PERIJÁ, WESTERN VENEZUELA

Harvey, C.

Centre for Palynology, University of Sheffield, Dainton Building, Brook Hill, Sheffield, S3 7HF, England. Email: c.harvey@sheffield.ac.uk

Middle to Upper Devonian deposits of the Campo Chico Formation crop out in a series of small inliers along the Venezuelan / Colombian border in the Sierra de Perijá, Zulia State, western Venezuela. The Campo Chico Formation is divided into the Lower and Upper members, and has yielded the most diverse floras of Mid to Late Devonian age in South America (Berry, 1994). Previously, the plant megafossils of the Lower Member were believed to be Givetian, Eifelian or early Frasnian in age (Berry *et al.*, 2000).

The Campo Chico Formation is interpreted as accumulating within a delta environment controlled by a complex fluvial system, and each member is characterised by a distinct palynological assemblage. The Campo Chico Formation was deposited in similar depositional environments to coeval deposits from the Devonian Catskill Delta, New York State, which has provided good comparative palynological material. Palynofacies analysis of the Lower Member has revealed poorly preserved and highly degraded phytoclast and palynomorph assemblages, dominated by terrestrial spores, with a few horizons bearing acritarchs, suggesting some marine influence. Quantitatively, in over 50 samples, abundances range from between 100-107,000 g⁻¹ spores and 40-390 g⁻¹ acritarchs. Age diagnostic spore taxa include *Samarisporites triangulatus*, *Aneurospora greggsii* and *Geminospora lemurata*. Preliminary age assignments suggest the Lower Member assemblages to be comparable to the 'optivus-triangulatus' assemblage zone (Richardson and McGregor, 1986) and the equivalent Tco Oppel zone (Streel *et al.*, 1987).

In contrast to the Lower Member, the Upper Member contains well preserved phytoclast and palynomorphs (spores, acritarchs and chitinozoans) assemblages. Quantitatively, in over 65 samples, abundances range between 1000-38,000 g⁻¹ spores, 50-44,000 g⁻¹ acritarchs and chitinozoans 2-128 g⁻¹. Stratigraphically important spores include *Verrucosisporites bulliferus*, *Spealeotrilletes boletus*, *Cymbosporites hormiscoides*, *Diaphanospora reticulata* and *Ancyrospora* spp.. Noteworthy acritarchs include *Chomotrilletes vedugensis*, *Maranhites* spp. and *Daillydium pentaster*. Preliminary age assignments suggest that the Upper Member assemblages are typical of the 'ovalis-bulliferus' assemblage zone (Richardson and McGregor, 1986) and the ?BJ Oppel zone (Streel *et al.*, 1987). Fluctuations in acritarch abundances suggest that marine influences increased from the Lower Member into the Upper Member.

With regard to the palaeogeographic implications of the Campo Chico Formation, the plant floras resemble those from New York State and western Europe (Berry *et al.*, 2000). Moreover, the Devonian invertebrate faunas from the Sierra de Perijá are similar to those reported from the Eastern Americas Invertebrate Realm (Benedetto, 1984). Additionally, the Sierra de Perijá represents part of the northern Andean province, which is composed of a series of accretionary terranes (McCourt *et al.*, 1984). There is some debate about the origins of this province, and its relationship to the Guyanan Shield during the Palaeozoic. Previously Benedetto (1984) and Berry (1994) have proposed an *in situ* development on the northern margin of western Gondwana for these Devonian sediments. However, some authors including McCourt *et al.*, (1984) and Restrepo and Toussaint (1988) have suggested an allochthonous origin for this region. Interestingly, the palaeogeography of Devonian sediments in northwestern South America have not been taken into account in recent Devonian reconstructions. This region is especially important when considering Middle and Late Devonian relationships between the northern margin of western Gondwana and southern Euramerica. Initial palynological results illustrate a mixture of both Gondwanan and



Euramerican elements in both the marine and terrestrial realms. In palynological terms, the Sierra de Perijá area is clearly associated with Gondwana, but its exact position has yet to be determined in relation to Euramerica.

- Benedetto, G., 1984. Les Brachiopodes devoniens de la Sierra de Perijá (Venezuela). *Biostratigraphie du Paléozoïque*. 1, 1-191.
- Berry, C.M., 1993. Diverse Devonian plants from Venezuela. Unpublished PhD Thesis, University of Wales, College Cardiff.
- Berry, C.M., 1994. First record of the Devonian lycophyte *Leclercqia* from South America. *Geol. Mag.* 131, 2, 269-272.
- Berry, C.M., Morel, E., Mojica, J., and Villarroel, C., 2000. Devonian plants from Colombia, with discussion of their geological and palaeogeographical context. *Geol. Mag.* 137 (3), 257-268.
- McCourt, W.J., Aspiden, J.A., and Brook, M., 1984. New geological and chronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *J. Geol. Soc. Lond.* 141, 831-45.
- Restrepo, J.J. and Toussaint, J.F., 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*. 11, 3, 189-193.
- Richardson, J.B. and McGregor, D.C., 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Geol. Surv. Can. Bull.* 364, 1-79.
- Strel, M., Higgs, K., Loboziak, S., Riegel, W. and Steemans, P., 1987. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish Regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 50, 211-229.

GAMMA SPECTROMETRIC AND MAGNETOSUSCEPTIBILITY LOGS FROM THE FRASNIAN PLATFORM LIMESTONES (MORAVIA): INDICATIONS OF THEIR LARGE CORRELATION POTENTIAL

Hladil, J.¹, Pruner, P.¹, Ellwood, B.B.² and Jansa, L.F.³

- 1 Institute of Geology, Academy of Sciences CR, Rozvojova 135, 165 02 Prague 6, Czech Republic, e-mail: hladil@gli.cas.cz
- 2 Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, E235 Howe-Russell Geoscience Complex, Baton Rouge, LA 70803, e-mail: ellwood@geol.lsu.edu
- 3 Geological Survey of Canada - Atlantic, P.O.Box 1006, Dartmouth N.S., Canada B2Y 4A2, e-mail: jansa@agc.bio.ns.ca

Concepts:

The present study develops two concepts proposed in the 1990s to explain the observed physical stratigraphy of carbonate sequences. Here, whole-log comparisons are used to aid in stratigraphic correlations and in characterizing general patterns of climatic changes and eustasy for the Upper Devonian.

The first concept concerns the reciprocal lowstand clastic and highstand carbonate sedimentation on platforms and was introduced by Southgate et al. (1993). This approach makes it possible to identify relationships between gamma-ray logs and sealevel changes on carbonate platforms in areas that experienced uneventful evolution along passive or extensional continental margins. Basically, increased total gamma ray counts correspond to sealevel lowstands (weathering and low rates of sediment accumulation).

The second concept relates to the application of magnetosusceptibility (MS) to stratigraphic studies of carbonate-bearing sequences (Crick et al. 1997). This approach is based on empirically proved stratigraphic correlations that show well-defined and time-bounded MS patterns in a variety of depositional environments and locations (global climatic and eustatic control). Indirectly, the MS response is connected to the total amount of available magnetic constituents (ferrimagnetic and paramagnetic) in sediments. Two responses are typical: Increased amounts of paramagnetic minerals, as well as the influx of iron oxides, characterize lowstand starvation on platforms and proximal slopes. The early stages of transgressive tracts have typical dark-gray colored sediments with higher total organic carbon (TOC) contents as well as abundant small magnetite crystals of microbial origin. The presence of magnetite is much more significant in these sediments than is usual in marine sediments. Other magnetic constituents in this environment, such as thiospinels (Krs et al. 1993) and pyrrhotite may be effective in TOC-rich sediments of middle slope and/or sheltered basins, whereas limonite and pyrite result in low MS or have little effect.

Results:

A three-year project to identify eustatic effects in Devonian carbonates has produced 32 gamma-ray logs from drilled Givetian-Frasnian platform complexes in Moravia. It has been shown that some individual logs are interregionally comparable with strong similarities between the Canning Basin in Australia and Moravia in the Czech Republic (Figure 1).

Using the biostratigraphic correlation markers, as well as well-defined physical patterns, the Frasnian logs from Moravia were recalculated (stretched or condensed) according to sediment accumulation rates to fit within the same linear time scale. After smoothing by splining of the records, all time-equivalent values have been collected to form a mean gamma-ray curve for the Frasnian of the Moravian Karst platform. The final result is a splined and horizontally extended curve, which represents the basis for estimating sealevel changes on this platform. With respect to the interregional similarities mentioned above, the observed cyclicities represent global sea-level changes during Frasnian times (Figure 2).

Another three-year project was designed to characterize the detailed relationships among the total gamma, K, Th, and U effects and their relationship to MS of limestone beds. Detailed sampling and measurements were carried out in the limestone quarries of Mokra, east of Brno (Figure 3). Shallow water liferites and lime-mudstones dominate the early Frasnian beds. The Frasnian sequence then continues with amphiporid and coral-algal banks and terminates in the cyclic alternation of intertidal algal mats, grainstone storm deposits and coverstones (in magnitude of 1 to 2 meters). Strongly expressed sea-level minima (at -20, -40 m, respectively) are connected to increased K- and Th-contents. However, the typically magnetite controlled MS-maxima (around -18m) have parallels in increased U-contents, which occur also in connection with increased TOC (for composition of patterns see Figure 4).

Comparison with neighboring wells (such as Slavkov-2) shows that the F-F stratigraphic gap at Mokra starts close to the Upper Kellwasser Event (UKW, terminated Frasnian) and that the previous biostratigraphic and litho-cyclic correlations that have been suggested to continue into the Lower Famennian are either very problematic or completely wrong (cf. three tentative solutions; Cejchan and Hladil 1996).

Acknowledgement.

This study originated within the framework of Czech Republic projects GA ASCR 301-3-809 "Assessment of Regional and Eustatic Sea Level Changes", CEMO "Physical Stratigraphy, Mineralogy and Geochemistry" and CEZ Z-3-013-912.

References:

- Cejchan, P., Hladil, J., 1996. Searching for extinction/recovery gradients: the Frasnian-Famennian interval, Mokra Section, Moravia, central Europe. In: Hart, M.B., Biotic Recovery from Mass Extinction Events, Geological Society Special Publication, 102, 135-161.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., Feist, R., Hladil, J., 1997. MagnetoSusceptibility Event and Cyclostratigraphy of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in north Africa and Europe. *Episodes*, 20, 167-175.
- Ellwood, B.B., Balsam, W., Burkart, B., Long, G.J. and Buhl, M.L., 1986. Anomalous magnetic properties in rocks containing the mineral siderite: Paleomagnetic implications, *Journal of Geophysical Research*, 91, 12, 779-790.
- Krs, M., Novak, F., Krsova, M., Pruner, P., Jansa, J., 1993. Magnetic properties, self-reversal remanence and thermal alteration products of smythite. *Studia geophysica et geodactica*, 37, 382-400.
- Southgate, P.N., Kennard, J.M., Jackson, M.J., O'Brien, P.E., Sexton, M.J., 1993. Reciprocal Lowstand Clastic and Highstand Carbonate Sedimentation, Subsurface Devonian Reef Complex, Canning Basin, Western Australia. In: Loucks, R.G., Sarg, J.F., Carbonate Sequence Stratigraphy, Recent Developments and Applications, AAPG Memoir 57, 157-179.

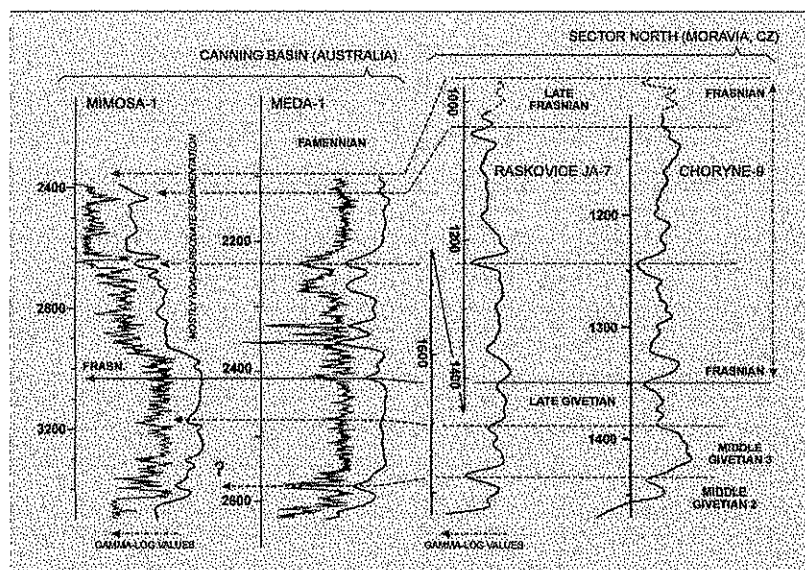


Figure 1 – Two examples of gamma-ray logs from Moravia, compared with two logs from the Canning basin, Australia (the latter based on digitized curves published by Southgate et al. 1993). Scale is in meters; overlapping parts of the Raskovice Ja-7 borehole correspond to corrected tectonic duplication (thrust fold).

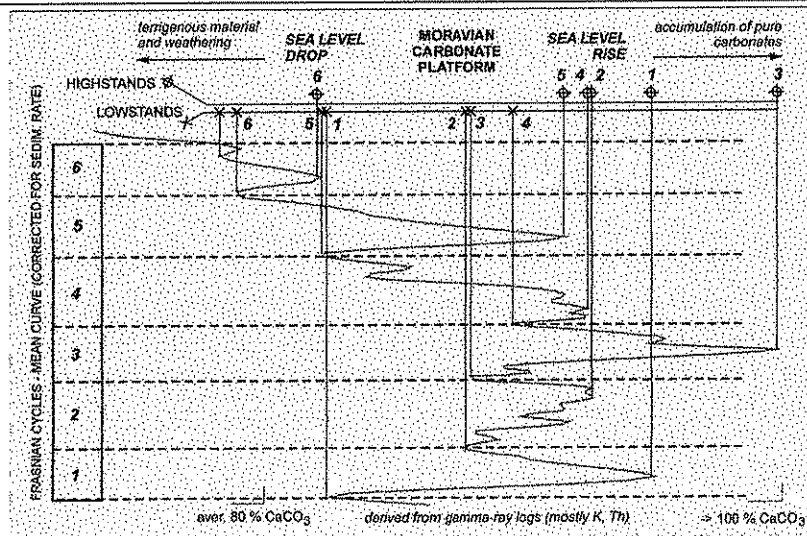


Figure 2 – Maxima and minima of six possible sea level cycles interpreted for the Frasnian stage. This curve represents an average variation of the gamma-logs in the Frasnian drilled sections from the E-Moravian platform and was calculated from six regionally characteristic sections, being checked for reliability with thirty two additional sections. Sea level minima are marked by crosses and maxima with targets. Correction for sediment accumulation rate makes this eustatic curve close to possible variations on time scale.

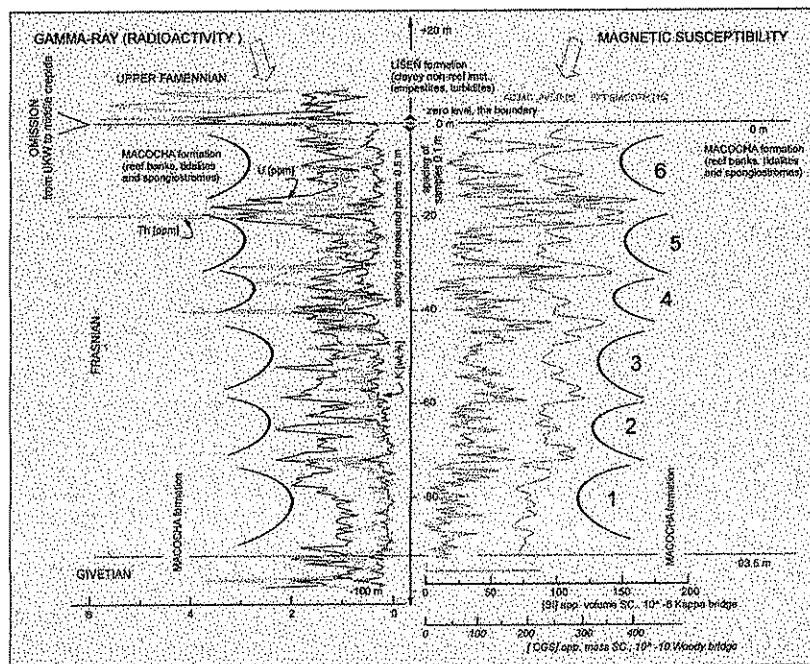


Figure 3 – Gamma spectrometric and magnetosusceptibility logs (Frasnian, Mokra Quarry West, Moravia). Comparison of the detailed GS- and MS-log documents illustrating the primary dependence of MS on the amount of paramagnetic minerals from siliciclastic admixture (K, Th) – see around -32m, for instance. A broad maximum of MS around -18m, also slightly shifted upward, is modified by the presence of very small crystals of microbial magnetite (in parallel with increased TOC). Unexpected peaks around -5m correspond to the presence of siderite and the production of maghemite during weathering (see for example Ellwood et al. 1986). Onset of the Famennian clayey carbonates is well marked by an increase in gamma-ray values. Bows and numbers 1 to 6 indicate the position of the postulated eustatic cycles.



BRUNOVISTULIAN TERRANE (CZECH REPUBLIC, MIDDLE EUROPEAN VARISCIDES) AND LOWER CARBONIFEROUS PALEOBIOGEOGRAPHY

Kalvoda, J.

Department of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Kotlarska 2 61137 Brno

Based on the differing composition of the shelf foraminiferal fauna the highly diversified fauna of the Paleotethyan Realm and the less diversified fauna of the North American and Siberian Realms can be distinguished in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. Within the Paleotethyan Realm, however, there seem to exist some differences between some perigondwana terranes and the Uralian - East European Platform representation. The foraminiferal fauna of the European Laurussian shelf was more diversified showing close connection to the Uralian seaway. At the Tournaisian-Visean boundary some distinction can be traced even at the southern European Laurussian margin. While the Eastern Avalonia margin in western Europe was characterized by Waulsortian facies thus showing some similarities with North American southern Laurussian margin, the Brunovistulian promontory in Middle Europe shows close connection to Eastern European Platform and the Urals. The differences may reflect the different evolution of the Brunovistulian Terrane and eastern Avalonian Terrane during the Lower Paleozoic.

The Brunovistulian Terrane was similarly as the Eastern Avalonia Terrane a part of the Panafrican (Cadomian) Gondwana margin. The lithological record of the Cambrian marine sediments may indicate the extension and rifting connected with the fragmentation of Gondwana while the faunistic record of Cambrian fauna shows close relation to Baltica (Belka et al. 1999). It is assumed that the Brunovistulian Terrane was amalgamated to the southeastern margin of Baltica and dextral translation is characteristic for its contact with northern Malopolska Terrane along the Krakow-Lubliniec Zone (Grygar, Vavro 1995). Thus the Brunovistulian Terrane was amalgamated to Baltica similarly as the Eastern Avalonia Terrane in the Lower Paleozoic, however, the Eastern Avalonian Terrane shows, contrary to the Brunovistulian Terrane, predominant sinistral translation. This differences between the eastern and western part of the Middle European Variscides may have continued in the Upper Paleozoic. While the collision of the Armorican Terrane with Eastern Avalonian margin of Laurussia took place in the west, the complicated interaction of the Brunovistulian margin of Laurussia with both Armorican and Moldanubian terranes took place in the east. Summarizing we assume more important role of terranes in the structure of the Middle European Variscides analogous to the evolution of Appalachians.

The study was supported by the research projects CEZ:J07/98:143100003 and GA205/99/1640.



EARLY EMSIAN AMMONOIDS FROM THE EASTERN ANTI-ATLAS (MOROCCO) AND THEIR SUCCESSION

Klug, C.

Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen, Germany; email: christian.klug@uni-tuebingen.de

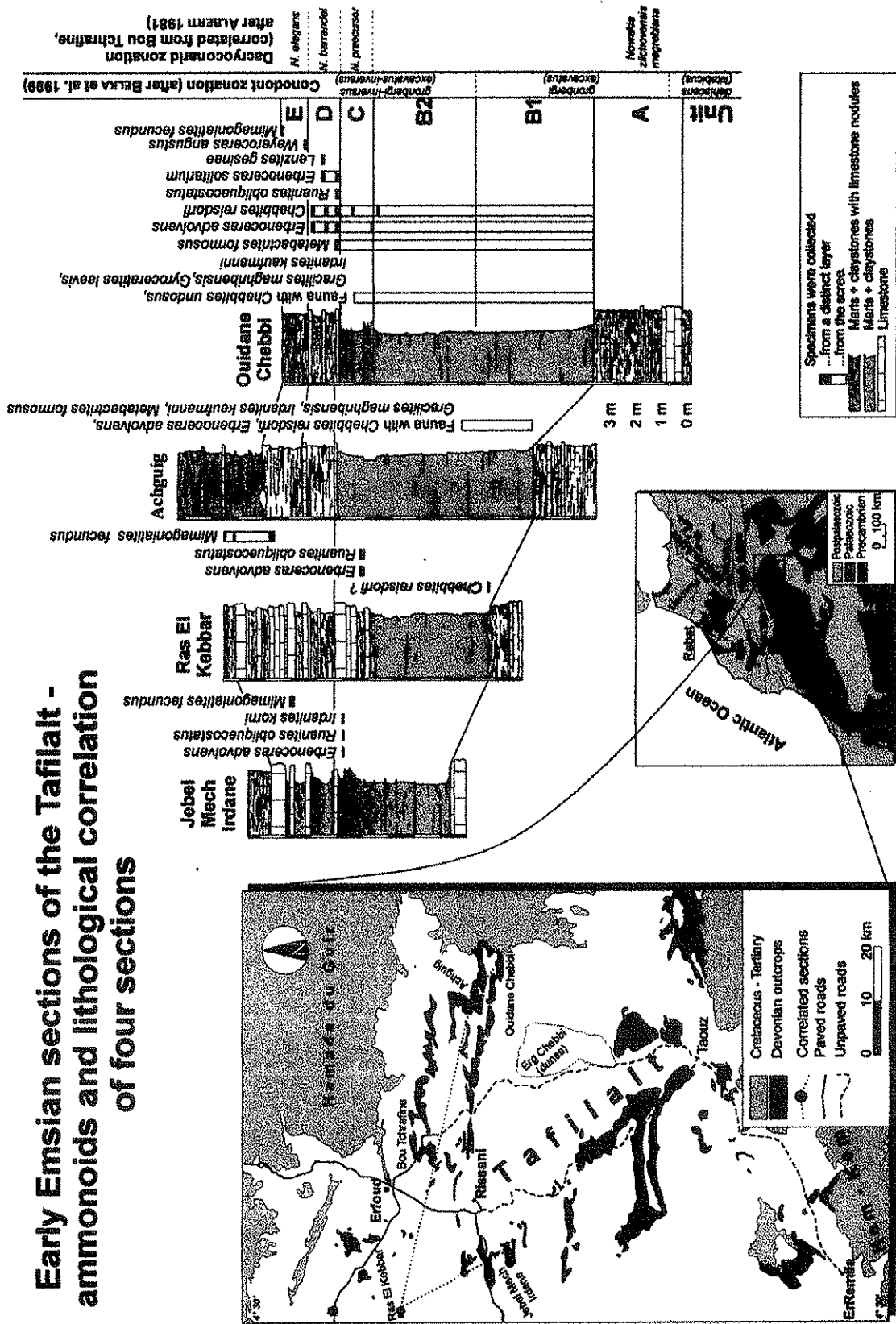
Most of the European outcrops with Emsian sedimentary rocks of pelagic origin are either poor in fossils or have not been accessible for a long time. Numerous localities in the eastern Anti-Atlas (Morocco) offer the opportunity to examine rich early Emsian ammonoid associations in their stratigraphic context. In 20 sections in the Tafilalt (eastern Anti-Atlas), 13 early Emsian ammonoid species of the families Mimosphinctidae, Mimoceratidae, Teicherticeratidae, Mimagoniatitidae, and Auguritidae have been discovered. The following taxa were described (Klug, in press): *Chebbites* n. gen., *Chebbites reisdorfi* n. sp., *Chebbites undosus* n. sp., *Gracilites maghribensis* n. sp., *Palaeogoniatitinae* n. subfam., *Irdanites* n. gen., *Irdanites kaufmanni* n. sp., *Irdanites korni* n. sp., *Lenzites gesinae* n. sp., *Weyeroceras* n. gen., *Weyeroceras angustus* n. sp. In addition, specimens of *Erbenoceras solitarium*, *Metabactrites formosus*, and *Ruanites obliquecostatus* are described and figured from Morocco for the first time. The ammonoid genera *Convoluticeras*, *Erbenoceras*, *Mimosphinctes*, *Palaeogoniatites*, *Talenticeras*, and *Teicherticeras* and the families Mimosphinctidae, Mimoceratidae, Teicherticeratidae, and Mimagoniatitidae are reviewed. *Taskanites* and *Laganites* are regarded as subjective junior synonyms of *Convoluticeras*.

In Morocco, the early Emsian ammonoid succession differs from what can be expected from a phylogenetic point of view. Several species belonging to different families of various phylogenetic stages appear within one stratigraphical unit. In contrast to previous opinions however, *Gyroceratites laevis* appears stratigraphically earlier than *Mimagoniatites fecundus*, which agrees in this case with the phylogenetic succession of the taxa. Stratigraphical data from early Emsian ammonoids are still insufficient as a basis for a more detailed stratigraphical subdivision of the early Emsian.

Klug, C., in press. Early Emsian ammonoids from the eastern Anti-Atlas (Morocco) and their succession. *Paläontologische Zeitschrift*, ca. 30 S., Stuttgart.



Early Emsian sections of the Tafilalet - ammonoids and lithological correlation of four sections





UNIQUE MORPHOLOGICAL FEATURES OF THE PINACITINAE HYATT 1900 (AMMONOIDEA) AND THEIR PALAEOECOLOGICAL IMPLICATIONS (DEVONIAN, MOROCCO)

Klug, D.

Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard Karls Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen, Germany; email: christian.klug@uni-tuebingen.de

New specimens of the ammonoid taxon Pinacitinae Hyatt 1900 with well preserved conch structures from the eastern Anti-Atlas (Morocco) reveal some unusual morphological features. Among them, a projecting lid which covers the umbilicus is the most remarkable. The shell is significantly thickened within this extension and the umbilical wall is even thicker. The thickness of the umbilical wall increases towards the lateral wall extension of the previous whorl. Immediately lateral to the extension of the previous whorl, the thickness of the umbilical wall attains the same value as the length of this extension. Remarkably, the umbilical wall of the third whorl is thick enough to close the umbilicus entirely. In later whorls, a constricted conical void remains. These constrictions are formed by both the lateral wall extensions and the sometimes irregularly thick umbilical wall which sometimes displays spiral grooves and ridges.

As approaches to an interpretation of these structures, the representatives of the subfamily Pinacitinae (*E. singularis*, *Pinacites jugleri*, *P. eminens*) are compared with other ammonoids which produced umbilical plugs and covers. *Clistoceras* from the Late Carboniferous (Atokan) produced a thickened umbilical wall with helicospiral deposits in a dorsolateral position. These deposits extend on the flanks and hence, reach between each subsequent whorl. Beginning with the third whorl, *Gaudryceras* (Turonian-Santonian, Late Cretaceous) started to cover the umbilicus with a secondary shell layer (coating layers). This was repeated in each whorl in such a way that several layers of shell were formed on the outside of the conch. In *Nathorstites* from the Late Ladinian (Middle Triassic), the umbilical shell wall is secondarily thickened from the end of the fourth whorl on. This thickening smoothly wedges out in the lateral wall and normal shell thickness is attained before the broadest part of the whorl. In *Prolobites* (middle Famennian, Late Devonian), the umbilical wall loses contact with the lateral wall of the previous whorl and closes the umbilicus entirely in the terminal body chamber. The umbilical callus of Recent *Nautilus pompilius* and *N. belauensis* is a thick laminar extension of the nacreous shell layer. Additionally, the porcelaneous layer of the outer ostracum merges with the callus. None of these species display a similar construction of the umbilical shell. In contrast, the umbilical modification of the Pinacitinae rests on the umbilical extension of the lateral shell wall of the previous whorl.

Compared with the umbilical plug of *Nautilus belauensis* and *N. pompilius*, the umbilical modification in the Pinacitinae Hyatt 1900 is significantly less massive. Taking the high whorl expansion rate and the brevidomic conch of the Pinacitinae into account, the aperture was probably oriented approximately horizontally during lifetime (70-80° from the vertical orientation). According to Tsujita and Westermann (1998), this orientation would have allowed horizontal movements of the animal. An important effect of the umbilical shell thickening on the hydrodynamic properties may have been the approximation of the centre of buoyancy and the centre of gravity. Hypothetically, this might have had the advantage that both the centre of buoyancy and the centre of gravity were almost horizontally aligned with the aperture. This would additionally have improved the hydrodynamic properties.

From sedimentological data and the accompanying fauna, it is likely that *Exopinacites* lived in a habitat on a shallow pelagic ridge within the photic zone. Indicators for such an environment are the reduced thickness of the sedimentary sequence of the Eifelian with occurrences of stromatolites and onkoids. Hence, this habitat was probably affected by water movements caused by



wave action or other currents. In such an environment, a conch with low flow resistance would have been advantageous for *Exopinacites* to keep the conch in a stable position.

Tsujita, C.J., Westermann, G.E.G., 1998. Ammonoid habitats and habits in the Western Interior Seaway: a case study from the Upper Cretaceous Bearpaw Formation of southern Alberta. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144, 135-160, Amsterdam.

BIOGEOGRAPHY OF PERMIAN AMMONOIDS

Korn, D.

Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard Karls Universität, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen; email: dieter.korn@uni-tuebingen.de

Permian ammonoids are remarkable for their morphological diversity and their rich representation in various places around the globe. The Permian is a period in which long-lasting evolutionary trends can be observed in ammonoids. These features make Permian ammonoids an interesting subject for biogeographical investigations.

To recognize possible biogeographical units, several methods have been applied. The calculation of similarity coefficients (after Simpson, Jaccard, Sørensen), cluster analysis and an analysis of the morphospace occupied by different geographical regions allows discrimination of faunal provinces. As a test for these methods, a phylogenetic analysis was conducted to compare the geographical distribution of the genera and trace possible patterns of vicariance.

The ammonoid assemblages of the latest Carboniferous and Permian fall into three morphological groups of ammonoids: (1) conchs with a high aperture and narrow umbilicus, usually with multilobate sutures (superfamily *Medlicottiaceae*), (2) conchs with a low aperture and narrow umbilicus, usually with multilobate sutures (*Adrianitaceae*, *Shumarditaceae*, *Marathonitaceae*, *Cyclolobaceae*, *Popanocerataceae*), and (3) conchs with low a aperture and moderate to wide umbilicus, usually with simple goniatitic sutures (*Neoicocerataceae*).

The latest Carboniferous is represented by only very few ammonoid-bearing regions in the world. The two most diverse occurrences in the American Midcontinent and the South Urals are very similar in their composition. Representation of the various families and genera, as well as the frequency of distinctive conch morphologies, do not show notable differences between the two regions. Furthermore, the two oldest Permian stages (Asselian and Sakmarian) do not allow discrimination of clearly separable faunal provinces.

In the faunas of the Artinskian and Kungurian, three clearly separable biogeographical units can be defined by the distribution of the three morphogroups: (A) a boreal province (with occurrences in northern Russia and Arctic Canada) is characterised by the predominance of morphogroup (3) and the underrepresentation of morphogroup (2); (B) an equatorial province (with occurrences in Texas, Pamir, South China and Timor) is dominated by morphogroups (1) and (2), but morphogroup (3) is unimportant; and (C) an intermediate province (which is only represented by the South Urals) with all the three morphogroups almost equally represented. However, the lack of some typically equatorial components such as advanced shumarditids (which belong to morphogroup (B)), and the remarkable diversity of neoicoceratids suggests closer affinities of these faunas with the boreal than with the equatorial regions.

The middle Permian (Roadian, Wordian and Capitanian) is a period in which the clear provincialism of earlier stages slowly disappears. Already in the Wordian, there is no longer a significant difference between equatorial faunas (from Sicily or Timor) and the Canadian faunas. Provincialism within the Middle Permian is mainly based on facies differences, as demonstrated for two South Chinese ecological realms with conspicuously different ammonoid faunas (Zhou 1986). The two Late Permian stages Wuchiapingian and Changhsingian yielded rich ammonoid faunas from only a few regions (South China, Transcaucasia, Japan) and hence cannot be biogeographically investigated by ammonoids.

Ammonoid distribution of the Artinskian and Kungurian reveals some problems in the present reconstructions of the plates for these times. All reconstructions (e.g. Scotese (1997) show a barrier between the basin of the southern U.S.A without direct connection to the circumtethian occurrences, such as in South China or in Central Asia (Pamir). Composition of the ammonoid faunas, however,

clearly demonstrates that there must have been communication by an equatorial seaway between these two regions, either by a gap in Pangaea or along seamounts in Panthalassia.

Scotese, C. R., 1997. Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, Texas, 37 pp.

Zhou Zu-ren, 1986. Two ecological patterns of the Permian ammonoids. *Scientia Sinica, Series B*, 29 (1): 96-112.

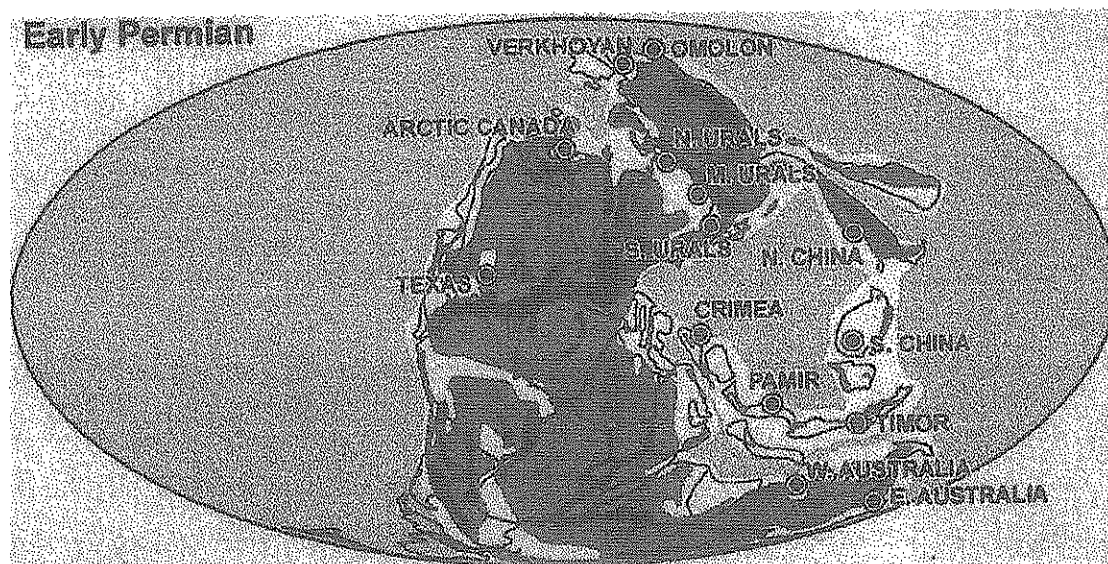


Fig. 1. Palaeogeographical map of the Early Permian showing the most important occurrences of ammonoids, after Scotese (1997).



THE PALAEOZOIC AMMONOIDS OF THE SOUTH PORTUGUESE ZONE

Korn, D.

Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard Karls Universität, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen; email: dieter.korn@uni-tuebingen.de

In the South Portuguese Zone, Late Devonian, Early Carboniferous and early Late Carboniferous sedimentary rocks contain ammonoid faunas which are related to faunal assemblages known from central and northwestern Europe. Especially in the southwestern part of Portugal, on the Atlantic seaboard, ammonoid-bearing beds of various formations are exposed in the antiforms of Aljezur and Bordeira (from base to top):

- Tercenas Formation: An alternation of laminated shales, siltstones, and quartzitic sandstones, usually poor in marine fossils. Ammonoids of the late Famennian *Wocklumeria* Stufe are present.

- Bordaleta Formation: Dark grey to black shales with calcareous lenses and siltstone interbeddings. Ammonoids from the Early and Middle Tournaisian can be collected.

- Murração Formation, with the upper Vale Figueira Member, composed by grey and black shales, dolomitic fossiliferous limestones, and the lower Pedra das Safias Member, built up of grey shales with marly carbonate intercalations: The lower member is poor in ammonoids, and yielded only *Merocanites* sp., which may refer to the Early Viséan. The upper member is rich in goniatites, and at least twelve distinctive horizons are present in the localities Praia das Quebradas and Praia de Murração. The following goniatite zones of the Late Viséan A, B and C are represented: *hudsoni* Zone, *crenistris* Zone (?), *spirifer* Zone, *gracilis* Zone, *spirale* Zone, *rotundum* Zone (?), *suerlandense* Zone (?), and *poststriatum* Zone.

- Quebradas Formation: Black shales with intercalated carbonate and phosphoritic layers, lenses and nodules. Goniatites of the Namurian B and C as well as the basal Westphalian occur in this rock unit. The Namurian A is hardly represented by a fauna, but most of the younger Zones (R1a Zone, R1c1 Zone, R1c2 Zone, R2a Zone, R2b Zone (?), R2c1 Zone, G1a Zone, and G2a Zone) are represented by typical ammonoids. The faunal succession closely resembles the situation in the Subvariscian Realm, e.g. in the British Isles and the Rhenish Massif.

- Brejeira Formation: Greywackes and silty shales of the Baixo Alentejo Flysch Group. Goniatites are rare, but findings of *Gastrioceras listeri* indicate a basal Westphalian age.

Additional fossil localities are widespread in the South Portuguese Zone. In the vicinity of Mértola and Pomarão, clymeniids are known from the Late Famennian *annulata* Zone, providing evidence for an occurrence of the widely distributed *annulata* Black Shale. Additionally, goniatites of different zones of the Late Viséan could be collected from a number of localities.

A total of 86 ammonoid taxa are described from the South Portuguese Zone (Korn 1997). The following biostratigraphical units are represented by ammonoid genera:

- Late Famennian *annulata* Zone: 1 taxon (*Platyclymenia*).
- Late Famennian *Wocklumeria* Stufe: 5 taxa (*Cyrtoclymenia*, *Lissoclymenia*, *Linguaclymenia*, and *Acutimitoceras*).
- Early Tournaisian: 1 taxon (*Eocanites*).
- Middle Tournaisian: 4 taxa (*Becanites*, *Goniocyclus*, *Muensteroceras* (?), and *Eurites*).
- Early Viséan: 1 taxon (*Merocanites*).
- Late Viséan A: 12 taxa (*Prolecanites*, *Pronorites*, *Bollandites*, *Beyrichoceras*, *Girtyoceras*, *Nomismoceras*, and *Goniatites*).



- Late Viséan B: 18 taxa (*Praedaraelites*, *Eoglyphioceras*, *Sudeticeras*, *Girtyoceras*, *Sulcogirtyoceras*, *Glyphiolobus*, *Metadimorphoceras*, *Paraglyphioceras*, *Arnsbergites*, *Hibernioceras*, and *Neoglyphioceras*).
- Late Viséan C: 6 taxa (*Girtyoceras*, *Lusitanoceras*, *Lyrogoniatites*, and *Lusitanites*).
- Namurian A: 1 taxon (*Eumorphoceras*).
- Namurian B: 26 taxa (*Baschkirites*, *Glyphiolobus*, *Metadimorphoceras*, *Anthracoceratites*, *Stenoglyphyrites*, *Ramosites*, *Homoceras*, *Aljezurites*, *Vallites*, *Marianoceras*, *Reticuloceras*, *Phillipsoceras*, *Tectiretites*, *Retites*, *Bilinguites*, and *Homoceratoides*).
- Namurian C: 6 taxa (*Anthracoceratites*, *Ramosites*, *Bilinguites*, and *Cancelloceras*).
- Westphalian A: 5 taxa (*Gastrioceras*, *Agastrioceras*, and *Chaerogastrioceras*).

Korn, D., 1997. The Palaeozoic ammonoids of the South Portuguese Zone.- Memórias do Instituto Geológico e Mineiro de Portugal, 33: 1-132.



TIMING AND SPEED OF CENTRAL VARISCAN UPLIFT DETERMINED BY GONIATITE BIOGEOGRAPHY IN THE EARLY CARBONIFEROUS

Korn, D.¹, Feist, R.² & Matte, P.³

- 1 Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard Karls Universität, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen; email: dieter.korn@uni-tuebingen.de
- 2 Institut des Sciences de l'Évolution, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05, France, e-mail : rfeist@isem.univ-montp2.fr
- 3 Laboratoire de Géophysique, Tectonique et Sédimentologie, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05, France, e-mail : matte@dstu.univ-motp2.fr

Approaching continental margins of Laurussia, N-Gondwana and the mosaic of intervening microplates reached collisional stage in the Latest Devonian through Early Carboniferous (Matte 1986, Franke et al. 1995). Central parts of the nascent Variscan orogen emerged first still leaving marine pathways that intermittently connected remnant marine Rheno-hercynian – S Portuguese basins adjacent to the Laurussian landmass in the North with Ibero-armorican – mediterranean basins juxtaposed to the main Gondwana coast-line to the South. These connections were maintained at least until the Earliest Viséan (340 MA). New evidence of trends in goniatite biogeography gives a view into the timing and speed of orogenic uplift of the Variscan belt: a continuous transeuropean mountain barrier separating southern from northern marine basins was completed no later than the terminal Viséan (325 MA).

The so far youngest goniatite assemblage common to European – North African – Uralian basins is the *Merocanites* – *Ammonellipsites* – *Dzhaprakoceras* fauna of Late Tournaisian – Earliest Viséan age. In particular, it characterises the Erdbach Limestone in the Rhenohercynian area, the “Lower Limestone” in Ireland, and in nodular limestones (Lower Alba Formation, Cantabrian Mountains, Calcaire de Faugères, Montagne Noire) in the Mediterranean area. It is known as far E as Tian Shan (*Dzhapryksskiy Gorizont*) and may thus be considered a cosmopolitan fauna. By contrast in the Latest Viséan, newly discovered occurrences of *Dombarites granofalcatus* (Kullmann 1961) at the base of the onset of synorogenic sedimentation in the Montagne Noire (Engel et al. 1981) emphasises the pronounced provincialism of that fauna which occurs exclusively in the Mediterranean area (Cantabrian Mountains, Montagne Noire, Tafilalt (Morocco). It bears witness to the cessation of any remaining palaeogeographical relation to contemporaneous goniatite faunas from basins North of the emerging Variscan belt. Instead it is clearly related to those of the South Urals – Kazakhian Province (Korn et al. 1999).

- Engel, W., Feist, R. & Franke, W. (1981): Le Carbonifère de la Montagne Noire: rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. Bull. B.R.G.M. (Géologie de la France), I, 4 (1980-81) : 341-389.
- Franke, W., Dallmeyer, R. D. & Weber, K. (1995): Geodynamic Evolution. In: Dallmeyer et al. (Eds.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer, pp. 579-593.
- Korn, D., Klug, C. & Mapes, R. (1999): Viséan and Early Namurian Ammonoids from the Tafilalt (Eastern Anti-Atlas, Morocco).- Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 54, North Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota (Eds. R. Feist, J.A. Talent & A. Daurer): 345-375.
- Matte, Ph. (1986): Tectonic and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. Tectonophysics 126: 329-374.



CORRELATION OF THE CAMBRIAN TO DEVONIAN ROCK-UNITS IN THE EASTERN AND CENTRAL TAURIDE-ANATOLIDE PLATFORM, TURKEY: A REVIEW

Kozlu, H.¹ & Gönçüoğlu, M.C.²

¹ITPAO, Expl.Group, Ankara, Turkey

²Middle East Technical University, Dept. Geol. Eng., Ankara, Turkey

The Tauride-Anatolide Composite Terrane (TACT) is an alpine unit with numerous tectonic units that contain more or less continuous Paleozoic successions (Goncuoglu, 1997). Due to the closure of both the southern and northern branches of the Neotethys and subsequent collisions with the surrounding continental plates, TACT has been intensively sliced and shortened. The generally accepted scenario is that three main tectonostratigraphic units (Northern Units: Bozkir, Kutahya-Bolkardag (KBB), and Aladag, from N to S, respectively), were thrust southward onto a relatively autochthonous Central Unit (Geyikdag Unit), whereas two others (Southern Units: Antalya and Alanya units, from S to N respectively) were emplaced northward onto the same. For a better understanding of the Cambrian to Late Devonian paleogeographic distribution of the rock sequences in the TACT, their stratigraphy in the different nappes will be correlated.

The Infracambrian is represented by the deposition of fault-controlled continental sediments and associated volcanic rocks in the Geyikdag Unit. The Late Lower Cambrian-Upper Cambrian rocks are found mainly in the Geyikdag and Antalya Units. This period is designated by a regional transgression from northeast, suggesting a rapid subsidence in the area to the northwest of the Taurides and hence opening of a relatively deep basin to the north of it. The Lower Ordovician in the Central and Southern units comprising the Tremadoc and Arenig Series is characterized by a monotonous siliciclastic deposition. Towards the end of Early Llanvirn shallowing upward sequences and formation of NW-SE trending highs are ascribed to a yet unknown geological event. Middle Ordovician (Darriwilian) carbonates are only known from the southern part of the Central Unit. Caradoc and Ashgill are represented by sandstones, siltstones and shales with Perigondwana cold-water fossil associations in the Geyikdag and Antalya Units. Silurian generally rests with a regional unconformity on the older units. The pre-Aeronian successions in the Geyikdag and Antalya units contain glacio-marine sediments followed by Aeronian-Telychian to late Silurian "Orthoceras Limestones" alternating with shales containing warm water fauna. Devonian in the Aladag, Geyikdag, Antalya and probably Alanya units commences with an angular unconformity on the older units. In the Kutahya-Bolkardag Unit, however, Llandowery and Wenlock are represented by ribbon-cherts, radiolarites, felsic tuffs in a turbidite-olistostrome unit with basic volcanics. The age of the conodont dated blocks in the turbidite-olistostrome unit range from Ludlov to Pridoli in the Karaburun Zone (Kozur, 1998) and from Ludlow to upper Lochkovian in the Konya Zone (Goncuoglu et al., this volume). The Middle to early Upper Devonian in the KBB is very similar to the Middle-Upper Devonian shallow-water carbonates in the rest of the Tauride units.

The available data suggests the following: During the Infracambrian-Early Cambrian period, the Pan-African consolidated NW Gondwanan pericratonic margin was rifted by back-arc extension or transtension. The marine transgression in the late Lower-early Middle Cambrian is followed by deposition of slope-type siliciclastic rocks and hence the presence of a deep (oceanic?) basin to the north of the TACT. It can not be clearly established, whether this basin has closed during mid-Ordovician (represented by the mid-Ordovician hiatus) or at latest Ordovician-earliest Silurian (represented by the mid Llandowery regional unconformity). Early Silurian saw glacio-eustatic events and rapid climatic changes in the Central and Southern units, whereas there is no record of these events in the north. The Silurian oceanic development in the northern KBB is presented in Gönçüoğlu et al (this volume). In the Central and southern parts of the Taurides, the slope to open shelf deposits of this ocean lasted until the end of Silurian. An Early Devonian unconformity in the



Geyikdag and Antalya units is the main difference between the Northern and Southern units. Mid Devonian in almost all the Tauride units is characterized by shallow-marine limestones indicating the stabilization of the platform.

References

- Göncüoğlu, M.C., 1997, Distribution of Lower Paleozoic rocks in the alpine terranes of Turkey: paleogeographic constraints. In: Göncüoğlu, M.C. and Derman, A.S, (Eds.) Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. Turk. Assoc. Petroleum Geologists, Special Publ., 3, Ankara.
- Kozur, H., 1998, The age of the siliciclastic series ("Karareis Formation") of the western Karaburun Peninsula, western Turkey. In: Proc. Sixth European Conodont Symp. (ECOS VI). Palaeont. Polonica, 58, 171-1898.

BIOSTRATIGRAPHY, CORRELATIONS AND PALEOBIOGEOGRAPHY OF UPPER SILURIAN - LOWER DEVONIAN CHITINOZOANS OF NORTHERN GONDWANA

Lakova, I.

Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria, e-mail: lakova@geology.bas.bg

Palynological and biostratigraphical studies of Upper Silurian and Lower Devonian black shale successions from the subsurface of the Moesian Platform, Bulgaria, have revealed stratigraphical distribution of diversified chitinozoan faunas. The chitinozoan zones defined in Bulgaria are characterised by species known from North Africa and peri-Gondwanan Europe which enables precise biostratigraphical correlations with previous detailed zonations, e.g. from Algeria and France.

In the lower-middle part of Pridoli, *Margachitina elegans* and *Fungochitina kosovensis* Zones are characterised by the index-species and by *Ancyrochitina regularis*, *Ancyrochitina libyensis*, *Bursachitina krizi*, *Kalochitina lorensis*. It allows correlations with the global *F. kosovensis* and *M. elegans* Zones and with equivalents in Algeria, Libya, Spain and Bohemia.

The first occurrence of *Eisenackitina bohémica*, together with the almost coeval first occurrences of *Angochitina chlupaci* and *Angochitina geradis*, defines the base of *E. bohémica* Zone in the lower Lochkovian. These bioevents are good markers for the Pridoli-Lochkovian boundary in Algeria and in peri-Gondwanan Europe - Spain, France, Bohemia, as well as in Bulgaria. Within the middle part of Lochkovian, the first occurrence of *Fungochitina lata* (and the first occurrence of *Cingulochitina plusquelleci*) defines the base of *F. lata* Zone recognizable in Algeria, Spain, France and Bulgaria. The total-range *Urochitina simplex* Zone of late Lochkovian age was documented in Algeria, France, Romania and also outside Northern Gondwana.

A scarce chitinozoan assemblage with *Bulbochitina bulbosa* and *Bursachitina bursa* belongs with *B. bulbosa* and *B. bursa* Zones indicating a Pragian-Emsian age. These zones correlate with local zones of the upper Pragian and lower Emsian from Algeria, Spain and France.

Geographic distribution patterns of Pridoli and Lochkovian chitinozoan species recorded from Bulgaria show that many species are restricted to North Africa, Iberian Peninsula, Brittany in France, Sardinia, Bohemia. Thus, the Pridoli and Lochkovian chitinozoan faunas from the Moesian Platform are consistent with the hypothesis of peri-Gondwanan origin of the Moesian terran.

This study is supported by the Bulgarian Scientific Fund, Project



PRODUCTOID BRACHIOPODS NEAR THE TOURNAISIAN-VISEAN BOUNDARY IN THE SAHARAN BASINS

Legrand-Blain, M.

Institut EGID - Bordeaux 3 University - 1 Allée F. Daguin, 33607 PESSAC France

(1) THE TOURNAISIAN-VISEAN BOUNDARY : CHRONOSTRATIGRAPHY.

The Tn-V boundary was proposed (1967, 6th Carboniferous Congress) at the base of the "Marbre Noir" near Dinant, Belgium. It is locally the first - cryptogenic - occurrence of the foraminifer *Eoparastaffella*. In other regions *Eoparastaffella* is associated with typical Tournaisian conodonts, especially *Scaliognathodus anchoralis* (Hance et al., 1997). It is therefore necessary to define : a new stratotype ; a lineage within *Eoparastaffella*, and precise data on the associated conodonts.

Among other fossil groups : - the Ammonoid biozone FA (*Fascipericyclus* - *Ammonellipsites* and first occurrence of *Merocanites*) straddles the Tn-V boundary (Riley, 1991) ; - early Viséan brachiopods in the subequatorial belt are "inexpressive as to the productids and difficult to correlate..." (Poletaev and Lazarev, 1995).

At the Tn-V transition, there are important sea level changes in Western Europe : a high fall followed by a relatively low rise and some tectonic movements.

(2) THE SAHARAN BASINS.

Widespread late Tournaisian - lower Viséan clastic sediments are locally transgressive on middle Paleozoic rocks. The Tn-V boundary is located at a "*Merocanites*" horizon, in N and central Sahara. *Eoparastaffella* was never recorded, in unfavourable environments. Late Tournaisian and early Viséan conodont biozones are well characterized in N. Sahara.

2.1. N. SAHARA (Algeria)

2.1.1. Saoura subsident shelf area : fine-grained clastic deposits. (a) The Hassi Sguilma Formation bears in its lower part a poor brachiopod faunule ; (b) at its top a typical FA ammonoid assemblage (Pareyn, 1961 ; Riley, 1991) and late Tournaisian *Sc. anchoralis* (Weyant, 1985) ; (c) in the overlying El Hariga Formation, Viséan conodonts (*Paragnathodus homopunctatus* zone) appear.

2.1.2. Timimoun area (Conrad, 1985) : (a) Kahla marine sandstones with an upper Tournaisian *Acrocanites* bed ; (b) "dalle à *Merocanites*" followed by (c) Timimoun shales.

2.2. CENTRAL SAHARA (Algeria) (Conrad, 1985)

2.2.1. Ahnet-Mouydir : mainly sandstones. (a) The Tibaradine marine sandstone yields rich brachiopod faunas, different from N. Ahnet (Berga) to S-W. Ahnet (Kerdouirene) ; (b) the "Dalle des Iridet", oolitic-phosphatic-conglomeratic limestone, is a transgressive condensed episode ; it yields a *Merocanites* association, the foraminifers *Valvulinella youngi* (lower Viséan), and conodonts (*Pseudopolygnathus pinnatus*) referable to the *Sc. anchoralis* zone ; in W. Ahnet, it consists of 2 - 3 beds, the detail of which is unknown. (c) the Kreb ed Douro regressive sandstone yields at Berga the same brachiopod association as in Iridet limestone.

2.2.2. Reggane basin. The Iridet limestone with the foraminifers *Eotextularia*, *Valvulinella*, *Consobrinella*, is considered as middle Viséan, Mamet's zone 12 (Sebbar, 1998).

2.3. W. SAHARA

2.3.1. N. Tindouf basin (Morocco and Algeria) (Hollard, 1970 ; Conrad, 1985). (a) Tazout III sandstone yields brachiopods, especially *Keokukia* (?) *betainensis* (Hollard). (b) The Betaina shales yielding poor ammonoid faunas, the equivalent of the "*Merocanites* bed" cannot be distinguished accurately among several limestone layers. No conodont data are available

2.3.2. S. Tindouf basin (Algeria) (Gevin, 1960) : a *Munsteroceras cf. subglobosum* bed (= probably *Dzhapracoceras* sp.) is considered as basal Viséan. There is no foraminifer and conodont information.

2.3.3. Taoudenni basin (Mali) (Legrand-Blain and Perret-Mirouse, 2000). An upper Tournaisian transgression (Bir en Naharat Formation) is dated by a Gnathodid assemblage and brachiopods as late Tournaisian - early Viséan. No ammonoids have been recorded.

2.3. S. SAHARA

Illemeden basin (Niger and Algeria). *K.(?) betainensis* is present near the Algero-Nigerian border, in the Tim Mersoï Formation. The underlying Farrazekat sandstone, dated Tournaisian-Viséan by a *Rhacopteris* flora, is fluvio-glacial along the Aïr Massif, some 200 km to the S-E (Lang et al., 1991).

2.4. E. SAHARA

2.4.1. Illizi basin (Algeria). The Hassi Issendjel Formation transgressively overlies the Strunian Djebel Illirene sandstone. On outcrops, the Tn-V boundary is located at 25 m of its base, at the entry of "*Productus cora*"; among the associated conodonts, a *Gn. girtyi* assemblage replaces a *Siphonodella* faunule (Remack-Petitot, 1960). Good recent stratigraphical information is available only from palynology, in boreholes.

2.4.2. Rhadames-Murzuk bassins (W. Libya) (Massa & Vachard, 1979). The late Tournaisian is dated by brachiopods, the lower Viséan is not characterized. Recent palynological and conodont data were obtained from boreholes.

(3) THE PRODUCTOID FAUNAS.

Late Tournaisian - early Viséan Productoids are nearly absent in N. Sahara. In other Saharan areas, locally abundant but poorly diversified, they lived on a huge clastic shelf, N. edge of the Gondwana continent, under temperate to cool climates. They look mainly endemic, and will be compared to faunas from Egypt and middle East. The assemblages differ between W-central-S. Sahara (presence of *Keokukia (?) betainensis*) and E.Sahara (absence of this species). Local peculiarities may reveal if accurately studied : migration routes ; successive stratigraphic levels. It will be important to undertake on the field further pluridisciplinary analysis including sedimentology, conodont and ammonoid research.

REFERENCES

- Conrad, J., 1985. North Africa. Timimoun basin. Ahnet-Mouydir area. Reggan area. Tindouf basin. In Wagner, R.H. et al., The Carboniferous of the world II, IUGS Publ. 20 : 315-327.
- Gevin, P., 1960. Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., 23 : 328 p.
- Hance, L., et al., 1997. The search for a new Tournaisian-Viséan boundary stratotype. Episodes, 20 (3) : 176-180.
- Hollard, H., 1970. Sur la transgression dinantienne au Maroc présaharien. C.R. 6° Congr. intern. Strat. Geol. Carbonifère Sheffield 1967, III : 932-936.
- Lang, J., et al., 1991. Dépôts glaciaires du Carbonifère inférieur à l'Ouest de l'Aïr (Niger). Geol. Rundschau, 80 (3) : 611-622.
- Legrand-Blain, M., Perret-Mirouse, M.F., 2000. Brachiopodes et conodontes carbonifères du bassin de Taoudenni (Mali), Afrique de l'Ouest : biostratigraphie, paléobiogéographie. Notes Serv. géol. Maroc, in press.
- Massa, D., Vachard, D., 1979. Le Carbonifère de Libye occidentale : Biostratigraphie et micropaléontologie. Rev. Inst. fr. Pétrole, 34 (1) : 3-65.
- Pareyn, C., 1961. Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais. Publ. Centre Rech. sahar. Sér. Géol., 1, II : 244 p.
- Poletaev, V.I., Lazarev, S.S., 1995. General stratigraphic scale and brachiopod evolution in the late Devonian and Carboniferous subequatorial belt. Bull. Soc. belge Géol., 103 (1-2) : 99-107.
- Remack-Petitot, M.L., 1960. Contribution à l'étude des Conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar Reggane et du J. Béchar). Comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr., 7 (2) : 240-262.
- Riley, N.J., 1991. A global review of mid-Dinantian ammonoid biostratigraphy. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 130 : 133-143.
- Sebbar, A., 1998. Foraminifères et Algues calcaires du Carbonifère, bassin de Reggane, Sahara central, Algérie. Bull. Serv. Géol. Algérie, 9 (2) : 132-147.
- Weyant, M., 1985. North Africa. Conodonts. In Wagner, R.H. et al., The Carboniferous of the world II, IUGS Publ. 20 : 364-367.



PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL)

Le Menn, J.¹, Gourvenec, R.¹, Plusquellec, Y.¹, Pereira, Z.², Piçarra, J.M.³, Robardet, M.⁴ & Oliveira, J.T.⁵

- 1 Laboratoire de Paléontologie, UMR 6538, BP 809, 6 av. Le Gorgeu, 29285 Brest, France.
- 2 Instituto Geologico e Mineiro, Rua da Amieira, 4465 S. Mamede de Infesta, Portugal.
- 3 Instituto Geologico e Mineiro, Ap.104, 7802Beja, Portugal.
- 4 Institut Géologique, Campus de Beaulieu, bât. 15, 35042 Rennes, France.
- 5 Instituto Geologico e Mineiro, Ap.7586, 2720 Alfragide, Portugal.

The structure of the Hesperian Massif is a fivefold juxtaposition of units defined as "zones" on their stratigraphic, structural, metamorphic and magmatic. These units are separated from each other by strongly tectonized areas or major faults which obscure their initial paleogeographic relations. The aim of new paleontological and biostratigraphical investigations undertaken in the Ossa Morena Zone is to bring additional data on the Lower Devonian paleobiogeography by comparison of the faunal affinities of major invertebrates groups between adjacent units and other regions belonging formerly to the North Gondwanian margin.

Geological and stratigraphical setting:

The studies have been carried out in sections of the three main structural units of the Barrancos area :

- the Terena syncline, to the SW, is characterized by the widespread Terena Formation composed of greywackes, shales and conglomerate intercalations. The Lochkovian to Emsian age of the formation, considered formerly as Upper Devonian, is based on the discovery of graptolites and spores. The Terena Formation rests on the dark laminated shales of the Xistos Raiados Formation restricted to the Silurian on the western border but extending into the Lochkovian on the eastern border.

- in the Faixa das Mercês, on the southwestern flank of the Barrancos anticline, the Devonian is represented only by the Xistos Raiados Formation. It extends from the Upper Silurian into the Upper Pragian and probably the lowermost Emsian as indicated by the presence of spores of the *polygonalis-emsienensis* spore zone.

- the Russianas syncline, located to the north of Barrancos, is the most interesting area for devonian paleontological purpose. The Xistos Raiados Formation is overlain by the grey to greenish shale interbedded by thin beds of crinoidal limestones. The age of the Monte das Russianas Formation was established mostly on the study of brachiopods by Perdigo ranging from the Pragian to "Middle" Emsian age or Upper Emsian as suggested by the presence of plectodontids. Recently additional data have been obtained by the study of crinoid columnals indicating a Lower Pragian for the base of the formation and Upper Pragian for the bryozoan horizon in the type locality. The revision of the tabulate coral of Delgado's collection from different outcrops leads to the conclusion that the significant species allow correlations with levels assigned to the upper *dehiscens* to *gronbergi* conodont biozones. This brief synthesis of biostratigraphic data shows that there is no clear evidence for Upper Emsian in the Russianas syncline.

Lower Devonian faunas succession in the Barrancos area and affinities:

The Xistos Raiados Formation composed of dark shales alternating with white siltstones yields mostly graptolitic fauna and spores. This facies is not favourable for the development of benthic invertebrates communities as shown by the scarcity of fossiliferous levels. Scyphocrinitids crinoid columnals has been recorded within white to grey pebbles indicating a process of remobilization. The reworking of scyphocrinitids columnals seems to be more important in the section of the Faixa das Mercês unit where scyphocrinitids are associated with spores typical of the *polygonalis-emsienensis* zone. The vertical distribution of scyphocrinitids, as now admitted, covers

the Upper Pridoli and the lower part of the graptolite *Monograptus uniformis* Biozone of the Lochkovian.

Nevertheless, the scyphocrinitids are of interest owing to their adaptation to a pelagic mode of life by the development of a floating bulb (lobolites). An attempt to synthesize the geographic distribution on the North Gondwana margin shows that the scyphocrinitids have been recorded in several regions of the Iberian Peninsula during the Pridoli and the lowermost Devonian: Ossa Morena Zone (Barrancos area, Valle and Cerrón del Hornillo synclines), Moncorvo, Sil and Truchas synclines (NW of the Iberian Peninsula), Palencia and central Pyrénées. In the neighbouring Central Iberian Zone, the scyphocrinitids are not cited in the literature and the recent investigations carried out in the Dornes/Mação, Portalegre and Valongo synclines led to the same conclusion. In these synclines, the scyphocrinitids columnals are replaced in the Lower Lochkovian by columnals with a large epifacet belonging to *Dimerocrinites lanveocensis* as in Aragon and Armorican Massif where this crinoidal horizon is used to trace the base of the Devonian. This brief account on the distribution of crinoid remains in the basal Devonian points out paleobiogeographic differences between the Ossa Morena Zone and the neighbouring Central Iberian Zone.

The base of the Monte das Russianas Formation is characterized by a progressive change in the sedimentation from dark shales into greenish or grey shales with thin intercalations of crinoidal limestones. The fossiliferous layers contain mostly crinoidal ossicles associated with bryozoans fragments while brachiopods are very scarce and fragmentary. The columnal association found in the section of the Murtega river is close to the assemblage occurring in the Lower Pragian of the Armorique Formation in Western Brittany. This discovery indicates clear affinities with the western armorican fauna. The section of the Monte das Russianas exposes higher level of the formation in which fragmentary zoaria of fenestellid bryozoans and crinoid columnals are abundant. Other benthic groups such as brachiopods, tabulate corals and trilobites are less abundant. The most frequent taxa of crinoid columnal association occur also in the lower part of the Montguyon Formation of the Laval syncline (Eastern Armorican Massif) but the species association is not identical in both area. The revision of the tabulate coral from localities in the vicinity of the Serra Colorada (Delgado collection) confirms their northgondwanian affinities during Lower Emsian time, especially if one agree that the Giessen-Harz nappe belong to the northern margin of the Gondwana. An other significant taxa, *Procteria (Granulidictyum) sp.*, has been recorded only in Celtiberia during the Lower Emsian.

Conclusions:

The early devonian faunas from the Barrancos area show closer affinities with those of the iberian regions where the silurian-devonian successions are characterized by rather deep sediments and fauna that suggest a localization in the distal part of the northgondwanan open shelf. They differ noteworthy from the neighbouring central iberian associations and those belonging to ibero-armorican regions in which the uppermost Silurian and Early Devonian sediments and faunas are indicative of more proximal shelf environnements.

The crinoid and coral faunas from the Monte das Russianas Formation have global northgondwanan affinities but the hercynian characters of the fauna in the Valle and the Cerrón del Hornillo pointed out by the study of brachiopods seems less pronounced in the Russianas syncline. During the Pragian, the presence of shared taxa with formations of the Central Armorican domain have been underlined. Nevertheless, the closest relationships with armorican faunas are displayed by those of the Dornes Formation of the Central Iberian Zone.



UTILIZACIÓN DE CONODONTOS PARA EL RECONOCIMIENTO DE PARACONFORMIDADES ESTRATIGRÁFICAS; UN EJEMPLO EN EL GIVETIENSE (DEVÓNICO MEDIO) DE RENANUÉ (PIRINEOS ARAGONESES)

Liao, J.C.^{1,2}, Valenzuela-Ríos, J.I.² y Rodríguez, S.¹

1 Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid

2 Dpto. de Geología, Universitat de València, c/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (València)

Desde el clásico trabajo de Boersma (1973) en el que por primera vez se citaron conodontos en Renanué, solamente se volvieron a considerar los conodontos de ésta sección en un trabajo inédito dentro de un estudio general del Devónico del Pirineo mediante conodontos (Sanz-López, 1995). No obstante en el trabajo de Sanz-López (debido a que sus objetivos eran otros, y que Renanué era una más de las muchas secciones visitadas por el autor) sólo se tomó una muestra y se evaluaron 6 de las 8 muestras productivas de las colecciones de conodontos de Boersma de ésta sección depositadas en el Museo de Leiden (Holanda). En su trabajo inicial Boersma (1973: 326), no identificó positivamente conodontos de edad Givetense, es más, consideró que la sección estudiada aquí era de edad Eifeliense. Posteriormente Sanz-López (1995: 222, fig. 64) indica una edad Givetense para esta sección.

En este trabajo presentaremos datos estratigráficos y bioestratigráficos mediante conodontos de la sección Renanué, que corresponde a la sección 08-A de Boersma.

La sección Renanué está constituida por unos 50 m de calizas, fundamentalmente packstone y wackstone, con algún nivel de grainstone de bioclastos; se apoya sobre unos 4 m de lutitas negras con lentejones aislados de limo-arena fina; el techo de la sección está limitado por una falla. En esta sección hemos estudiado más de 71 muestras para conodontos y hemos elaborado más de 60 láminas delgadas para estudiar las microfacies presentes y ver la evolución sedimentológica de los materiales depositados.

Además de conodontos hemos hallado dacrioconáridos, trilobites, artejos de crinoideos, corales rugosos solitarios y coloniales, dientes y escamas de peces, briozoos, foraminíferos, ostrácodos, gasterópodos, braquiópodos, bivalvos y restos de equinoideos. Esta riqueza paleontológica, permitirá en el futuro un mutuo control de varios grupos con interés bioestratigráfico, y aumentará el potencial de correlación de esta sección, que posiblemente será una de las secciones de referencia para el Givetense del Pirineo.

Los conodontos hallados indican una edad Givetense y Frasnense Inferior, reconociéndose las siguientes zonas de conodontos, en orden cronológico ascendente: 1) Zona de *varcus* Inferior con sus dos subzonas, Subzona de *timorensis* que comenzaría en la capa 1, y Subzona de *rhenanus/varcus*, que comenzaría en la capa 5. 2) Zona de *varcus* Media que comenzaría en la capa 20. 3) Zona de *varcus* Superior que comenzaría en la capa 45 y estaría representada, posiblemente incompleta (ver más adelante) hasta la capa 55. 4) Zona de *norrissi*, comenzaría en la capa 56 y 5) Zona de *asymmetricus* Inferior, que se extiende, al menos, desde la capa 58 a la 69.

Como se deduce de esta interpretación bioestratigráfica entre las capas 55 y 56, cuyas muestras están separadas 260 cm, hay un lapso de tiempo estimado de poco más de 1,2 millones de años, que correspondería a las zonas de *hermanni/cristatus* Inferior y Superior, y de *dengleri* Inferior y Superior. Además, y dadas las extensiones de las biozonas de *varcus* Inferior y Medio en Renanué y su comparación con las extensiones de estas biozonas en otras regiones, es posible que la biozona de *varcus* Superior esté parcialmente representada en Renanué. Por último, también es posible que la extensión de la Zona de *norrissi* esté reducida en Renanué, no descartándose la posibilidad de que la capa 56, pertenezca ya al Frasnense Inferior. Por el momento, y con los datos actuales solo se puede asegurar la presencia de conodontos de edad Frasnense Inferior en la capa



58. Dada la potencia de la serie y las características litológicas de este intervalo de 2,6 m, es muy poco probable que estos materiales correspondan al lapso de más de 1,2 M.a. detectado mediante conodontos.

En resumen, se comprueba mediante conodontos la existencia de una paraconformidad estratigráfica entre las capas 55 y 56. El hiato correspondiente abarcaría parte del Givetiense Superior, y su extensión cronológica comprendería, por lo menos, un intervalo de unos 1,2 M.a. El comienzo de esta hiato coincidiría aproximadamente con el conocido evento biológico Taghanic/Pharciceras, que en otras partes del mundo acontece dentro de la biozona de *varcus* Superior y se limita a ella. Sin embargo, el alcance de este hiato es mucho mayor que el mencionado evento (unos 440.000 años), y futuros estudios en otras secciones pirenaicas deberán mostrar si se trata de un acontecimiento local o regional, e intentar inferir las posibles causas del mismo.

Este trabajo constituye una contribución a los proyectos PICG 421 y DGICYT PB98/1558.

BOERSMA, K.T., 1973: Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Central Spanish Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen* 49 (2): 303-377

SANZ-LÓPEZ, J., 1995: Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico Superior-Carbonífero Inferior del Pirineo Oriental y Central. *Tesis Doctoral Univ. Barcelona* 595 pp (inédita).



THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA

Mistiaen, B.^{1*}, Gholamalian, H.², Gourvenec, R.³, Plusquellec, Y.³, Bigey, F.⁴, Brice, D.¹, Feist, M.⁵, Feist, R.⁵, Ghobadi Pour, M.², Kebria-EE, M.², Milhau, B.^{1*}, Nicollin, J.P.^{1*}, Rohart, J.C.¹, Vachard, D.^{6*} and Yazdi, M.²

- 1 Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS & ISA, Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille, 13 rue de Toul, F-59046 Lille Cedex, France.
- 2 Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Esfahan, Esfahan 81744, Islamic Republic of Iran.
- 3 Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, Faculté des sciences, Université de Bretagne occidentale, 6 Avenue Le Gorgeu, F-29285 Brest. Cedex, France.
- 4 Laboratoire de Micropaléontologie, Université Pierre et Marie Curie, C 104, 4 Place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France.
- 5 Laboratoire de Paléobotanique et Paléontologie, Institut des Sciences de l'Evolution, UMR 5554 Université Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France.
- 6 Laboratoire de Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque, Université des Sciences et Techniques de Lille, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

(*) UPRES-A 8014 et FR 1818 du CNRS

ABSTRACT

Material collected during the fieldtrip of the 4th IGCP 421 meeting (December 1998) in Palaeozoic (Frasnian, Famennian, Permian) of Kuh-e Kaftar, Chah-Riseh area, is studied. In the concerned area, the Frasnian succession can be divided into a lower detrital and an upper carbonate unit. (Gholamalian, 1998, Gholamalian et al 1999). Majority of the collected material comes from the lower and middle part of the upper carbonate unit (especially in two biostromal beds), Middle to Late Frasnian (*jamieae* Zone to *rhenana* Zone). Few material proceed from the lower detrital Frasnian unit (Middle *falsiovalis* Zone to Late *hassi* Zone), from the Famennian succession (up to Early *praesulcata* Zone) and some samples from the Permian. The studied material concerns the following fossil groups.

The charophyte *Sycidium* is present in the lower detrital Frasnian unit.

The carbonate microproblematica has been studied from the bioclastic matrix of the annelid new taxon. Umbellinids are present with *Umbellina bella* (Late ?) Frasnian in age.

The stromatoporoids from the biostromal horizons are similar to the Frasnian stromatoporoids described in Kerman area (Mistiaen, 1999) with *Stictostroma saginatum*, *Stachyodes australe*; but some other taxa (*Actinostroma*) never pointed out, up to now, in Iran, are also present.

The tabulate corals, not very described up to now from the upper Devonian from Iran, are represented by some typical Frasnian taxa *Alveolites*, *Thamnopora*, *Scoliopora*, *Thecostegites*.

The rugose corals, with *Hexagonaria* and *Disphyllum* species, are very similar to the rugose Frasnian fauna, previously described by Rohart (1999) from different part of Iran.

Probable annelids are represented by a new taxon, *Spiranopora persica* n. gen. n. sp., collected in the upper part of the section (Late Frasnian).

Fistuliporid bryozoans are associated with tabulate corals in the second biostromal horizon. They consist of different encrusting colonies.

The brachiopods belong to Rhynchonellida well diversified *Ripidiorhynchus kermanensis*, *Cyphoterorhynchus koraghensis*, *Ladogilina persanica* and a new species of Leiorhynchidae (?),

Spiriferida Spiriferids, *Rigauxia hutkensis*, *Cyrtospirifer* sp., Athyrids and Atrypids. The Frasnian brachiopod from Chah-Riseh are also present (except one) in Kerman area, southeastern Iran (Brice, 1999).

The ostracods with *Polyzygia* sp., Bairdiidae and Hollinellidae are present in Middle to Late Frasnian. Associations often belong to the Ecozone II of Casier (1987), typical of a more or less open marine environment.

Phacopids trilobites (*Omegops*) are present near the top of the section, in the Upper Famennian (*expansa* Zone) and a *Pseudophillipsia* (*Carniphillipsia*)? was collected in the Permian.

Ichnofauna is represented by *Bifungites* sp., collected, above the biostromal beds, in the Middle Frasnian.



STRATIGRAPHY AND PALYNOLOGY OF THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY IN THE ZORRITAS FORMATION, ANTOFAGASTA REGION, NORTHERN CHILE

Niemeyer, H.¹ y Rubinstein, C.V.²

1 Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Casilla 1280, Antofagasta-Chile.

2 CONICET, Unidad de Paleopalínología, IANIGLA, CRICYT, C.C. 131, 5500, Mendoza, Argentina.

Introduction

Sedimentary paleozoic rocks are very scarce in northern Chile. Cecioni and Frutos (1975) were the first to provide information about the Zorritas Formation, a nearly 2,600 m thick siliciclastic sequence deposited in a mainly marine environment. Next, Davidson *et al.* (1981) suggested a Devonian age for this formation. Afterwards, Isaacson *et al.* (1985) distinguished a transition between Devonian and Carboniferous into the Zorritas Formation, based on braquiopods determinations. Niemeyer *et al.* (1997) distinguished and mapped three members in the Zorritas Formation (figure 1), and found that the transition from Devonian to Carboniferous occurs on its Middle Member. Herein we provide additional stratigraphic and palynological information on the Devonian-Carboniferous systemic boundary at the Zorritas Formation.

Whole characteristics of the Zorritas Formation

The Zorritas Formation was deposited into a shallow-marine platform in a nearly north-south trending basin, in the eastern part of the Antofagasta Region (Bahlburg *et al.*, 1988; Niemeyer *et al.*, 1997). The Lower Member of the Zorritas Formation is formed by a monotonous succession, 1,325 m thick, of white to light gray coarse to very coarse quartzarenites deposited in a marine tidal environment. The Middle Member is composed of a 1,313 m thick sequence of gray to green claystones and siltstones with intercalations of fine grained sandstones of the same color. This was deposited in an internal platform environment of lower shoreface dominated by storm waves. The Middle Member is a coarsening up sequence, which on the top shields reddish sandstones, thus making up a regression in its upper part. The Upper member has no more than 40 m thickness and has a very restrained areal distribution (figure 1). It is lensoid and formed by very fine grained brown to dark red sandstones, with cross bedding and small channels. It overlies the Middle Member by means of an erosive rugged contact. A fluvial environment of deposition has been suggested for this member. Thus, the whole sequence of the Zorritas Formation makes up a complete cycle of transgression- regression. This formation is covered in angular discordance by Upper Carboniferous to Lower Permian volcanoclastic terrestrial deposits.

Stratigraphic sections

The systemic transition from Devonian to Carboniferous occurs on the upper part of the Middle Member of the Zorritas Formation. Two stratigraphic sections, labelled C and D were leveled (figure 1), covering this part of the formation. Along these two sections, palynological samples were extracted in dark gray to green claystone to siltstone lithologies. The reader is referred to the figure 2 of this paper, for the purpose of following the stratigraphy of this part of the Middle Member.

Palynology

Forty eight palynological samples were analysed from the Zorritas Formation of the Quebrada Zamolana and Quebrada del Agua Dulce sections. Thirty two of them were found to be barren. Sixteen fertile samples come from sections C and D at Quebrada Zamolana, which are included in figure 2. All samples were treated using standard palynological techniques. They were deposited in the Paleopalynoteque of the Unit of Paleopalynology, IANIGLA, CRICYT, Mendoza.



The first productive palynological sample (Z-128) from the Quebrada Zamolana (Middle Member of the Zorritas Formation (figure 2) yielded a diverse but poorly preserved spore assemblage and a few acritarchs (Rubinstein *et al.*, 1996). Many of the specimens are damaged, and all are dark-gray or black in color, indicating a relatively high degree of thermal maturation. The sample Z-128 contains the miospores *Anapiculatiaporites* sp., *Anaplanisporites* sp., *Aneurospora* sp., *Apiculatasporites* sp., *Apiculiretusispora* cf. *A. microseta* Ravn 1991, *Asperispora* cf. *A. acuta* (Kedo) van Der Zwan 1980, *Auroraspora macra* Sullivan 1968, *Auroraspora?* cf. *A. granulati-punctata* (Hoffmeister, Staplin & Malloy) Turnau 1975, *Auroraspora* cf. *A. solisortus* Hoffmeister, Staplin & Malloy 1955, *Baculatisporites* cf. *B. fusticulus* Sullivan 1968, *Calamospora* sp., *Convolutispora* cf. *C. ampla* Hoffmeister, Staplin & Malloy 1955, *Convolutispora* cf. *C. vermiformis* Hughes & Playford 1961, *Crassispora* cf. *C. maculosa* (Knox) Sullivan 1964, *Crassispora?* sp., *Cristatisporites?* cf. *C. colliculus* Playford 1971, *Cymbosporites* cf. *C. catillus* Allen 1965, *Cymbosporites?* sp., *Cyrtospora?* cf. *C. cristifer* (Luber) van der Zwan 1979, *Densosporites* spp., *Dibolisporites* cf. *D. abstrusus* (Playford) Playford 1976, *Dictyotriletes* cf. *D. submarginatus* Playford 1964, *Dictyotriletes* sp., *Grandispora* sp., *Granulatisporites* sp., *Hymenozonotriletes* cf. *H. explanatus* (Luber) Kedo 1957, *Lophozonotriletes* cf. *L. bellus* Kedo 1963, *Lophozonotriletes* cf. *L. tuberosum* Sullivan 1964, *Lophozonotriletes* sp., *Murospora?* sp., *Punctatisporites* spp., *Pustulatisporites* cf. *P. gibberosus* (Hacquebard) Playford 1964, *Pustulatisporites* sp., *Raistrickia* cf. *R. baculosa* Hacquebard 1957, *Raistrickia* cf. *R. variabilis* Dolby & Neves 1970, *Raistrickia* spp., *Retispora?* *lepidophyta* (Kedo) Playford 1976, *Retusotriletes incohatus* Sullivan 1964, *Spelaeotriletes* cf. *S. owensi* Loboziak & Alpern 1972, *Spelaeotriletes* sp., *Stenozonotriletes?* sp., *Tholisporites* cf. *T. scoticus* Butterworth & Williams 1958, *Tricidarisporites?* sp., *Tumulispora rarituberculata* (Luber) Playford 1991, *Vallatisporites* cf. *V. vallatus* Hacquebard 1957, *Vallatisporites verrucosus* Hacquebard 1957, *Vallatisporites* sp., *Verrucosisporites congestus* Playford 1964, *Verrucosisporites nitidus* Playford 1964 and *Verrucosisporites* sp. and the acritarchs *Michrystridium* sp., *Veryhachium* spp.

Miospores assemblages are dominated by species of acamerate, sculptured (apiculate, muornate, patinate) genera *Dictyotriletes*, *Convolutispora*, *Raistrickia*, *Apiculatasporites*, *Apiculiretusispora*, *Baculatisporites*, *Pustulatisporites*, *Verrucosisporites*, *Crassispora*, *Cyrtospora*, *Tholisporites* and *Cymbosporites*. They constitute nearly the 75% of the assemblage. Acamerate, laevigate genera *Punctatisporites*, *Retusotriletes* and *Calamospora*, represent approximately the 14% of the assemblage. Zonate, pseudosaccate and cingulate miospores genera *Vallatisporites*, *Spelaeotriletes*, *Hymenozonotriletes*, *Auroraspora*, *Lophozonotriletes*, *Grandispora* and *Retispora?* are the remaining 11%.

Miospores from northern Chile have affinities with late Famennian and Tournasian miospores assemblages of Western Europe (Ireland, Ardenne-Rhenish region, England), Eastern Europe (Byelorussia), Northern Africa (Libya, Algeria) and South America (Amazonas and Parnaiba basins, Brazil). This relationship with different microfloras from Gondwana and Euramerica is probably related to the cosmopolitanism of late Famennian microfloras (Streeel & Loboziak, 1996) and also to the similitude of Tournasian miospore assemblages worldwide (Clayton, 1996). According to the western Europe miospore zonation (Higgs *et al.*, 1988), the miospore assemblage of northern Chile could correspond to the *Vallatisporites verrucosus*-*Retusotriletes incohatus* (VI) Zone, the base of which coincides with the Devonian- Carboniferous boundary. This interpretation supports the Tournasian age for this level based on fauna (Niemeyer *et al.*, 1997).

This first approach to an accurate biostratigraphic scheme for the Devonian-Carboniferous boundary of northern Chile encouraged new sampling that provided 15 productive samples in sections C and D from Quebrada Zamolana (figure 2), with predominant terrestrial palynomorphs. The study of these palynomorph assemblages is still in progress.

Authors expect that future results will enable to a precise biostratigraphic scheme for this region based on palynomorphs.

Acknowledgements.

The research was supported by the Fundación Andes (Chile).

This paper is a contribution to the Project No 421, IGPC-IUGS, North Gondwana Mid- Palaeozoic biodynamics.

References

- Bahlburg, H. Breitkreuz, Ch., Zeil, W., 1988. The middle to late Paleozoic evolution of Northern Chile (21°-27°S): geotectonic implications for the East Pacific margin of Gondwana. *Actas, V Congr. Geol. Chileno*, tomo I, A1-A17. Santiago, Chile.
- Cecioni, A., Frutos, J., 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra de Almeida, Norte de Chile. *Actas, III Congr. Arg. de Paleont. y Bioestratigrafía*, Tucumán 1, 191-207.
- Clayton, G., 1996. Chapter 18C. Mississippian miospores, *in* Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*; Amer. Assoc. Stratigr. Palynologists Found. 2, 589- 596.
- Davidson, J., Mpodosis, C., Rivano, S., 1981. El Paleozoico de Sierra de Almeida, al oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. Chile* 25-26, 113-121.
- Higgs, K., Clayton, G., Keegan, J. B., 1988. Stratigraphic and systematic palynology of the Tournaisian rocks of Ireland. *Geol. Surv. Ireland, Spec. Pap.* 7, 1- 93.
- Isaacson, P. E., Fisher, L., Davidson, J., 1985. Devonian and Carboniferous stratigraphy of Sierra de Almeida, Northern Chile, preliminary results. *Rev. Geol. Chile* 12, 113-121.
- Niemeyer, H. Urzúa, F., Rubinstein, C., 1997. Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Región de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. Chile* 24(1), 25- 43.
- Rubinstein, C., Niemeyer, H., Urzúa, H., 1996. Primeros resultados palinológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. Chile* 23(1), 81-95.
- Strel, M. & Loboziak, S., 1996. Chapter 18B. Middle and Upper Devonian miospores, *in* Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*; Amer. Assoc. Stratigr. Palynologists Found. 2, 575- 587.

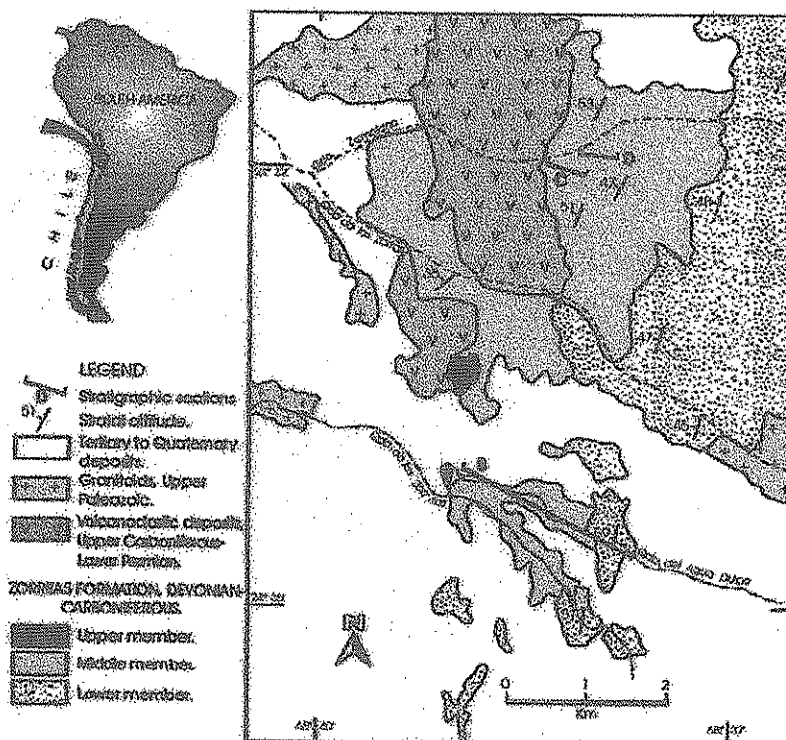
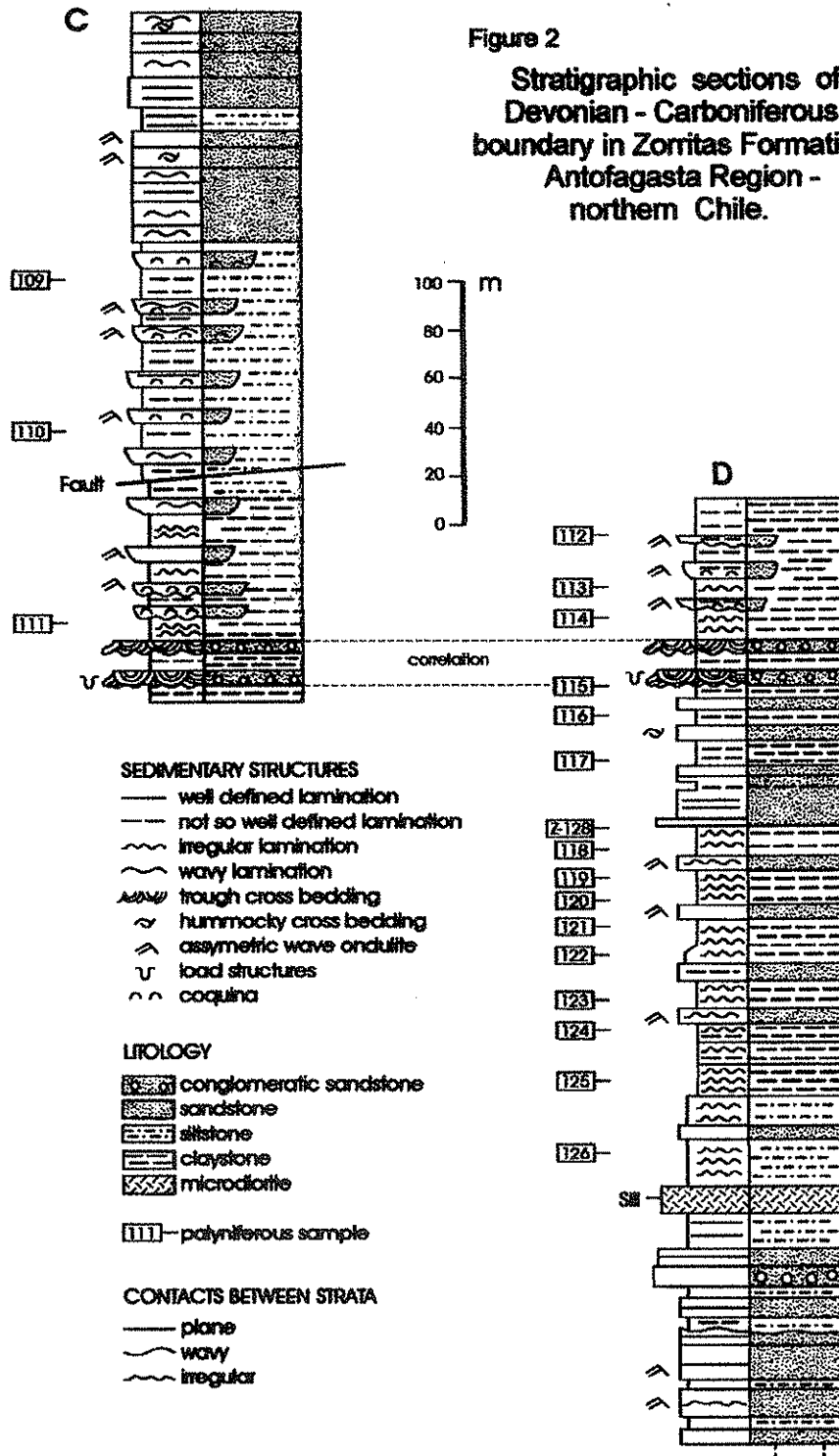


Figure 1: Location and geological maps of the studied area in Antofagasta Region, northern Chile.





PRESENCIA DEL GÉNERO *EOPARAPHORHYNCHUS* EN EL FAMIENIENSE DE LA ZONA CENTROIBÉRICA SURORIENTAL (CIUDAD REAL, ESPAÑA)

Pardo Alonso, M.V.

Depto. de Geología. Universitat de València, Dr. Moliner, 50. E-46100 BURJASSOT (Valencia) ESPAÑA. c/e: Miguel.V.Pardo@uv.es

El conocimiento de los fósiles devónicos de Sierra Morena Oriental (Zona Centroibérica suroriental) es en general escaso y fragmentario, dada la escasez de afloramientos continuos y la desigual distribución de los fósiles en las series de esta edad. Los yacimientos conocidos son generalmente puntuales y las edades que representan se reducen al Emsiense (posiblemente sólo el superior), la parte baja del Frasnense, y un Famiense posiblemente terminal. Hasta el momento no habían sido citados con seguridad fósiles del Famiense Inferior.

Sin embargo, en la colección de fósiles de invertebrados del Museo de Ciencias Naturales de Madrid y en la del Museo del Seminario de Barcelona se guardan varios ejemplares de rinconélidos famienses que proceden de esta región y que no habían sido citados por los autores que trabajaron en la zona. Se trata de moldes internos y externos procedentes principalmente de la Hoja 1:50.000 de Santa Cruz de Mudela (Ciudad Real). Tras su estudio, se ha visto que se trata de una asociación prácticamente monoespecífica de una forma atribuible al género *Eoparaphorhynchus* Sartenaer, 1961, que hasta el momento no había sido citado en la Zona Centroibérica.

Eoparaphorhynchus es un género de amplia repartición geográfica, pero estratigráficamente restringido al Famiense inferior; las capas de esa edad mejor conocidas de la Zona Centroibérica (Herrera del Duque-Guadalmaz-Pedroches) son las pelitas con nódulos de la Fm. Guadalmez, con bivalvos epiplanctónicos, pequeños cefalópodos, y una facies típica de ambientes de muy baja energía, probablemente de plataforma profunda, al menos por debajo del nivel de oleaje de tormenta. Esto contrasta con esta facies de similar edad de Sierra Morena Oriental con *Eoparaphorhynchus*: areniscas rojas, de grano medio, muy ferruginosas, con las conchas de braquiópodos generalmente disociadas y fragmentadas.

Con seguridad se trata de ambientes mucho más energéticos que sus contemporáneos más occidentales, y probablemente más someros y proximales que ellos. Este hallazgo sitúa en Sierra Morena Oriental uno de los límites de la cuenca devónica centroibérica, en la que en principio sólo se guardaría registro de los momentos de mayor altura del nivel del mar, probablemente como niveles de facies someras, mientras hacia el oeste tendríamos facies contemporáneas más profundas, en correspondencia al aumento de batimetría de la cuenca.

Agradecimientos.

A la Dra. Carmen Diéguez el préstamo de ejemplares procedentes de la colección de invertebrados del M.N. Ciencias Naturales de Madrid, y al Dr. Sebastián Calzada por los pertenecientes al Museo del Seminario de Barcelona. El Dr. Jenaro L. García-Alcalde realizó valiosas observaciones y comentarios sobre este material, que ayudaron especialmente a su clasificación.

Este trabajo es una contribución al proyecto PICG 421 "North Gondwana Mid-Palaeozoic Bioevent/Biogeography patterns in relation to crustal dynamics" y está financiado por el proyecto PB98/1542 de la Dirección General de Enseñanza Superior

DESCOBERTA DO GÉNERO *POLONOGRAPTUS* TSEGELNYUK (GRAPTOLITHINA, MONOGRAPTIDAE), NO SILÚRICO DA PENÍNSULA IBÉRICA

Piçarra, J.M.¹ & Gutiérrez-Marco, J.C.²

1 Instituto Geológico e Mineiro, Dep. de Geologia, Ap. 104, 7802 Beja Codex, Portugal. jose.picarra@igm.pt

2 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de CC. Geológicas, E-28040 Madrid, Espanha. jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es

Abstract

Polonograptus Tsegelnyuk, 1976 é um estranho género de monograptídeo que se caracteriza por um rabdossoma curvado ventralmente, com a curvatura geralmente acentuada na região proximal, em que a primeira teca é singularmente curta. Contudo, as tecas seguintes aumentam rapidamente em comprimento e adquirem uma morfologia tubular, com traçado rectilíneo a um pouco curvado ventralmente. As aberturas tecais apresentam elevações laterais e, em algumas espécies, também adições aberturais formadas por tecido microfuselar. O recobrimento tecal e a largura do rabdossoma tendem a aumentar muito rapidamente no sentido distal, de modo que as tecas distais apresentam-se recobertas entre os 2/3 e até aos 5/6 do seu comprimento.

O género *Polonograptus* é uma forma típica do Ludloviano superior que geralmente está representada por um número reduzido de exemplares, em raras jazidas da Eurásia (Jaeger, 1975; Tsegelnyuk, 1976; Pribyl, 1981, 1983; Storch, 1995; Koren & Sujarkova, 1998) e Austrália (Rickards *et al.*, 1993). As espécies do Gorstiano assinaladas a este género, incluindo a sua forma tipo *Monograptus butovicensis* Boucek, foram questionadas recentemente, de modo que o táxon aparece agora restringido às formas do Ludfordiano, *Polonograptus aloisi* Koren & Sujarkova, *P. licis* Tsegelnyuk, *P. mirus* Koren & Sujarkova, *P. podoliensis podoliensis* Pribyl, *P. podoliensis australis* (Rickards, Davidson & Banks) e *Polonograptus* n. sp. Storch, cuja extensão vertical se inicia na parte alta da Biozona de *Lobograptus scanicus* (Gorstiano terminal: *P. aloisi*), mas que é mais típico das biozonas de *Saetograptus leintwardinensis* a *Neolobograptus kozlowskii*.

Polonograptus é um dos graptólitos surgidos da radiação adaptativa de *Bohemograptus* e configura uma linha evolutiva aparte dos restantes neocucullograptinos, diferenciada por sua vez da de *Egregiograptus* Rickards y Wright (1997). Esta última reúne os restantes "polonograptiformes" do Gorstiano, tais como *E. egregius egregius* (Urbanek), *E. egregius byrnesianum* Rickards & Wright, *E?. proegregius* (Urbanek) e *E. tsegelnuki* Rickards & Sandford, cuja primeira teca não é tão curta como no *Polonograptus* s. str.

"*Polonograptus*" *butovicensis* (Boucek), também do Gorstiano (Biozona de *Neodiversograptus nilssoni*), conhece-se unicamente através de fragmentos distais, que pertencem com toda a probabilidade a *Colonograptus roemeri* (Barrande). Por esta razão, Urbanek & Teller (1997) propõem *P. podoliensis* Pribyl, como nova espécie tipo de *Polonograptus*. As restantes citações de "*M. butovicensis*", provenientes da Boémia e dos Alpes Cárnicos (Jaeger, 1975; Pribyl, 1981), procedem de materiais ludfordianos e correspondem a *P. podoliensis* (Pribyl, 1983; Storch, 1995).

Neste trabalho apresenta-se o primeiro registo ibérico de *Polonograptus*, a partir de raros exemplares encontrados na parte alta da Formação dos Xistos com Nódulos do flanco oriental do sinclinal de Terena, na parte portuguesa da Zona de Ossa Morena. Os exemplares encontram-se associados a *Pristiograptus dubius*, em níveis de idade indeterminada dentro do Ludfordiano. A localidade fossilífera situa-se na região de Barrancos, aproximadamente a 2500 m a S 30° E do Castelo de Noudar, nas coordenadas da quadrícula quilométrica de Gauss, M-294,9 e P-132,8, da carta topográfica 503-Noudar, na escala 1:25 000.

O material figurado (Fig. 1) corresponde a um rabdossoma incompleto, sem a parte proximal, e com 28 mm de comprimento.

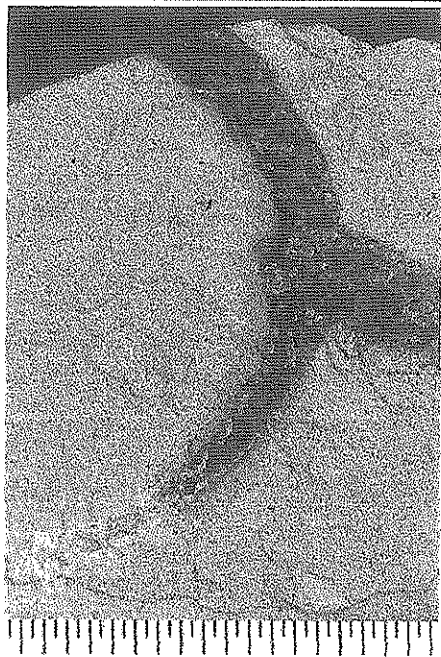


Fig. 1 - *Polonograptus* sp.; Ludfordiano; Formação dos Xistos com Nódulos, SE do Castelo de Noudar, Barrancos; amostra IGM-10858, Lisboa.

Este rabdossoma mostra a curvatura ventral e o aumento rápido da sua largura, o que permite diferenciá-lo das formas do género *Bohemograptus* Přibyl, frequente em muitas secções do Ludloviano da mesma região (Piçarra, 2000).

A morfologia e as dimensões das aberturas tecais, assim como alguns vestígios dos septos intertecais, permitem reconhecer a presença de tecas tubulares cujo recobrimento aumenta até um pouco mais de 2/3 do seu comprimento, no extremo distal do rabdossoma analisado. O número de aberturas tecais varia entre 6 nos 10 mm mais proximais e 7 nos 10 mm mais distais. A largura máxima do rabdossoma supera os 2,5 mm, medidos a 20 mm do extremo proximal do exemplar.

O rabdossoma descrito encontra-se sobreposto a um outro fragmento distal, com grande largura dorso-ventral (4 mm), mas em muito mau estado de conservação.

Neste exemplar, observa-se a presença de tecas tubulares com forte grau de recobrimento (aproximadamente 4/5 do comprimento) que talvez formem o extremo distal de uma outra colónia de *Polonograptus*, conservada apenas num fragmento muito pequeno, insuficiente para se observar a curvatura ventral do rabdossoma.

Os exemplares descritos, pese embora o seu mau estado de conservação, constituem os primeiros representantes de *Polonograptus* identificados na Península Ibérica e, em conjunto com os exemplares austríacos, constituem os registos mais meridionais do ponto de vista paleogeográfico, a nível mundial. A presença do género na periferia de Gondwana está relacionada com os ambientes mais externos ou profundos da plataforma, aos que normalmente se atribuem as sucessões de tipo "Ossa Morena" e dos Alpes Cárnicos, em que predominam os xistos negros hemipelágicos e há uma baixa taxa de sedimentação. O provincialismo faunístico neste contexto encontra-se mais atenuado que nas partes proximais das plataformas, como, por exemplo, as da Zona Centro Ibérica, em que a associação faunística é radicalmente distinta.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Dr. José Tomás Oliveira e ao Sr Enrique Bernárdez, respectivamente a cedência e a foto, dos exemplares estudados. Esta nota é uma contribuição para o projecto 421 do PICG.

Referências

- Bouček, B. 1936. Graptolitová fauna českého spodního ludlowu. Rozpravy České Akademie Ved Umeni, Tridy II, 46 (16), 1-26.
- Jaeger, H. 1975. Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cillon-Profiles (Karnische Alpen). Ein Beitrag zur Gleichsetzung der conodonten- und graptolithenzonen des Silurs. Carinthia II, 165/85, 111-126.
- Koren, T.N. & Sujarkova, A.A. 1998. Specialized thecal structures in some Ludlow monograptids, Upper Silurian, Central Asia. Temas Geológico-Mineros ITGE, 23, 198-201.
- Piçarra, J.M. 2000. Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Vol. II, Biostratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico inferior. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências da Univ. de Évora.
- Přibyl, A. 1981. New graptolites of the family Monograptidae from the Upper Silurian of Bohemia. Vestník Ústředního ústavu geologického, 56, 371-375.
- Přibyl, A. 1983. Graptolite biozones of the Kopanina and Pridolí Formations in the Upper Silurian of central Bohemia. Casopis pro mineralogii a geologii, 28, 149-167.
- Rickards, R.B., Davidson, G.J. and Banks, M.R. 1993. Silurian (Ludlow) graptolites from Golden Ridge, NE Tasmania. Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists, 15, 125-135.



- Rickards, R.B. & Wright, A.J. 1997. Graptolites of the Barnby Hills shale (Silurian, Ludlow), New South Wales, Australia. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 51, 209-227.
- Rickards, R.B. & Sandford, A.C. 1998. Llandovery-Ludlow graptolites from central Victoria: new correlation perspectives of the major formations. *Australian Journal of Earth Sciences*, 45, 743-763.
- Storch, P. 1995. Upper Silurian (upper Ludlow) graptolites of the *N. inexpectatus* and *N. kozlowskii* biozones from Kosov Quarry near Beroun (Barrandian area, Bohemia). *Vestník Českého geologického ústavu*, 70, 65-89.
- Tsegelnyuk, P.D. 1976. (Late Silurian and Early Devonian Monograptidae of the south-west Ukrainian East European platform). In: *Paleontologia i Stratigrafia Verkhnego dokembria i Nizhnego Paleozoja jugozapada Vostochno-Evropejskoi platformy*. Naukova Dumka, Kiev, 91-133.
- Urbanek, A. & Teller, L. 1997. Graptolites and stratigraphy of the Wenlock and Ludlow series in the East European Platform. *Palaeontologia Polonica*, 56, 23-57.



PALEOZOIC STRATIGRAPHY AND TECTONIC IN THE SOUTH OF OUGNAT PLUNT EASTERN ANTI ATLAS, MOROCCO

Raddi, Y.

Regional centre of Geology, PO B 40 Midelt, Morocco.

In The Anti-Atlas, the Palaeozoic formations are easy to distinguish by here continuous outcropping, here sedimentary nature and here Appalachian morphology.

In the eastern area the Series are formed by different systems of Palaeozoic; it's the reduced Series with many sedimentary break and discordance. It presents the big lateral variation of facies and thickness with rich fauna of Trilobites, Brachiopods, Echinoderms and Graptolites.

- The Cambrian is constitute by two formations of Siltstones intercalate by the Paradoxides Schist

- The Ordovician is represented by the alternation of three formations of schist and two formations of siltstones.

- The graptolites schist forms the Silurian

- The fossiliferous limestone's and marls represent the Devonian.

- The green schist and siltstones constitute the Carboniferous.

The analysis and treatment microtectonic of fault in many stations of different formations and different areas, had permit to established the following fracturation episode.

- Distensional episode (NW-SE, NE-SW), registered by the normal fault the direction N65-95 and N145-160, responsible to the opening basin and deposit of lower Palaeozoic sediment.

- Compressional episode (NE-SW) represented by the dextral fault N 15-30, senestral fault N70-100, the opposite fault N165, compression crack N55-70 and responsible to the fold the direction NW-SE.

- Distensional episode NS marked by the normal fault N80-90; responsible to the opening basin and deposit of upper Devonian and carboniferous sediments.

- Compressional episode (NW-SE) represented by the dextral fault N100, senestral fault N "130-140, It's the major state of hecynian orogeny, responsible to the fold the direction NE-SW.

- Compressional episode N-S represented by the dextral fault N160, senestral fault N30 and compression crack NO-5.

- Distensional episode NW-SE, NE-SW marked by the normal fault N40-60, N90-105, it's the major stat responsible to the opening basin after extension hercynian orogeny.

PALYNOLOGICAL ZONATION OF MID-PALAEOZOIC SEQUENCES FROM THE CANTABRIAN MOUNTAINS, NW SPAIN: IMPLICATIONS FOR INTER-REGIONAL & INTERFACIES CORRELATION OF THE LUDFORD/PRIDOLI AND SILURIAN/DEVONIAN BOUNDARIES AND PLANT DISPERSAL PATTERNS

Richardson, J.B.¹, Rodríguez, R.M.² y Sutherland, S.J.E.³

- 1 Department of Palaeontology, Natural History Museum, Cromwell Road, London SW7 5BD.
- 2 Departamento de Ingeniería Minera, Universidad de León, C/Jesus Rubio 2, 24071 León, España.
- 3 Department of Geology, University of British Columbia, British Columbia, Canada.

Abstract.

Mid-Palaeozoic strata from the Cantabrian Mountains (north-west Spain) contain rich assemblages of spores, acritarchs and chitinozoa. Fossil maturation is variable but generally high. The stratigraphical distribution of miospores and cryptospores of over sixty taxa from four sections through the San Pedro and lower La Vid Formations is sufficiently consistent for the establishment of six (four new) zones; in ascending order these are: 1) *Scylaspora vetusta* - *S. sp. B* (V), Spore Biozone, 2) *brevicosta* - *verrucatus* (BV) Spore Biozone, 3) *Coronaspora reticulata* - *Chelinospora sanpetrensis* (RS) Spore Biozone, 4) *Chelinospora hemiesferica* (H) Spore Biozone, 5) *Scylaspora elegans* - *Ibereospora cantabrica* (EC) Spore Biozone and 6) *Emphanisporites microrhatus* - *Streelispora newportensis* (MN). The *elegans* - *cantabrica* Spore Biozone is divided into two subzones based on the first appearance of the genus *Aneurospora*. The Ludford/Pridoli boundary is probably within the upper part of the *reticulata* - *sanpetrensis* (RS) Spore Biozone and the *Aneurospora* Subzone and succeeding MN Zone allow inter-regional correlation with basal and lower Lochkovian strata. Current comparative data from England, Spain and North Africa, show that regional differences in spore floras are most marked in the Pridoli. In the Lower Devonian the differences are less, and the appearance of variants of the genus *Aneurospora* marks a significant event in both the Laurussian and Gondwanan regions reflecting wide dispersal of their parent plants. Chitinozoans occur sporadically throughout most of the sequence and several species have potential for inter-regional correlation; they provide evidence for a middle Pridoli age for the base of the EC Biozone and confirm the occurrence of Lochkovian beds at the top of three of the sections.

References

- Burgess, N.D., & Richardson, J.B., 1995. Late Wenlock to Early Pridoli cryptospores and miospores from south and south-west Wales, Great Britain. *Palaeontographica B*, 236: 1-44.
- Richardson, J. B., 1974. The stratigraphical utilization of some Silurian and Devonian miospore species in the northern hemisphere: an attempt at a synthesis. *International Symposium on Belgian Micropalaeontological Limits*, Namur 1974, 9: 1-13.
- Richardson, J. B. and McGregor, D. C., 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Geological Survey of Canada*, 364: 1-79.
- Rodríguez, R. M.^a, 1983. Palinología de las formaciones del Silurico superior-Devonico inferior de la Cordillera Cantabrica, Noroeste de España. *Institución Fray Bernardino de Sahagún, de la Excelentísima Diputación provincial de León - Servicio de Publicaciones de la Universidad de León*, 1-231.



LA "CALIZA DE SCYPHOCRINITES" (SILÚRICO SUPERIOR) DEL NORTE DE SEVILLA: AVANCE DE RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS Y BIOESTRATIGRÁFICOS

Robardet, M.¹, Rábano, I.², Gutiérrez-Marco, J.C.³, Sarmiento, G.N.³ y Vanek, J.⁴

- 1 Géosciences-Rennes/CNRS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu - Bat. 15, F-35042 Rennes Cedex, Francia. c/e: Michel.Robardet@univ-rennes1.fr
- 2 Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, E-28003 Madrid, España. c/e: i.rabano@itge.mma.es
- 3 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid, España. c/e: jegrpto@eucmax.sim.ucm.es.
- 4 Martinovská 21, 190 00 Praha-Prosek, República Checa.

Introducción y marco geológico

Los materiales silúricos afloran en la Sierra Norte de Sevilla en el núcleo de los sinclinales del Valle y del Cerrón del Hornillo, pertenecientes al Dominio Zafra-Alanís-Córdoba de la Zona de Ossa-Morena. La sucesión es prácticamente la misma en ambas estructuras, caracterizándose por su gran continuidad y espesor reducido, así como por desarrollarse en facies de pizarras negras graptolíticas con la sola excepción de un pequeño tramo carbonatado, la "Caliza de *Scyphocrinites*" (ver Jaeger y Robardet, 1979 y Robardet *et al.*, 1998, con referencias previas). Este episodio calcáreo brinda un carácter tripartito a la sucesión (la "tríada túrningica"), comparable con otras facies pelágicas del Silúrico-Devónico basal desarrolladas en el margen norte del continente de Gondwana (la "Ockerkalk" de Turingia, SE de Cerdeña y localidades del norte de Africa).

La "Caliza de *Scyphocrinites*" consta de una alternancia de bancos de caliza oscura y pizarras calcáreas, de tonos ocres por alteración, cuya potencia total no supera en ningún caso los 10 a 15 m. Por encima de ella se sitúan las "Pizarras Graptolíticas Superiores", que en el sinclinal del Valle incluyen nódulos calcáreos en sus 5 o 6 m basales, con una asociación paleontológica muy parecida a la del techo de la unidad carbonatada.

Rasgos paleontológicos

La "Caliza de *Scyphocrinites*" contiene numerosos restos de equinodermos, pertenecientes a placas columnares, cálices y lobolitos de escifocrinoideos, entre los que se identifican *Scyphocrinites* cf. *elegans* Zenker, *Scyphocrinites* (col.) sp. y *Camarocrinus* spp. (Oczlon, 1989; Haude, 1992).

Los moluscos están presentes en algunos tramos, con cefalópodos, bivalvos y gasterópodos. Entre los primeros se reconocen restos indeterminables de michelinocerátidos y *Cycloceras bohemicum* (Barrande), citado por Bogolepova *et al.* (1998). Los bivalvos han sido identificados por el Dr. J. Kríz (Praga) para el presente trabajo, registrándose *Praecardium* cf. *adolescens* Barrande en la mitad inferior de la unidad, y una asociación más variada cerca del techo de la caliza, conteniendo *Joachimia* cf. *impatiens* (Barrande), *Snoopya insolita* (Barrande), *Patrocardia evolvens* (Barrande), *Dualina* aff. *secunda* Barrande, *Mytilarca* aff. *esuriens* (Barrande) y *Praecardium* sp.

Los trilobites son comunes en las litologías más margosas de ambos sinclinales. Una revisión general del material obtenido en distintas secciones, aporta la siguiente lista sintética: *Cromus* cf. *krolmusi* Chlupác, *C.* aff. *leirion* Snajdr, *Cromus* n. sp. 1, *Cromus* n. sp. 2, *Crotalocephalus* cf. *transiens* (Boucek), *Bohemoharpes* (*Unguloharpes*) sp., *Denckmanites* sp. y *Leonaspis* sp. Junto a estas formas aparecen también algunos braquiópodos mal conservados del grupo de los estrofoménidos (*Leptaenidae*? indet.), pentaméridos (*Clorinda*? sp.) y lissatrypíidos (Racheboeuf y Robardet, 1986).

De forma más puntual se encuentran representados otros grupos fósiles, como ostrácodos gigantes (*Bolbozoe* sp.), cornulítidos, hyolítidos, macaerídios, posibles "*Sphenothallus*" y corales

rugosos solitarios. La búsqueda de microfósiles ha brindado abundantes ostrácodos indeterminados, raras espículas de poríferos silíceos y unas asociaciones de conodontos bastante homogéneas y poco diversificadas, constituidas por *Oulodus elegans* (Walliser), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bischoff & Sannemann), *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler), *O. confluens* (Branson & Mehl), *O. eosteinhornensis* (Walliser), *O. excavata* (Branson & Mehl) y *Ozarkodina* sp.

Otros fósiles interesantes para la correlación son los graptolitos, presentes en las pizarras intercaladas hacia la parte inferior de las calizas, donde Piçarra *et al.* (1998) identificaron *Neocolonograptus* cf. *parultimus* (Jaeger), *N. ultimus* (Perner), *Pristiograptus dubius* (Suess) y *Linograptus* sp.; así como un nivel calcáreo inmediatamente próximo al techo, que contiene *Istrograptus transgrediens* (Perner). Las asignaciones genéricas de parte de los graptolitos se actualizan en la presente nota.

Por último, los nódulos calcáreos intercalados en la parte inferior de las pizarras negras que suceden a la "Caliza de *Scyphocrinites*" han proporcionado *Istrograptus transgrediens* (graptolito), *Joachimia* cf. *impatiens*, *Mytilarca* cf. *esuriens* (bivalvos), *Cycloceras bohemicum*, *Parakinoceras* aff. *originale* (Barrande), *Michelinoceras* sp. (cefalópodos) y escifocrinoideos. Oczlon (1989) añade a esta lista los bivalvos *Dualina robusta* Barrande, *Cardiolinka fortis* (Barrande) y *Cheiropteria bridgei* Pojeta & Kriz, junto al trilobites *Cromus* aff. *bohemicus* Barrande. Ninguna de estas formas ha sido reencontrada ni revisada.

Bioestratigrafía

La "Caliza de *Scyphocrinites*" ha sido atribuida al Prídoli a partir del trabajo de Robardet (1975). Los graptolitos encontrados por Piçarra *et al.* (1998) en la parte baja de la unidad pertenecen a la Biozona de *N. parultimus*-*N. ultimus*, indicativa del Prídoli basal. La presencia de *Istrograptus transgrediens* en el techo de la caliza, así como en los nódulos calcáreos de la unidad suprayacente, denota la biozona homónima del Prídoli terminal, lo que concuerda también con los datos indicados por la asociación de bivalvos presente en esta misma posición estratigráfica, característica de la parte alta del Prídoli.

Por su parte, la asociación de conodontos tipifica la Biozona de Intervalo de *Ozarkodina remscheidensis*, que abarca casi todo el Prídoli a excepción de su parte terminal, probablemente representada en los nódulos de la unidad suprayacente (Biozona de *Oulodus elegans detortus*, aún no caracterizada).

Con todo, resta por datar los 4.1 m basales de la "Caliza de *Scyphocrinites*", que podrían corresponder al Ludlow terminal de acuerdo con la correlación de la "Ockerkalk" en el norte de Gondwana). En este sentido, la presencia de *Cromus* n. sp. 1 en dichos niveles (una especie relacionada con *C. rialpensis* von Gaertner, del Ludlow pirenaico), podría denotar que el límite Ludlow-Prídoli se encuentra inmediatamente próximo a la base de la unidad carbonatada. Respecto a la aparente ausencia de materiales de la parte media del Prídoli (biozonas de *Neocolonograptus lochkovens* s.l. a *Monograptus bouceki* de graptolitos), es posible que la "Caliza de *Scyphocrinites*" constituya un sedimento bastante condensado o bien incluya algunas lagunas estratigráficas de amplitud indeterminada. Eso último es bastante probable, habida cuenta de los horizontes intensamente perforados y con características de "hard-ground", detectados en dos secciones del sinclinal del Valle.

Agradecimientos

Al Dr. J. Kriz (Servicio Geológico Checo) por la identificación de los bivalvos. Este trabajo es una contribución a los proyectos PB96-0839 del MCYT y 421 del PICG (IUGS-UNESCO). G.N. Sarmiento participa a través de una beca postdoctoral de la Comunidad de Madrid.



Bibliografía

- Bogolepova, O.K., Gutiérrez-Marco, J.C. & Robardet, M. 1998. A brief account on the Upper Silurian cephalopods from the Valle syncline, province of Seville (Ossa Morena Zone, southern Spain). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, **23**, 63-66.
- Jaeger, H. & Robardet, M. 1979. Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *Géobios*, **12**, 687-714.
- Oczlon, M. 1989. *Fazies und Fauna im Silur und Devon des "Valle" (Provinz Sevilla, SW-Spanien)*. Diplomarbeit Universität Heidelberg, 86 p. (inérito).
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C. & Robardet, M. 1998. Pridoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **35**, 65-75.
- Racheboeuf, P.R. & Robardet, M. 1986. Le Pridoli et le Dévonien inférieur de la Zone d'Ossa-Morena (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique). Etude des Brachiopodes. *Geologica et Palaeontologica*, **20**, 11-37.
- Robardet, M. 1976. L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur : Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, [D] **283**, 999-1002.
- Robardet, M., Piçarra, J.M., Storch, P., Gutiérrez-Marco, J.C. & Sarmiento, G.N. 1998. Ordovician and Silurian stratigraphy and faunas (graptolites and conodonts) in the Ossa Morena Zone of the SW Iberian Peninsula (Portugal and Spain). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, **23**, 289-318.

PALINOESTRATIGRAFÍA Y MAGMATISMO DE LA SECCIÓN DE LA RIBERA DEL JARAMA, FAJA PIRÍTICA IBÉRICA, ZONA SURPORTUGUESA, PROVINCIA DE SEVILLA

Rodríguez, R. M.¹ y Díez, A.²

1 Dpto. de Ingeniería Minera, Univ. de León, C/ Jesús Rubio, nº 2, 24071 León.

2 Instituto Tecnológico y Geominero de España, C/ . 2401 León.

La Faja Pirítica, situada en la Zona Surportuguesa del Hercínico de la Península Ibérica, es una zona geológicamente compleja debido a los fenómenos tectónicos y magmáticos que la afectan, a los que se suman una cierta monotonía litológica de las rocas sedimentarias y la escasez de microfósiles, todo lo cual dificulta enormemente el control cronoestratigráfico de muchas secciones.

La sucesión litoestratigráfica general de la Faja Pirítica se agrupa en tres partes que, de muro a techo son: 1) Grupo Pelítico Cuarcítico (GPQ) de edad devónica, está constituido por una alternancia monótona de metaarenitas, pelitas y fangolitas con niveles discontinuos de cuarzoarenitas de grano grueso y niveles carbonatados hacia el techo; este grupo representa la secuencia preorogénica 2) Complejo Vulcano Sedimentario (CVS) con rocas volcánicas ácidas y/o básicas con mineralización de sulfuros masivos, con lutitas y fangolitas interestratificadas; a techo de este tramo predominan las rocas sedimentarias y volcanoclásticas con pizarras de color morado. La edad de este grupo es Carbonífero inferior aunque, la base del mismo puede pertenecer al Estruniense mas alto en algunas localidades (Pereira *et al.* 1996). 3) Grupo Culm (GC) con lutitas y limolitas grises a negras con nódulos carbonatados y silíceos. Ambas sucesiones 2) y 3) constituyen una secuencia sinorogénica.

En esta comunicación se aborda el estudio palinoestratigráfico y magmático de la sección de la Ribera del Jarama en la Provincia de Sevilla, la cual constituye una de las pocos lugares de la Faja Pirítica Ibérica donde podemos encontrar los tres grupos litológicos mencionados formando una sucesión estratigráfica continua, sin perturbaciones tectónicas aparentes. En esta sección se han obtenido palinomorfos en el techo del GPQ que contiene una asociación miospórica perteneciente a la Biozona de *lepidophyta - nitidus* (LN) de Higgs *et al.*, 1988, de edad Estruniense superior. También se obtuvieron miosporas en un nivel delgado de lutitas y fangolitas situadas sobre una colada volcánica, la cual forma la base del CVS en esta sección; la asociación miospórica pertenece a la Biozona de *verrucosus - incohatus* (VI) (Higgs, *op. cit.*) de edad Carbonífero mas bajo. Ello permite situar el límite Devónico/Carbonífero dentro de la colada basáltica mencionada.

Una muestra tomada próxima a la base del GC indica una edad Viseense.

Las dataciones palinológicas en la sección de la Ribera del Jarama permiten establecer la duración temporal de los fenómenos magmáticos en esta zona que comienzan en el Carbonífero mas bajo, continuando a lo largo del Tournaisiense y quizás en el Viseense inferior.

Bibliografía

- Higgs, K., Clayton, G. & Keegan, J.B., 1988. Stratigraphic and systematic palynology of the Tournasian rocks of Ireland. *Geol. Surv. Ireland, Special Paper*, 7:1-93.
- Moreno, C., Sierra, S. & Sáez, R., 1996. Evidence for catastrophism at the Famienian-Dinantian Boundary in the Iberian Pyrite Belt. In: Strogon, P., Somerville, I.D. & Jones, G.Li. (eds), *Geol. Soc. Special Publ.*, 107:153-162.
- Oliveira, J. T., 1990. Stratigraphy and syndimentary tectonism in the South Portuguess Zone. In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez (Editors), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Verlag: 334-347.
- Pereira, Z., Clayton, G. & Oliveira, J.T., 1994. Palynostratigraphy of the Devonian-Carboniferous Boundary in southwest Portugal. *Ann. Soc. géol Belgique*, 117(1):189-199.
- , Sáez, R., Pons, J.M., Oliveira, J.T. y Moreno, C., 1996: Edad Devónica (Estruniense) de las mineralizaciones de Aznalcóllar (Faja Pirítica Ibérica) en base a palinología. *Geogaceta*, 20(7):1609-1612.
- Quesada, C., 1991. Geological constrains on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185:225-245.



MIDDLE DEVONIAN PALYNOMORPHS FROM THE SAN JUAN PRECORDILLERA, ARGENTINA: BIOSTRATIGRAPHY AND PALEOBIOGEOGRAPHY

Rubinstein, C.V.

CONICET, Unidad de Paleopalinoología, IANIGLA, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza, Argentina.

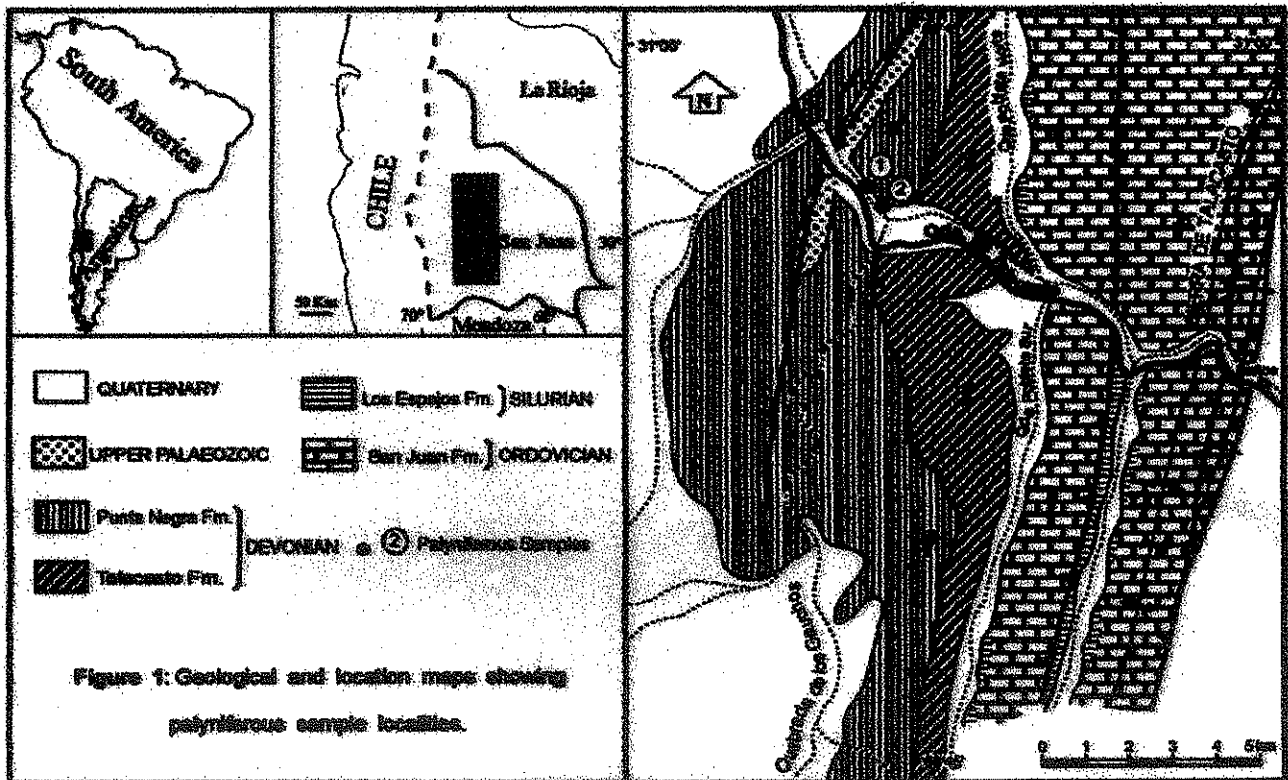
The Devonian sequences of the Central Precordillera Ranges extend in north-south sub parallel belts, in the Province of San Juan, western Argentina (Figure 1). The Devonian sedimentary rocks of the Central Precordillera are represented by the Talacasto Formation of early Lochkovian to late Emsian age, and the Punta Negra Formation, doubtfully assigned to the middle-late? Devonian. Erosional unconformities separate the Devonian sequence from the underlying Silurian and from the overlying Carboniferous deposits. A depositional continuity has been observed between the muddy platform of the Talacasto Formation and the turbiditic deposits related to a delta complex of the Punta Negra Formation. A complete stratigraphical and sedimentological description of this unit has been published by Astini (1990) and Martínez & Astini (1990). Due to the scarce fossils, the age of the unit was interpreted based on her stratigraphic relations and some plant debris. Recent palynological researches in the Quebrada de Talacasto (Figure 1) provided acritarchs, prasinophytes, miospores, chitinozoans, abundant plant debris and rests of cuticles. This material was recovered from thinly laminated dark-green claystones and siltstones with intercalations of fine to medium-grained sandstones. A previous paper presents a complete list of palynomorphs (Rubinstein, 1999). These assemblages are poor in both, diversity and abundance, and not well preserved. Many specimens are partly carbonized and fragmented and only a few species could be positively determined. Nevertheless, some characteristic species of the middle Devonian deposits around the world, but not restricted to this period were identified. They are the acritarchs *Navifusa bacillum* (Deunff) Playford 1977, *Muraticavea munificus* Wicander & Wood 1981, *Cymatiosphaera canadensis* Deunff 1961 and *Polyedryxium decorum* Deunff 1955 and the miospores *Emphanisporites annulatus* McGregor 1961 and *Verrucosisporites scurrus* (Naumova) McGregor & Camfield 1982, in the sample 1. This assemblage was originally assigned to the Eifelian-Givetian. The sample 2 yielded the acritarchs *Arkonites bilixus* Legault 1973, *Estiastra* cf. *E. sp.* in Ottone 1996 and *Estiastra* cf. *E. rhytidoa* Wicander & Wood 1981 and the miospores *Corystisporites multispinosus* Richardson 1965 and *Verrucosisporites bulliferus* (Taugourdeau-Lantz) Richardson & McGregor 1986. This last assemblage has been provisionally assigned to the Givetian-Frasnian boundary (*Archaeoperisaccus ovalis-Verrucosisporites bulliferus* Zone, of Richardson & McGregor, 1986) because of the presence of only one specimen of *V. bulliferus*, moreover the fact that other characteristic species of the cited biozone were absent. New studies on chitinozoans have shed new light over original data, based on acritarchs and miospores. Chitinozoans, even if they are scarce and poorly preserved, allow to refine the age of the formation. The presence of *Fungochitina pilosa* (Collinson & Scott, 1958), *?Ancyrochitina langei* Sommer & van Boekel, 1964 and a probably new *Ancyrochitina* sp. (in both samples), very common in the middle-late Givetian (Grahn, pers. comm.) suggests a Givetian, probably middle to late Givetian age, for the palynological assemblages of the Punta Negra Formation. During the revision of the material under SEM, the Gondwanan acritarch *Bimerga bensonii* Wood 1995 has been found in sample 1. This acritarch has been previously recovered only from the Eifelian-Givetian of Ghana and Bolivia. Generally, no especial differences have been recognized between palynological assemblages from Gondwana and the Northern Hemisphere. However, the occurrence of *Bimerga bensonii* in the Punta Negra Formation, would confirm the existence of an oceanic connection between both gondwanic areas, South America and Africa, and the significance of palynomorphs as a tool for Gondwanan Devonian correlations, such as proposed by Wood (1995).

Aknowledgments:

A many special thanks to Yngve Grahn and Iskra Lakova for your inestimable help in the taxonomic classification of chitinozoans. This paper is a contribution to the Project No 421, IGPC-IUGS, North Gondwana Mid- Palaeozoic biodynamics.

References

- Astini, R., 1990. Formación Punta Negra : un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma ?. Reunión Arg. Sed., Actas 3, 19-24.
- Martínez, M., R. Astini, 1990. Facies de fan delta en la Formación Punta Negra, sur oeste de Jáchal, Precordillera de San Juan. Reunión Arg. Sed., Actas 3, 345-351.
- Richardson, J., McGregor, D., 1986. Silurian and Devonian spores zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. Geol. Surv. Canada, Bull. 364, pp. 78.
- Rubinstein, C., 1999. Primer registro palinológico de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior), de la Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, Tomo Especial 6. X Simp. Arg. Paleobot. Palinol., 13-18.
- Wood, G., 1995. The Gondwanan acritarch *Bimerga bensonii* gen. et sp. nov.: paleogeographic and biostratigraphic importance in the Devonian Malvinokaffric Realm. Palynology 19, 221-231





ESTRATIGRAFÍA Y CONODONTOS DEL DEVÓNICO INFERIOR DEL SINCLINAL DEL CAUREL-PEÑALBA (NO DE ESPAÑA)

Sanz López, J., Expósito Vaqueiro, C.M. y Montesinos, J.R.

Facultade de Ciencias da Educación, Universidade da Coruña, Paseo de Ronda 47. E-15011 A Coruña, España.

El Sinclinal del Caurel-Peñalba es un pliegue de dimensiones kilométricas en cuyo núcleo están preservadas rocas del Devónico. En particular, braqui epodos y dacrioconáridos del Praguense y Emsiense han sido referidos por diferentes autores. El sinclinal está situado en el límite entre la Zona Centroibérica y la Zona Asturoccidental-leonesa del Macizo Hespérico (Martínez-Catalán *et al*, 1992), por lo que la estratigrafía del Devónico resulta interesante para el conocimiento del Paleozoico medio peninsular.

El estudio estratigráfico realizado a partir de varias secciones, ha permitido delimitar y caracterizar un conjunto de pizarras y carbonates como Formación Peñalba. Dicha unidad se dispone sobre pizarras con dentoide, limolitas y areniscas de la Formación Salas, y es dividida en el Miembro Seceda y el Miembro Carucedo, cuyos límites son redefinidos (figura 1). El Miembro Seceda comienza con un tramo de unos 8 a 20 m de espesor, compuesto por calizas crinoidales, calizas arenosas y localmente, cuarcitas. Por encima, una sucesión de pizarras con intercalaciones de calizas biocásticas crinoidales ha sido dividida en 5 tramos en La Barosa (Río Sil). Las calizas incrementan su espesor y abundancia a lo largo de los 4 primeros tramos, para disminuir en el quinto. El Miembro Carucedo es restringido al conjunto suprayacente compuesto por calizas biocásticas nodulares bioturbadas y calizas crinoidales.

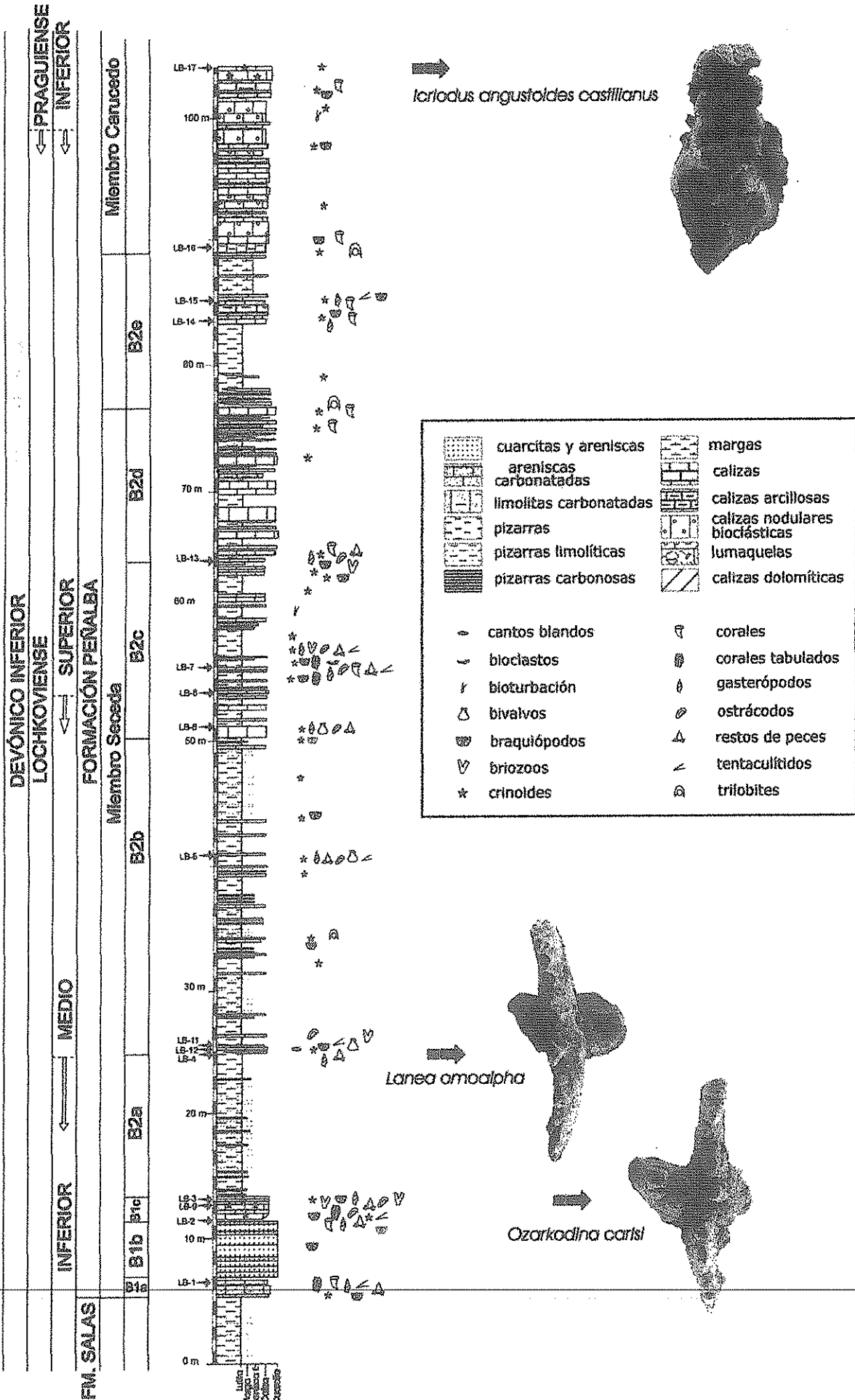
Los conodontos extraídos del tramo B1 del Miembro Seceda son correlacionados con la unidad dicy de la Formación Luesma en Aragón, Lochkoviense inferior. Una edad Lochkoviense medio se ha detectado desde la base del tramo B2b, por la presencia de *Lanea omoalpha* Murphy y Valenzuelá. El Lochkoviense superior tiene su inicio dentro del tramo B2c, donde se encuentra un incremento en los carbonates. El límite Lochkoviense/Praguense queda indefinido en un intervalo que abarca desde la parte media del tramo B2e a la parte inferior del Miembro Carucedo, donde a 15 m de la base se ha obtenido *Icriolus angustoides castilianus* Carls. *Icriodus* cf. *simulator* Carls proviene de niveles altos del Miembro Carucedo, e indica una edad Praguense inferior.

Agradecimientos.

Este trabajo se ha beneficiado del Proyecto DGE-PB98-1558 y es una contribución al Proyecto PICG 421.

BIBLIOGRAFÍA

Martínez Catalán, J. R., Hacar Rodríguez, M. P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaín, A. y González Lodeiro, F. 1992. Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81/2: 545-560.





CONODONTOS DEL WENLOCK DEL MACIZO DEL MARIMANYA, PIRINEO CENTRAL

Sanz-López, J.¹ y Palau Ramírez, J.²

1 Fac. Ciencias da Educación, Universidade da Coruña, Paseo de Ronda 47. E-15011 A Coruña, España.

2 RSE Aplicaciones Territoriales S.A., Princep Jordi 21-23, A, entr. 3, E-08014 Barcelona, España.

La prospección para conodontos de los mármoles adyacentes al batolito del Marimanya (Marimanya o Marimaña) en el Pirineo central, proporcionó conodontos del Devónico (Losantos *et al.*, 1986; Moret y Weyant, 1986), junto a asociaciones del Silúrico, donde destacaba la presencia de *Kockelella* cf. *K. ranuliformis* (Walliser). Desde entonces tan sólo Sarmiento y García-Palacios (1996) han obtenido elementos de *K. sp. aff. K. ranuliformis* en pizarras negras de un intervalo alrededor del límite Llandovery-Wenlock en la Península Ibérica.

Los conodontos silúricos proceden de un conjunto carbonatado denominado Caliza del prat del Marxant, cuya base corresponde a un nivel de despegue (falla de Roca Blanca de Palau, 1995). De manera, que la Caliza se superpone directamente sobre rocas del Cambro-ordovícico o como en la sección estudiada, sobre unas calizas entre pizarras y un conglomerado carbonatado atribuidos al Ordovícico Superior (Figura 1). La parte inferior de la Caliza del prat del Marxant está compuesto por unos 8 m de calizas y pizarras, usualmente plegados. Las calizas son *packstone* a *grainstone* granodecrecientes de crinoides con corales, briozoos y cantos blandos. La parte superior de la Caliza (14-20 m) está formado por calizas crinoidales grises o blancas y calizas negras con crinoides y ortocerátidos.

Los elementos obtenidos en la parte inferior de la Caliza del prat del Marxant no sólo corresponden a *K. ranuliformis*, sino que en las 3 primeras muestras están acompañadas por *K. walliseri* (Helfrich), especie que persiste en el techo del tramo inferior. *K. walliseri* deriva de *K. ranuliformis* y su solapamiento estratigráfico es variable según los autores, aunque siempre en el Sheinwoodiense medio (Wenlock). Los hallazgos de estos conodontos confirman la presencia de unas calizas con faunas de aguas poco profundas en unas facies distintas a las pizarras carbonosas usuales en el Wenlock del Pirineo. Por otro lado, suponen un elemento nuevo para la discusión paleobiogeográfica, ya que *K. walliseri* es un taxón escaso en muchas sucesiones, pero con una distribución amplia en áreas consideradas de latitudes bajas y ha sido reconocido por primera vez en una sucesión de la Europa peri-Gondwánica.

Agradecimientos.

Este trabajo se ha beneficiado del Proyecto DGE-PB98-1558 y es una contribución al Proyecto PICG 421.

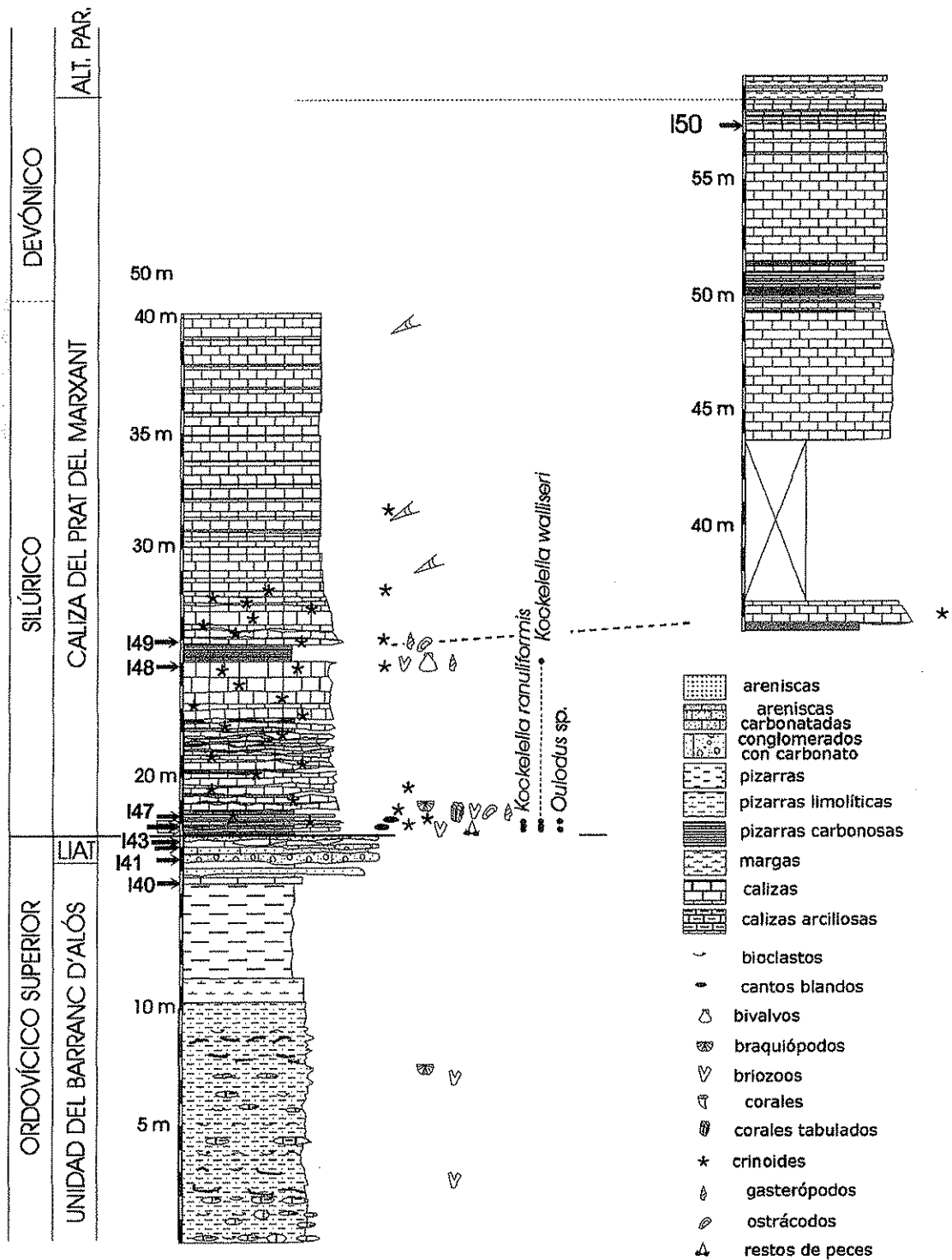


Figura 1. Sección estratigráfica de la Caliza del Prat del Marxant, Marimanya.



CONODONTOS DE LA CALIZA URBANA (ASHGILL) DE SIERRA MORENA ORIENTAL (ZONA CENTROIBÉRICA)

Sarmiento, G.N.¹, Leyva, F.², Gutiérrez-Marco, J.C.¹ y del Moral, B.³

- 1 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid, España. c/e: villasar@mx4.redestb.es y jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es
- 2 INIMA-Servicios Europeos de Medio Ambiente S.A., Arturo Soria 336, E-28003 Madrid.
- 3 Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, E-28040 Madrid.

Introducción

La Caliza Urbana constituye la única unidad carbonatada del Ordovícico centroibérico, que presenta un espesor y desarrollo lateral muy variable en relación tanto con la paleotopografía de la cuenca de sedimentación, como con los fenómenos erosivos ligados a la regresión eustática impuesta por la glaciación hirnantiense en Gondwana.

En la parte más oriental de Sierra Morena (noreste de la provincia de Jaén y sureste de la de Ciudad Real), la unidad calcárea fue citada por varios autores a partir de finales del siglo XIX, sin aportar estudios estratigráficos relevantes (referencias en Sarmiento, 1993). Hafenrichter (1979) publica columnas de detalle en sendos afloramientos cercanos a Terrinches y Puebla del Príncipe (Ciudad Real), donde obtiene los primeros conodontos, que identifica a un nivel morfogenérico (no multielemental). Otros ensayos previos para la obtención de microfósiles en la Caliza Urbana del sur de Aldeaquemada y el embalse del Guadalmena habían resultado negativos (referencias en Sarmiento, 1993).

La realización de la moderna cartografía MAGNA 1:50.000 en el último decenio, ha propiciado el estudio estratigráfico y cartográfico de la Caliza Urbana en las hojas 839, 840, 863 y 864 (2ª serie inédita), dando como resultado el descubrimiento de nuevas secciones de interés y la realización de un muestreo micropaleontológico sistemático del que aportamos aquí algunos datos preliminares.

Secciones y localidades con conodontos

En el sureste de la provincia de Ciudad Real, cerca de su límite con las de Jaén y Albacete, hemos encontrado conodontos en los afloramientos de Caliza Urbana ubicados 3.9 km al SO de Villamanrique (Hoja 839, coord. 30S VH 497.7 4263.6) y 2.8 km al SE de Puebla del Príncipe (Hoja 839, 30S WH 508.45 4266.9; =perfil XIII de Hafenrichter, 1979, que tiene la serie invertida con respecto a la realidad). Otras muestras tomadas 7 km al OSO y 8.5 km al SSE de Villamanrique, así como 3.3 km al SSE de Terrinches dieron resultados negativos.

En el norte de la provincia de Jaén, los afloramientos existentes en los términos de Vilches y Navas de San Juan se presentan muy recristalizados y no libraron microfósiles. Sin embargo, al norte de Santisteban del Puerto, dos puntos ubicados 3 km al NNE y 4.6 km al ENE de la casa de La Alameda (respectivamente Hoja 863, 30S VH 481.28 4254.6; y Hoja 864 30S VH 484.35 4253.2) libraron conodontos determinables, así como también en otra localidad situada 1400 m al NO del embalse de Guadalmena, en el término de Chiclana de Segura (Hoja 864, 30S WH 506.95 4297.6).

La búsqueda de conodontos en otros afloramientos de Caliza Urbana ubicados 7.7 km al O de Bienservida (Albacete) dieron resultados negativos.

Aspectos bioestratigráficos y paleobiogeográficos

Todas las localidades precedentes han librado elementos conodontales pertenecientes a una misma asociación de conodontos, que tipifica la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* representada en otras secciones de la Caliza Urbana de los sinclinales de Corral de Calatrava, Almadén, Puertollano-Almuradiel y Viso del Marqués, entre otros (Sarmiento, 1993, con

referencias previas). En los yacimientos de Sierra Morena Oriental se han identificado: "*Eocarniodus*" *gracilis* (Rhodes), *Hamarodus europaeus* (Serpagli), *Panderodus gracilis* (Branson & Mehl), *Sagittodontina robusta* Knüpfer, *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* Branson & Mehl, *Panderodus* sp., *Panderodus?*, *Protopanderodus?* sp. y *Scabbardella?* sp., además de numerosos restos indeterminables. La edad indicada por la Biozona de *A. ordovicicus* es Ashgill s.l., si bien su desarrollo a escala de la Península Ibérica corresponde esencialmente al Cautleyense-Rawtheyense (Ashgill "medio": Sarmiento *et al.*, 1999b).

Desde el punto de vista paleobiogeográfico, la abundancia de *Scabbardella* y *Sagittodontina*, especialmente patente en las muestras de Puebla del Príncipe, permite adscribir las asociaciones a la Provincia Mediterránea, integrante del Dominio Noratlántico de conodontos (Sweet y Bergström, 1984). Los elementos registrados pertenecen a una comunidad de aguas someras característica de las plataformas perigondwánicas de elevadas paleolatitudes, que muestra diferencias con otras biofacies desarrolladas dentro de la misma provincia, por ejemplo en Avalonia-Báltica, Cerdeña o los Alpes (cf. Sweet y Bergström, 1984; Ferretti y Serpagli, 1998).

La aplicación del método del análisis de la alteración del color a los conodontos individuales proporciona valores del índice (CAI) que varían entre 4 y 6.5 para los afloramientos estudiados, equivalentes a paleotemperaturas del orden de los 190 y 550°C, respectivamente. Estos resultados son muy similares a los valores del CAI registrados en secciones más occidentales de la Caliza Urbana, ubicadas en la región surcentroibérica (Sarmiento *et al.*, 1999a). La concurrencia de distintos valores del CAI en una misma muestra (por ejemplo las de la sección de Puebla del Príncipe, con CAIs que oscilan entre 4.5 y 6) revela procesos de alteración hidrotermal que afectaron posteriormente a la unidad, y que están en relación con las mineralizaciones explotadas desde la antigüedad en lugares próximos de Sierra Morena.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PB96-0839 del MCYT y 410 del PICG (IUGS-UNESCO). G.N. Sarmiento participa a través de una beca postdoctoral de la Comunidad de Madrid.

Bibliografía

- Ferretti, A. & Serpagli, E. 1998. Late Ordovician conodont faunas from southern Sardinia, Italy: biostratigraphic and paleogeographic implications. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 37: 215-236.
- Hafenrichter, M. 1979. Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle Untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. *Arbeiten der Paläontologisches Institut Würzburg*, 3, 1-139
- Sarmiento, G.N. 1993. *Conodontos ordovicicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 468 pág. (inéd.).
- Sarmiento, G.N., García-López, S. & Bastida, F. 1999. Conodont colour alteration indices (CAI) of Upper Ordovician limestones from the Iberian Peninsula. *Geologie en Mijnbouw*, 77, 77-91.
- Sarmiento, G. N., Gutiérrez-Marco, J. C. & Robardet, M. 1999. Conodontos ordovicicos del Noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las zonas Austuroccidental-Leonesa y Centroibérica durante el Ordovícico Superior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12: 477-500.
- Sweet, W.C. & Bergström, S.M. 1984. Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. *Geological Society of America Special Paper*, 196. 69-87.



CONODONTOS DE LA FORMACIÓN FERRADOSA (ASHGILL), SERRA DO BUÇACO, ZONA CENTRO IBÉRICA PORTUGUESA

Sarmiento, G.N.¹, Gutiérrez-Marco, J.C.¹, Robardet, M.² y Piçarra, J.M.³

- 1 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-2840 Madrid, España.
- 2 Géosciences-Rennes/CNRS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu - Bat. 15, F-35042 Rennes Cedex, Francia.
- 3 Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geología, Apart. 104 ,P-7802 Beja codex, Portugal.

La Serra do Buçaco comprende importantes afloramientos de materiales del Paleozoico Inferior, entre los que destaca la sucesión ordovícica por presentarse especialmente completa. Esta ha sido objeto de numerosos estudios por parte de investigadores portugueses, franceses y británicos, los cuales fueron sintetizados por Oliveira *et al.* (1992).

De acuerdo con Young (1988), los materiales del Ashgill se disponen disconformes sobre la Fm. Louredo del Caradoc, y comprenden dos facies bien distintas tipificadas por sendas formaciones. Por un lado, la Fm. Porto do Santa Anna, incluye volcanitas con intercalaciones calcáreas silicificadas, que en su conjunto han sido correlacionadas con la Fm. Rosan del Macizo Armoricano francés. Por otra parte, en el sector centro-meridional del sinclinal de Buçaco, los materiales del Ashgill están representados por una potente unidad calcárea, descrita como Fm. Ferradosa. En ella se ubican los únicos hallazgos de conodontos ordovícicos citados en Portugal y que corresponden a datos inéditos de Young (en Oliveira *et al.*, 1992, pág. 369).

En los últimos años hemos investigado micropaleontológicamente diversos niveles calcáreos del Ashgill aflorantes en varias localidades de la Serra do Buçaco. Los niveles descalcificados de la Fm. Porto de Santa Anna, no han proporcionado hasta el momento conodontos. Los hallazgos que constituyen el motivo de esta contribución provienen de la Fm. Ferradosa. Esta unidad se presenta generalmente dolomitizada y de acuerdo con Young (1988) puede ser dividida en dos miembros: el inferior o Mb. Poiars, consiste en 5-6 m de materiales calcáreos descalcificados con numerosos braquiópodos, briozoos y equinodermos atribuidos al Ashgill inferior. El conjunto superior, Mb. Riba de Cima, comprende aproximadamente 100 m de dolomías masivas que cerca de su techo contienen fósiles semejantes a los registrados en la Fm. Porto de Santa Anna, en una posición estratigráfica comparable (Ashgill medio).

Nuestro estudio se ha centrado fundamentalmente en el análisis de los niveles menos dolomitizados que aparecen expuestos en las canteras al sur de Galiana y en el corte tipo de la Fm. Ferradosa (canteras B y C de Young, 1988). En estas localidades sólo hemos obtenido fragmentos de conodontos no identificables taxonómicamente.

Los afloramientos más meridionales de la Fm. Ferradosa se sitúan en torno a Venda Nova, 7 km al sureste de Penacova. En este sector se muestrearon sistemáticamente los bancos carbonatados que se hallan expuestos en antiguas canteras, obteniendo una pequeña colección de conodontos en un punto (BU-P) contiguo al talud de la carretera local San Miguel de Poiars - Venda Nova, 400 m al sureste de esta última localidad.

Se han identificado los siguientes taxones de conodontos: *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* Branson & Mehl, "*Eocarniodus*" *gracilis* (Rhodes)?, *Sagittodontina* cf. *robusta* Knüpfer, *Panderodus* sp. y *Scabbardella*?sp. La asociación estudiada permite atribuir los niveles basales del Mb. Riba de Cima a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*. Esta asignación concuerda con la edad anticipada por Young (1988) y confirma también el hallazgo inédito de conodontos en un punto no concretado de la formación, mencionado por este último autor en Oliveira *et al.* (1992).

Por otra parte, es posible establecer una clara correlación de la Fm. Ferradosa con diversas unidades litoestratigráficas del Ashgill pre-Hirnantiense de España.



La referida asociación de conodontos tipifica la Biofacies de *Sagittodontina - Scabardella* que es característica de ambientes marinos someros emplazados en paleolatitudes elevadas, dentro de la Provincia Mediterránea de conodontos (Sweet y Bergström, 1984).

Los conodontos de la Fm. Ferradosa fueron previamente estudiados desde el punto de vista tafonómico, especialmente aquellos aspectos que conciernen a su aplicación como paleogeotermómetros, por Sarmiento *et al.* (1999). Según estos autores, los valores del CAI (índice de alteración del color), juntamente con las características texturales de los conodontos, indican para las rocas portadoras condiciones de metamorfismo de grado bajo (epizona).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PB96-0839 del MCYT y 410 del PICG (IUGS-UNESCO). G.N. Sarmiento participa a través de una beca postdoctoral de la Comunidad de Madrid.

Bibliografía

- Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J.M., Young, T. e Romano, M. 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução. En: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, pp. 359-375.
- Sarmiento, G.N., García-López, S. and Bastida, F. 1999. Conodont colour alteration indices (CAI) of Upper Ordovician limestones from the Iberian Peninsula. *Geologie en Mijnbouw*, 77: 77-91.
- Sweet, W.C. and Bergström, S.M. 1984. Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. *Geological Society of America, Special Paper*, 196: 69-86.
- Young, T.P. 1988. The lithostratigraphy of Upper Ordovician of central Portugal. *Journal Geological Society of London*, 145: 377-392.



CONODONTES DO SILÚRICO (SUPERIOR?)-DEVÓNICO NOS “MÁRMORES DE ESTREMOZ”, SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS (ZONA DE OSSA MORENA, PORTUGAL). IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAIS A NÍVEL REGIONAL / UPPER SILURIAN(?)-DEVONIAN CONODONT REMNANTS FROM THE ESTREMOZ MARBLES, ESTREMOZ- BARRANCOS SECTOR, OSSA MORENA ZONE, PORTUGAL. REGIONAL STRATIGRAPHIC AND STRUCTURAL IMPLICATIONS

Sarmiento G.N.¹, Piçarra, J.M.² e Oliveira, J.T.³

1 Instituto de Geologia Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-2840 Madrid, España

2 Instituto Geológico e Mineiro, Dep. de Geologia, Ap. 104, 7802 Beja codex, Portugal

3 Instituto Geológico e Mineiro, Dep. de Geologia, Ap. 7586, 2720 Alfragide, Portugal e Dep. de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto, Portugal

Abstract

The Estremoz Marbles (also known as Complexo Margo-Carbonatado de Estremoz) form the upper part of the lithostratigraphic sequence of the Estremoz Anticline, Ossa Morena Zone, Portugal. They are intensively exploited due to their high quality as ornamental stone. The age of these marbles was traditionally ascribed to the Lower Cambrian (Gonçalves, 1971) or Ordovician (V. Oliveira, 1984; Oliveira *et al.* 1991) the latter confirmed by the identification of post-Lower Ordovician crinoids (Piçarra & Le Menn, 1994). The recent identification of Upper Silurian to Devonian conodont fragments rises the possibility that the age of these marbles may reach the Devonian. This result implies a profound revision of the stratigraphic succession of the Estremoz Anticline and similar sequences known elsewhere in the Ossa Morena Zone. It would also imply a revision of the regional tectonic structure and even the paleogeography.

Resumo

“Mármore de Estremoz” é a designação mais vulgar por que é conhecida a parte mais alta de uma sucessão vulcano sedimentar carbonatada, aflorante no núcleo das estruturas anticlinas de Estremoz e Ferrarias, na região de Estremoz-Alandroal do sector de Estremoz-Barrancos. Esta sucessão inicia-se por um conjunto de calcários dolomíticos (Formação Dolomítica) que contacta superiormente, e de modo descontínuo, com os referidos mármore através de um “nível sílico-ferruginoso”.

Os “mármore de Estremoz”, também designados por Complexo Vulcano sedimentar de Estremoz, são constituídos por calcários com intercalações de xistos negros, calcoxistos e vulcanitos ácidos e básicos. A sua idade tem sido uma das questões mais problemáticas por resolver, atendendo à ausência de dados cronoestratigráficos precisos. Assim, têm-lhe sido atribuídas várias idades, nomeadamente: Câmbrico e Silúrico (Coelho & Gonçalves, 1970); Câmbrico inferior (Gonçalves, 1971); Ordovícico (V. Oliveira, 1984; Oliveira *et al.* 1991). Em 1994, Piçarra & Le Menn identificam colunares e fragmentos pedúnculares de crinóides em calcários situados a 50 m do topo da sucessão, na estrutura anticlinal de Ferrarias. As características morfológicas destas formas, permitiram considerar aquelas litologias como sendo posteriores ao Ordovícico inferior. Estes autores admitem mesmo a possibilidade daqueles calcários serem do Ordovícico superior ou então posteriores ao Silúrico superior.

Os elementos conodontais que se dão a conhecer neste trabalho, provêm dos calcários fossilíferos antes citados, situados aproximadamente a 300 m a ESE do Monte do Cubo, a sudeste de Alandroal. Os calcários, com coloração cinzenta escura a negra, dispõem-se em níveis de 10 cm de espessura e apresentam localmente clastos de quartzito, lenticulas de xisto negro e fragmentos pedunculares de crinóides, sugerindo remobilização sedimentar associada ao processo de deposição.

A análise micropaleontológica destes níveis calcários permitiu detectar a presença de um número relativamente escasso de fragmentos de conodontos. A maioria deles correspondem a elementos ramiformes, entre os quais se identificou *Oulodus* sp. e *Ozarkodina* sp. Encontraram-se ainda alguns fragmentos que parecem corresponder a elementos pectiniformes. Todos os elementos conodontais estão fragmentados em grau variável e as suas paredes estão total ou parcialmente recristalizadas. A deficiente conservação do material paleontológico torna praticamente impossível a determinação taxonómica a nível específico, pelo que é difícil estabelecer com precisão a idade dos calcários. Contudo, podemos assinalar que o género *Oulodus* Branson & Mehl, 1933 está amplamente distribuído no Silúrico superior do NO da Europa, enquanto que as espécies do género *Ozarkodina* Branson & Mehl, 1933 são particularmente abundantes no Silúrico e Devónico Inferior.

A cor de alteração dos elementos conodontais (CAI) agora identificados, corresponde a valores de 5.5 e 6, os quais são indicativos de paleotemperaturas superiores aos 300°C. Em consequência disso, as rochas que proporcionaram estes elementos teriam alcançado um metamorfismo regional correspondente à fácies dos xistos verdes. Por outro lado, a coexistência de dois valores de CAI, na associação estudada, revela ter havido fluidos hidrotermais, provavelmente relacionados com manifestações vulcânicas que ocorrem intercaladas nos materiais carbonatados, como se deduz pelo presença de numerosos cristais de pirite alterada.

Embora os resultados obtidos não sejam ainda determinativos quanto à idade precisa dos "mármorez de Estremoz" (ou Complexo Vulcano-sedimentar de Estremoz), eles revelam-se de grande importância geológica, não só a nível local como regional, produzindo os seguintes efeitos:

- a) Excluem desde já a hipótese dos mármores de Estremoz serem do Ordovícico.
- b) Induzem alterações significativas na sucessão cronoestratigráfica geralmente admitida para os anticlinais de Estremoz e Ferrarias.
- c) Levantam questões de ordem paleogeográfica, relativamente à natureza litológica dos materiais do Silúrico-Devónicos já conhecidos no sector de Estremoz-Barrancos.
- d) Implicam a reinterpretação da relação estrutural entre os anticlinais de Estremoz e Ferrarias e os respectivos envolventes, levando a admitir a possibilidade da existência de um contacto tectónico importante (carreamento?), hipótese já anteriormente colocada (Araújo, 1989; Silva *et al.*, 1994).
- e) Podem ter reflexos na atribuição de idades às sequências estratigráficas carbonatadas de outras regiões da Zona de Ossa Morena, nomeadamente Moura-Ficalho, Alvito-Viana do Alentejo e Aracena, esta já em Espanha, face aos muitos pontos em comum que estas sequências tem com a dos anticlinais de Estremoz e Ferrarias.

Agradecimentos

Os resultados obtidos inserem-se no Projecto de Investigação do IGM, "Estudo estratigráfico do Paleozóico inferior do sector de Estremoz-Barrancos (Zona de Ossa Morena). Bioestratigrafia do Silúrico", que o segundo dos autores desenvolveu. Os últimos trabalhos realizados enquadram-se no âmbito do Projecto PRAXIS/P/CTE/14089/1998 "Sedimentary basin dynamics during the Variscan Tectonic inversion" subsidiado pela Fundação Para a Ciência e Tecnologia. Esta nota é também uma contribuição para o projecto 421 do Programa Internacional de Correlação Geológica

O trabalho de G.N.S. foi realizado no âmbito de uma bolsa pós-doutoral concedida pela Comunidad de Madrid.

Referências

- Araújo, A. 1989. Estrutura de uma geotransversal no rio Guadiana, entre Moura e Mourão. Prova de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Dep. Geologia da Fac. Ciências de Lisboa.
- Coelho, A. V. P. & Gonçalves, F. 1970. Rocha hiperalcálica de Estremoz. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 17: 181-185.
- Gonçalves, F. 1971. Contribuição para o conhecimento geológico dos Mármorez de Estremoz. *Estudos, Notas e Trabalhos do SFM*, 20(1-2): 201-207.
- Oliveira, J. T., Oliveira, V. & Piçarra, J. M. 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 77: 3-26.
- Oliveira, V. 1984. Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Estudos, Notas e Trabalhos do SFM*, 26(1-4): 103-126.
- Piçarra, J. M. & Le Meen, J. 1994. Ocorrência de crinóides em mármorez do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz: implicações estratigráficas. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 80: 15-25.
- Silva, J. B., Ribeiro, A., Oliveira, J. T., Piçarra, J. M. & Araújo, A. 1994. Thin skinned model for the Ossa Morena Zone. *Boletim Geológico y Minero*, 105(6): 531-536.



CONODONTOS DEL CARADOC (ORDOVÍCICO SUPERIOR) DEL MACIZO HESPÉRICO

Sarmiento, G.N.¹, Robardet, M.² y Gutiérrez-Marco, J.C.¹

- 1 Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid, España. c/e: villasar@retemail.es y jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es
- 2 Géosciences-Rennes/CNRS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu - Bat. 15, F-35042 Rennes Cedex, Francia. c/e: Michel.Robardet@univ-rennes1.fr

Introducción

El registro de conodontos ordovícicos pre-ashgillenses es bastante esporádico en todo el margen norte del continente de Gondwana, debido a la ausencia generalizada de facies carbonatadas o de lutitas finas susceptibles de preservar este grupo tan difundido de microfósiles.

Dentro del Macizo Hespérico, ciertos niveles lumaquéllicos intercalados en sucesiones detríticas han brindado recientemente algunos conodontos del Ordovícico Inferior (Sarmiento y Gutiérrez-Marco, 1999) y Medio (Sarmiento *et al.*, 1995), correspondiendo en todos los casos a asociaciones poco diversificadas y de difícil asignación en el marco bioestratigráfico de la provincia noratlántica.

Por lo que respecta a las asociaciones de conodontos del Ordovícico Superior, la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus* ha sido bien caracterizada en la Caliza Urbana y formaciones calcáreas equivalentes del Ashgill pre-Hirnantense (Sarmiento *et al.*, 1999, con referencias). El registro de conodontos más antiguos se limita al hallazgo de un ejemplar de *Icriodella* sp. en el Caradoc de la Cordillera Ibérica (Kolb, 1978), por lo que en este trabajo nos proponemos actualizar el conocimiento de los conodontos del Caradoc ibérico presentando algunos nuevos registros.

Cordillera Ibérica

Como acabamos de mencionar, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica fue Kolb (1978) el autor que identificó el primer conodonto del Caradoc de España. Se trata del fragmento de un elemento Pa de *Icriodella* sp., procedente de los niveles más elevados del Miembro Piedra del Tormo de la Formación Fombuena en la sección Arroyo del Val-II (Cadenas Ibéricas Orientales). El examen de la ilustración aportada por Kolb (1978, lám. 4, fig. 42a-42b) confirma plenamente la identificación de este ejemplar único.

Zona Centroibérica

Los nuevos hallazgos se sitúan en la región surcentroibérica y corresponden aproximadamente a un mismo horizonte estratigráfico. La localidad más septentrional se sitúa unos 9 m por encima de la base de las "Pizarras Intermedias" que afloran a orillas del embalse de García de Sola, en el flanco sur del sinclinal de Herrera del Duque (Hoja 755), donde identificamos: *Panderodus* sp. y *Drepanoistodus?* sp. Una segunda localidad más meridional se sitúa en las inmediaciones de la casa de Cantuesal, al norte del término municipal de La Carolina (Jaén), a tan sólo 1,2 m por encima de la base de las "Pizarras Cantera". En este yacimiento aparecen representados *Panderodus gracilis* (Branson & Mehl) e *Icriodella* cf. *superba* Rhodes, *Amorphognathus* sp., así como otros fragmentos indeterminables.

Zona de Ossa-Morena

Los únicos datos sobre conodontos del Caradoc provienen de un nivel de remobilización situado en el techo de una unidad calcárea (la "Caliza de Pelmatozoos" del Ashgill), que aflora en el flanco norte del sinclinal del Valle, al oeste de Cazalla de la Sierra (Sevilla), en las inmediaciones del cortijo Galiaró. La asociación de conodontos incluye *Icriodella superba* Rhodes, *Sagittodontina* aff. *robusta* Knüpfér, *Amorphognathus* sp., *Aphelognathus?* sp. y *Plectodina* sp.

Bioestratigrafía

La única asociación encuadrable desde el punto de vista bioestratigráfico es la del sinclinal del Valle (Zona de Ossa-Morena), asignable a la Biozona de *Amorphognathus superbus* del Caradoc superior, aún en ausencia de la forma nominal o de otros representantes del género *Amorphognathus*.

Los registros de la Cordillera Ibérica y de la región surcentroibérica corresponden a los materiales que sellan, o suceden inmediatamente, a una importante laguna estratigráfica del Caradoc temprano generalizada en toda la Europa mediterránea (Villas, 1995; Romao *et al.*, 1995, con referencias). En este sentido, los horizontes que libraron los conodontos han sido datados como Viniciense-Zahoraniense mediante braquiópodos y quitinozoos, equivalentes al Burrelliense del Caradoc británico.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PB96-0839 del MCYT y 410 del PICG (IUGS-UNESCO). G.N. Sarmiento ha sido financiada por una beca postdoctoral de la Comunidad de Madrid.

Bibliografía

- Kolb, S. 1978. Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes S Cerveruela in den östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). Diplomarbeit Universität Würzburg, 122 pág. (inéd.).
- Romao, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Oliveira, J.T. y Marques Guedes, A. 1995. A formação de Cabeço do Peao (Ordovícico Superior) no sinforma Amêndoa-Carvoeiro (SW da ZCI) e sua correlação estratigráfica na provincia mediterrânica. Memoria do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto, 4, 121-126.
- Sarmiento, G.N. y Gutiérrez-Marco, J.C. 1999. Microfósiles ordovícicos en olistolitos carboníferos de la Cuenca del Guadiato, Adamuz. Temas Geológico-Mineros ITGE, 26, 580-584
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I. 1995. A biostratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain. In Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): Ordovician Odyssey. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 61-64.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C. y Robardet, M. 1999b. Conodontos ordovícicos del noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica durante el Ordovícico Superior. Revista de la Sociedad Geológica de España, 12, 377-400.
- Villas, E. 1995. Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain). Géobios, 28, 49-84.



SCARCITY AND PROBLEMATIC CORRELATION VALUE OF PRESENT INDEX SPECIES IN CONODONT STRATIGRAPHY OF THE PRAGIAN STAGE (LOWER DEVONIAN)

Slavík, L.

Institute of Geology, Academy of Sciences CR, Rozvojova 135, 165 02 Prague 6, Czech Republic, e-mail: slavik@gli.cas.cz

Persisting problems within Pragian conodont zonation

The purpose of the ongoing research is to contribute to the solution of standard Pragian conodont zonal scale. Devonian conodont biostratigraphy is based on very rapid evolution of individual taxa of this faunal group. The universal application of conodont zonation, which represents an effective tool for time correlation of rock microfacies, is used worldwide. Due to other well-known advantages, this method is widely accepted by a large geological community. However, if we focus on Devonian, we can trace up several partial difficulties within its conodont zonation. In contrast to Middle and Upper Devonian "almost non-problematic" zonation, completely different situation in Lower Devonian could be found. Especially Pragian stage bears traditionally many problems from this point of view.

The development of Pragian conodont zonation has a long history. A conodont-based subdivision of the Lower Devonian into several zones, initiated by Klapper (1969), has been refined by subsequent workers, e.g. Ziegler (1971), Fahraeus (1971), Klapper & Murphy (1975), Bultynck (1976), etc. Earlier subdivision of the Lower Devonian, especially the Pragian, was based on informal faunal units until Klapper (1977) suggested formal zones, but there have been persisting many problems, such as correlation with dacryoconarids, macrofauna, and geochemical and physical events.

The present conodont zonation of the Pragian stage involves three, in my opinion not fully satisfactory conodont biozones: *sulcatus*, *kindlei*, *pireneae*. First step to establish the oldest Pragian zone was made by Fahraeus (1971), who introduced "*Spathognathodus sulcatus* – lower subzone" from Rabbit Hill in Copenhagen Canyon (Nevada). Other authors subsequently redefined this zone and Klapper (1977) has introduced present name of the zone – *sulcatus*. Later on, Lane and Ormiston (1979) subdivided this *sulcatus* Zone into two parts. It gave rise to establishment of the second Pragian conodont zone, which was later denominated as *kindlei* Zone (Lane and Ormiston, 1979). The youngest, still valid standard unit characterizing the latest Pragian is the *pireneae* Zone, which was described from the Salmontrout River outcrops in Alaska (also by the above given authors).

Established zones and their imperfections

The limitation of *sulcatus* Zone is based on the range of several morphotypes of *Eognathodus sulcatus* Philip that were recognized by Murphy, Matti and Walliser (1981). The zone starts with the first occurrence of *E. sulcatus* eta morph. sensu Murphy et al., later emended by Murphy (1989) as *Eognathodus sulcatus eosulcatus*. Although the occurrence of the name-bearer *Eognathodus sulcatus* is referred from many world areas, it is often hard to detect the lower limit of appropriate zone. There were many different views of several authors in the past. Some of the authors could have put the lower limit of *sulcatus* Zone on the first occurrence of one of the later form of this taxon. Therefore some information about the beginning of the *sulcatus* Zone and Pragian as well, not to need to be fairly correct. Another problem is a random appearance of *E. sulcatus* in many localities in the world, including the stratotype area of Pragian stage.

Somewhat bigger difficulties concern the second Pragian conodont zone. It was established on the basis of the occurrence of younger descendant of *E. sulcatus* – *E. sulcatus kindlei* within the *Eognathodus* lineage. Herein, it represents undoubtedly correct accession to this task, when the *kindlei* Zone is underpinned by ancestral control. Although this unit has been largely accepted as a



standard middle Pragian zone, the occurrence of the index subspecies *E. s. kindlei* is very limited worldwide. We have only a few references from North America that correspond probably to randomly generated records (Alaska, Nevada, Canadian Arctic Archipelago, Canadian Eastern Cordillera), Victoria (Australia) and only one questionable reference from the whole Europe (Sardinia). Thus, if this zone is so ever referred, it was made for the most part of the world indirectly. Moreover, the base of this rather functionless zone also has to serve to upper limitation of the sulcatus Zone.

However, the definition of late Pragian is even more difficult. Very doubtful and unsatisfactory pireneae Zone characterizes this age. Extensive doubts in treating of *Polygnathus pireneae* as a late Pragian index species have been recently expressed by several conodont workers, especially by Valenzuela-Rios (1997). The ancestor of *Polygnathus pireneae* is actually unknown and its origin has not been demonstrated. Therefore, it is hard to consider the pireneae Zone as a standard by means of the successive-appearance zonation. In addition, the all referred occurrences of *Polygnathus pireneae* are local findings of mostly single specimens. The first occurrence of *P. pireneae* might also be much earlier than during the late Pragian, this species may occur even within the sulcatus and kindlei Zones. The central Bohemian sections may greatly exemplify these positions, which are very deep in the Pragian sections. And what would be derived from this analysis? – We still do not have any useful standard conodont zonation for the Pragian.

Each of the above mentioned three zones has significant problems as regards the real base of the zone, taxonomic validity and scarcity of the index taxon. It makes any interregional correlation doubtful. Differences between the North American and European conodont assemblages exemplify these problems. Strong conodont endemism and evolutionary stasis in many lineages were probably connected to profound global eustatic depression of sea level, which culminated during Pragian. Besides the endemism, scarcity and stasis, also two other evolutionary characteristics have been used in literature: 1) "the conodont crisis" (Carls, 1987) and 2) "the low diversity episode" (Ziegler and Lane, 1987). The both characteristics are related to the fact that the conodonts are only sparsely distributed and, if present, are dominated only by long-ranging species of little stratigraphic value. This unlikely conjunction of biotic evolution (lack of rapidly evolving cosmopolitan species) and environments (lowstand diversification of aquafacies) seriously constrain attempts to suggest any useful standard zonation, which could be based on the same principles as are used for the post-Pragian stages of the Devonian.

Where could be possibly found a solution?

Evidently, the first step is refinement of regional conodont zonation in the Barrandian area, where Pragian stage has been defined. Present studies are concentrated on five whole-Pragian sections from the Prague Basin (Karlik Valley, Barrandov-Hlubocepy, Branzovy, Certovy schody, Na Pozarech). About ten other sampled sections contain good fragments of the partial Pragian, Lo/Pg or Pg/Em strata sequences. About 100 conodont samples provided ca. 1500 of conodont elements. An average content of conodont elements per kilogram of rock is very low (4.3 only). The most relevant taxa for local Pragian conodont biostratigraphy are the morphs of *Latericriodus steinachensis* Al-Rawi and *Pelekysgnathus serratus serratus* Jentzsch. *L. steinachensis* Al-Rawi eta morph Klapper et Johnson starts near the base of the Pragian, whereas findings of the latter taxon (*P. s. serratus*) appear approximately from the last occurrences of *L. steinachensis* to the middle of the Pragian sedimentary sequences. Preliminary results show also occurrence of other distinctive taxa, of such as *Latericriodus bilatericrescens bilatericrescens* Ziegler, *Caudicriodus celtibericus* Carls et Gandl and *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson.

On the other hand, *Eognathodus sulcatus sulcatus* (~ sulcatus Zone) is very rare in the stratotype area and thus it would be only randomly documented. The index species *Eognathodus sulcatus kindlei* (the kindlei Zone) has never been found in the Pragian of Barrandian area, therefore any indications of this zone are only hypothetical, being inferred indirectly from other data.



Polygnathus pireneae (that derived very doubtful pireneae Zone) often occurs in anomalous stratigraphical positions, where elements of this species drop out randomly within the entire interval of Pragian.

The next step will be continual lateral correlation of local conodont zonations, using the methods of physical stratigraphy (magneto-susceptibility stratigraphy – Crick, Ellwood *et al.* 1996; or standard gamma spectrometry – K, Th, U mainly). Another alternative of conodont investigation can be found in a search for other morphological indicators (intraspecific variability, cf. M. Murphy in many papers). However, focus on other taxa as potential index fossils should be still seriously considered.

References

- Bultynck, P. (1976): Le Silurien Supérieur et le Devonien Inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). - Bull. Inst. r. Sci. Nat. Belg., 49, 1-74. Bruxelles.
- Carls, P. (1987): Ein Vorschlag zur biostratigraphischen Redefinition der Grenze Gedinium/Siegenium und benachbarter Unterstufen. 1. Teil: Stratigraphische Argumente und Korrelationen. - Cour. Forsch. - Inst. Senckenberg, 92, 77-121. Frankfurt am Main.
- Crick, R. E. & Ellwood B. B. (1996): Magnetic susceptibility and orbital forcing cycles: one route to high-resolution cyclostratigraphy and „floating“ timescales., In Sixth North American Paleontological Convention, p. 89 Washington, D. C.
- Fahraeus, L. (1971): Lower Devonian conodonts from the Michele and Prongs Creek Formations, Yukon Territory. - J. Paleont., 45, 665-683, Tulsa.
- Klapper, G. (1969): Lower Devonian sequence, Royal Creek, Yukon Territory, and Devon Island, Canada, with a section on Devon Island stratigraphy by A. R. Ormiston. - J. Paleont. 43, 1-27. Tulsa.
- Klapper, G. - Murphy, M. A. (1975): Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of Central Nevada. - Univ. California Pub. Geol. Sci., 111, 1-62. Berkeley.
- Klapper, G. (with contributions by D. B. Johnson) (1977): Lower and Middle Devonian conodont sequence in Central Nevada. - In: Western North America: Devonian (eds. M. A. Murphy, W. B. N. Berry and C. A. Sandberg). - Univ. California, Campus Mus. Contr., 4, 33-54. Riverside.
- Ziegler, W. - Lane, H. R. (1987): Cycles in conodont evolution from Devonian to mid-Carboniferous. - In: Aldridge, R. J. (Ed.): Palaeobiology of conodonts. Brit. Micropalaeont. Soc. Ser.:147-163. London.
- Ziegler, W. (1971): Conodont stratigraphy of the European Devonian. In Sweet, W. C. and Bergström, S. M. (eds.). Symposium on conodont biostratigraphy. Mem. Geol. Soc. Am., 127, 227-284. Boulder.
- Lane, H. R. - Ormiston, A. R. (1979): Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, east-central Alaska. - Geol. et Palaeontol., 13, 39-96. Marburg.
- Murphy, M. A. - Matti, J. C. - Walliser, O. H. (1981): Biostratigraphy and evolution of the *Ozarkodina remscheidensis* - *Eognathodus sulcatus* lineage (Lower Devonian) in Germany and central Nevada. - J. Paleontol., 55, 747-772.
- Murphy, M. A. (1989): Lower Pragian Boundary (Lower Devonian) and its Application in Nevada. - Cour. Forsch. - Inst. Senckenberg, 117, 61-70. Frankfurt a. M.
- Valenzuela-Ríos, J. I. (1997): Can *Polygnathus pireneae* be the index of a standart conodont Zone? - Newsl. Stratigr., 35, 173-179. Leiden.



CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS SOBRE LOS BRIOZOOS DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA (ASTURIAS, NW DE ESPAÑA)

Suárez Andrés, J.L. y González Álvarez, M.A.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo

Las Formaciones Moniello-Santa Lucía (Emsiense superior-Eifeliense inferior) de la Zona Cantábrica han sido objeto de numerosos estudios por su contenido paleontológico, que comprende una gran diversidad de fauna bentónica. Sin embargo los briozoos, frecuentes en el miembro superior de ambas formaciones, fueron escasamente estudiados hasta la aparición de los primeros trabajos sistemáticos modernos (Suárez 1998, 1999a, b). Sólo dentro del grupo de los fenestrados se han identificado 13 géneros, algunos de ellos con distribuciones geográficas y estratigráficas amplias y otros más restringidos, que permiten establecer comparaciones paleobiogeográficas con otras regiones.

Bigey (1985) achaca las dificultades que presentan estas comparaciones a la escasez de estudios sistemáticos sobre briozoos del Devónico Inferior. Por esta razón, afirma que el posible endemismo que experimentó este grupo, al igual que otros, no se pone de manifiesto. Los estudios sistemáticos aparecidos durante los últimos 20 años han contribuido por un lado al reconocimiento de algunos géneros de distribución más o menos localizada que previamente habían sido puestos en sinonimia o vagamente definidos, pero también han obligado a ampliar las distribuciones geográficas y estratigráficas conocidas de algunos de estos géneros.

La fauna identificada en Asturias (NW de España) es fácilmente comparable con otras del Dominio del Viejo Mundo (Tabla 1), particularmente con las ya conocidas de la Provincia Bohemo-Rhenana, estudiadas en Francia, Bélgica o Alemania (ver referencias en Bigey, 1985). La semejanza es especialmente patente cuando se compara con las faunas francesas y con las bohémicas de la Cuenca de Praga, descritas por McKinney y Kríz (1986). Con estas últimas existen abundantes elementos comunes, entre los que cabe destacar el género *Filites*, definido en Bohemia y citado en Asturias por Suárez (1999a). La semejanza con provincias más alejadas dentro del Dominio del Viejo Mundo se reduce a géneros de distribución amplia (Plamenskaya, 1991).

Estos datos confirmarían cierto grado de provincialismo, si bien otros coinciden con los ya conocidos para grupos como braquiópodos o corales en apuntar la existencia de una vía de comunicación entre el Dominio del Viejo Mundo y el de América Oriental ya en el Emsiense, un momento considerado de elevado endemismo. Así, se puede comparar *Polypora* cf. *laevinodata* con *P. laevinodata*, del Eifeliense de Indiana (Suárez, 1999a). Además se ha identificado en Asturias *Fenestrapora*, siendo ésta la segunda cita del género fuera de USA y la más antigua, ya que las especies conocidas son de edad Eifeliense, mientras que el material asturiano pertenece al Emsiense superior (ver Suárez y González, en éste volumen).

Agradecimientos

A todos los briozoólogos que me han ayudado con su bibliografía, sus consejos y su apoyo. Este trabajo es una contribución al Proyecto 421 del Programa Internacional de Correlación Geológica y ha sido parcialmente subvencionado por el Proyecto PB98-1563.

	<i>Fenestella</i>	<i>Rectifenestella</i>	<i>Spinofenestella</i>	<i>Hemitrypa</i>	<i>Semicosciniium</i>	<i>Cyclopetta</i>	<i>Fenestrapora</i>	<i>Septopora</i>	<i>Polypora</i>	<i>Polyporella</i>	<i>Ptilopora</i>	<i>Pemiretopora</i>	<i>Filites</i>
Montagne Noire	■			■							■	■	
Macizo Armoricano				■	■						■	■	
Cuenca de Praga				■	■	■			■	■	■	■	■
Kazakhstan	■			■	■	■			■	■	■	■	■
E.USA	■			■	■	■	■		■	■	■	■	■

Tabla 1. Comparación de la fauna cantábrica con las de Montagne Noire y el Macizo Armoricano (Emsiense superior), la Cuenca de Praga (Zlichoviense), Kazakhstán (Emsiense-Eifeliense) y el Eifeliense del E. de América del Norte .

Bibliografía

- Bigey, F. P. (1985). Biogeography of Devonian Bryozoa. *In: Bryozoa: Ordovician to Recent*. (Nielsen, C., & Larwood, G., Eds.), 9-23. Denmark.
- McKinney, F. K. & Kriz, J. (1986). Lower Devonian Fenestrata (Bryozoa) of the Prague Basin, Barrandian Area, Bohemia, Czechoslovakia. *Fieldiana Geology n. s.*, 15, 90 p.
- Morozova, I. P. & Lavrentjeva, V. D. (1998). New bryozoans of the Family Semicosciiniidae. *Paleontological Journal*, 32 (2), 154-162.
- Plamenskaya, A. G. (1991). Briozoos del Devónico Inferior y Medio de Kazakhstán. *In: Bioestratigrafía del Devónico Inferior y Medio de la Provincia Dzhulgáro-Balkashk*; Dubatolov y Stukalina, (Eds.), Novosibirsk. Nauka, 91-111. (En ruso).
- Suárez Andrés, J. L. (1998). Briozoos Fenestrados de la Formación Moniello (Devónico) en el Área de Arnao (Asturias, España). I: Fenestellidae. *Revista Española de Paleontología*, 13 (2), p. 187-196.
- Suárez Andrés, J. L. (1999a). Briozoos Fenestrados de la Formación Moniello (Devónico) en el Área de Arnao (Asturias, España). II: Septoporidae, Polyporidae y Acanthocladiidae. *Revista Española de Paleontología*, nº extr. Homenaje Prof. Truyols, 185-193.
- Suárez Andrés, J. L. (1999b). Nuevos datos sobre los briozoos devónicos de la Zona Cantábrica. *Temas Geológico-Mineros*, 26 (II), 643-646. ITGE.

FENESTRAPORA HALL, 1885 (BRYOZOA) DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA

Suárez Andrés, J.L. y González Álvarez, M.A.

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo

Hall (1885) define como subgéneros un conjunto de formas previamente conocidas de fenestélidos y una nueva, *Fenestrapora*, la cual Hall y Simpson (1887) presentan como un género nuevo que difiere de *Semicoscium* Prout, 1859 en la presencia de “poros” sobre las quillas y en el reverso de las ramas. Hall y Simpson (*op. cit.*) describen la forma de estos “poros” como redondeada o triangular alargada. Ulrich (1890) los denomina “pozos” o “células” y los compara con los avicularios de los briozoos cheilostomados. Estos “poros” constituyen un tipo de polimorfo muy poco frecuente entre los fenestrados y desconocido en otros grupos paleozoicos. McKinney (1998) los denomina “aviculomorfos” por su similitud morfológica y posiblemente funcional con los avicularios de los gimnolemados, mientras que Morozova y Lavrentjeva (1998) consideran que realmente son avicularios, ya que esta premisa refuerza su argumentación sobre la posición sistemática de los fenestrados.

El desarrollo de estos polimorfos en tres especies distintas convenció a Ulrich (1890) de la validez del nuevo género, por lo que reconoce como perteneciente al mismo una especie que había descrito previamente como *Semicoscium infraporosum* Ulrich, 1886. La composición del género estuvo limitada a tres especies conocidas sólo en Estados Unidos: *Fenestrapora biperforata* Hall, 1885 (la especie tipo), *F. infraporosa* (Ulrich, 1886) y *F. occidentalis* Ulrich, 1890, del Grupo Hamilton (Devónico Medio), hasta que Morozova y Lavrentjeva (1998) definieron *F. transcaucasica*, del Eifeliense superior.

En la Zona Cantábrica (NW de España) del Macizo Ibérico, las Formaciones Moniello – Santa Lucía, de edad Emsiense superior - Eifeliense inferior, son bien conocidas por la abundancia y diversidad de su fauna así como por el desarrollo de episodios arrecifales. El miembro superior de estas formaciones es particularmente rico en briozoos, entre los cuales destacan por su abundancia los fenestrados, que vienen siendo objeto de estudios sistemáticos durante los últimos años (Suárez, 1998, 1999a, b). En estas formaciones se han identificado once especímenes como pertenecientes al género *Fenestrapora*. Ocho de ellos han sido recogidos en El Pical (Arnao) y los tres restantes en la Ensenada de Moniello, localidad tipo de la formación. Se trata de fragmentos de zoario que en la mayoría de los casos muestran la superficie del reverso, sobre la que se distinguen los polimorfos.

Las réplicas de acetato realizadas parecen indicar la existencia de dos especies distintas: mientras que algunos ejemplares presentan los polimorfos de las quillas alojados en la parte alta de las paredes laterales de las mismas, un ejemplar en sección posee una sola hilera de polimorfos sobre el techo de las quillas. La observación de los polimorfos de las quillas resulta difícil en sección, especialmente cuando existe erosión de los ejemplares o, por el contrario, un esqueleto laminar muy desarrollado. Se están efectuando medidas de los principales caracteres morfológicos que permitan la comparación de estas especies con las ya conocidas, sin embargo existen escasas secciones de las especies americanas, dado que parte del material se encuentra silicificado.

La aparición de *Fenestrapora* en el Devónico de la Cordillera Cantábrica amplía su distribución geográfica y estratigráfica. Se trata de la primera cita del género en la provincia Bohemo-Rhenana del Dominio del Viejo Mundo y la segunda dentro de dicho Dominio, tras *F. transcaucasica* Morozova y Lavrentjeva, 1998, del Eifeliense superior de Transcaucasia. En cuanto a la estratigrafía, todas las especies conocidas hasta ahora del género pertenecen al Eifeliense, mientras que los especímenes cantábricos proceden del Emsiense superior.



Agradecimientos

A los Dres. Bigey y McKinney, por la bibliografía proporcionada y los comentarios sobre la identificación del género. Este trabajo es una contribución al Proyecto 421 del Programa Internacional de Correlación Geológica y ha sido parcialmente subvencionado por el Proyecto PB98-1563.

Bibliografía

- Hall, J. (1885). On the mode of growth and relations of the Fenestellidae. Report of the State Geologist of New York for the year 1884, 33-46.
- Hall, J. & Simpson, G. B. (1887). Palaeontology of New York, VI, Corals and Bryozoa, 298 p.
- McKinney, F. K. (1998). Avicularia – like structures in a Paleozoic fenestrate bryozoan. *Journal of Paleontology*, 72 (5), 819-826.
- Morozova, I. P. & Lavrentjeva, V. D. (1998). New bryozoans of the Family Semicosciidae. *Paleontological Journal*, 32 (2), 154-162.
- Suárez Andrés, J. L. (1998). Briozoos Fenestrados de la Formación Moniello (Devónico) en el Área de Arnao (Asturias, España). I: Fenestellidae. *Revista Española de Paleontología*, 13 (2), p. 187-196.
- Suárez Andrés, J. L. (1999a). Briozoos Fenestrados de la Formación Moniello (Devónico) en el Área de Arnao (Asturias, España). II: Septoporidae, Polyporidae y Acanthocladiidae. *Revista Española de Paleontología*, n° extr. Homenaje Prof. Truyols, 185-193.
- Suárez Andrés, J. L. (1999b). Nuevos datos sobre los briozoos devónicos de la Zona Cantábrica. *Temas Geológico-Mineros*, 26 (II), 643-646. ITGE.
- Ulrich, E. O. (1890). Palaeozoic Bryozoa. *Illinois Geological Survey Bulletin*, 8, 283-688.



UNA NUEVA ESPECIE DE *VOLYNITES* (TENTACULÍTIDO, VOLYNITIDAE) DEL DEVÓNICO INFERIOR DE ALASKA

Truyols-Massoni, M.¹ y Blodgett, R.B.²

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005-Oviedo (España), Email: mtruyols@asturias.geol.uniovi.es

2 Department of Zoology, Oregon State University, Corvallis (Oregon 97331-2914, U.S.A.), Email: blodgetr@ava.bcc.orst.edu

Se conocen pocas especies del género *Volynites* en la literatura. En el Silúrico se describieron dos únicas formas, *V. muldiensis* y *V. scalpratus*, ambas de Larsson (1979). En el Devónico, época de mayor expansión de la Clase Tentaculitoideos, tan solo unas pocas especies: el taxón descrito originalmente por Ljashenko (1957), especie tipo del género, *V. russiensis*, las especies *Tentaculites velaini* Munier-Chalmas, *Tentaculites descissus* Clarke y *T. wenlockianus* Vine, *Volynites* sp. A de Hajlasz (1987) y cinco formas en nomenclatura abierta de Lardeux (1980).

La diagnosis original del género fue modificada por Lardeux (1969), aunque sin precisar que se trataba de una diagnosis enmendada (Truyols-Massoni, 1994, p. 616). Lardeux (1969) precisó que el carácter distintivo del género *Volynites* era que los elementos transversales mayores formaban ciclos o series de anillos de tamaño creciente hacia la apertura. Con esta característica, en su opinión tan sólo podían incorporarse al género las especies *V. russiensis* y *V. velaini*, y tal vez alguna otra especie descrita someramente en la literatura. Por entonces aún no se había publicado la monografía de Larsson (1979), en la que se definieron las dos especies silúricas que, en nuestra opinión, fueron adecuadamente asignadas al género.

Entre las formas devónicas, *V. velaini* agrupa un conjunto de cinco especies revisadas recientemente por uno de los autores (Truyols-Massoni, 1994). Se trata de formas de tamaño medio, en torno a 20 mm de longitud, aunque algunas pueden alcanzar hasta 40 mm, con un ángulo apical elevado, entre 12° y 14° y que, en ocasiones, muestran una ligera curvatura apical. Las conchas de *V. Russiensis* son de tamaño ligeramente inferior, en torno a 12 mm, con un ángulo apical considerablemente mas bajo, entre 6 y 7°, y siempre rectas.

Los ejemplares estudiados en este trabajo, proceden de la Formación Calizas de Soda Creek, unidad definida recientemente por Blodgett *et al.* (en prensa) en el centro-oeste de Alaska. La fauna de braquiópodos, corales, rugosos y tabulados, bivalvos, trilobites, gasterópodos, ostrácodos leperditidos y, notablemente conodontos, indica una edad Emsiense inferior. En especial estos últimos, permit en precisar que la unidad se situa en la Biozona de *P. dehiscens*.

Los tentaculítidos son muy abundantes en determinados niveles de la sucesión, pero han sido frecuentemente olvidados en la literatura. Aunque, en general, el material está en estado fragmentario, puede extrapolarse que las conchas completas, salvo casos aislados, no superarían los 10 mm de longitud. De aspecto general subcilíndrico, muestran un bajo ángulo apical. Aunque no han podido realizarse secciones longitudinales para reconocer la forma y disposición de los tabiques internos, los caracteres antes mencionados, junto con el número de anillos por ciclo, momento de aparición de los elementos transversales mayores, etc. permiten, aun sin conocer la morfología interna, definir una nueva especie, *Volynites blodgetti* n. sp.

Procedente del Devónico de Alaska, Churkin y Carter (1970) describieron una nueva especie de *Dicricoconus*, *D. triannulatus*, de la Formación McCann Hill Chert que, posteriormente, Prosh (1988) incorporó al género *Volynites*, basándose en el hallazgo de material procedente de la Formación Disappointment Bay en las Islas de Canadá Artico. En opinión de uno de los autores (M. Tuyols-Massoni), aunque tan sólo a partir de las fotografías publicadas, las formas asignadas a *V. triannulatus* por Prosh (1988) procedentes del Canadá Artico, no pertenecen a la misma especie descrita originalmente como *Dicricoconus triannulatus* por Churkin y Carter (1970), si bien estamos de acuerdo en que esta última especie debe incorporarse al género *Volynites*. La especie



descrita por Prosh (1988), muestra una morfología y características generales, que la hacen muy próxima a nuestra nueva especie *V. blodgetti*.

La presencia del género *Volynites* en Alaska es de notable interés ya que permite ampliar su área de distribución geográfica. Hasta el momento, las distintas especies conocidas se restringían a Europa y Asia occidental, aunque algunas formas citadas en la literatura, con descripciones someras o incompletas, procedentes de distintos puntos del oriente asiático, podrían incorporarse al género.

¿ES POSIBLE UNA CARACTERIZACIÓN ICTHYOLÓGICA DEL LÍMITE LOCHKOVIENSE/PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) EN ARAGÓN?

Valenzuela-Ríos, J.I. y Botella, H.

Dpto. de Geología, Universitat de València, c/Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (València)

El límite Lochkoviense/Praguiense (L/P) se definió mediante la entrada del conodonto *Eognathodus irregularis* (= *E. sulcatus*) dentro de la serie evolutiva de *Ozarkodina pandora* a *Eognathodus*. La sección elegida fue Velká Chuchle en las proximidades de Praga y el "golden spike" se situó en la base de la capa 12. Desde entonces se han realizado numerosas investigaciones conodontológicas en muchos lugares para intentar reproducir este hallazgo. Sin embargo, los éxitos han sido escasos y se ha intentado aproximar éste límite mediante el reconocimiento de otras asociaciones faunísticas, o mediante otros taxones. De éste modo, en las Cadenas Ibéricas donde las facies tienen un desarrollo diferente que en Bohemia, desde hace más de 15 años se viene utilizando el braquiópodo *Vandercammenina sollei* como el indicador bioestratigráfico del límite L/P en facies renanas; éste es también el indicador utilizado en la Cordillera Cantábrica, donde todavía no se ha encontrado un solo ejemplar de *Eognathodus*.

En las Cadenas Ibéricas la entrada de *V. sollei* se registra en numerosos lugares en la parte superior del banco guía "A", un banco muy característico dentro de la Fm. Nogueras. Dado que el estudio con conodontos no proporciona la precisión deseada para este límite en las Cadenas Ibéricas, hemos intentado buscar otro grupo fósil que permitiera caracterizar, o aproximar el límite L/P en facies renanas.

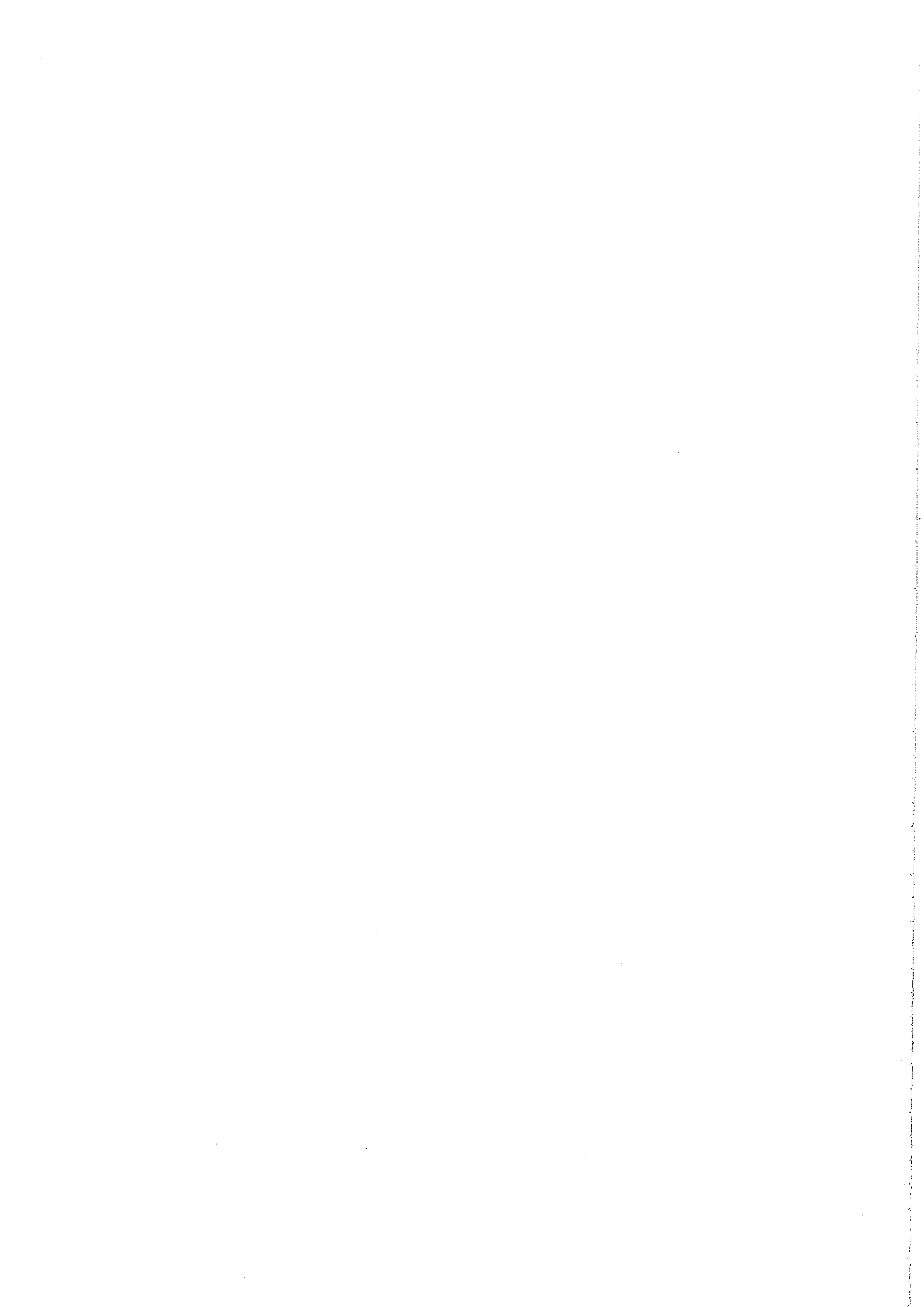
El objetivo de este trabajo es, por lo tanto, presentar datos de restos de peces hallados en cuatro secciones de la Depresión Axial del río Cámaras en las proximidades del límite L/P, compararlos con los resultados obtenidos en Nigüella y ver las posibilidades que éstos ofrecen de cara a una mejor caracterización del límite L/P.

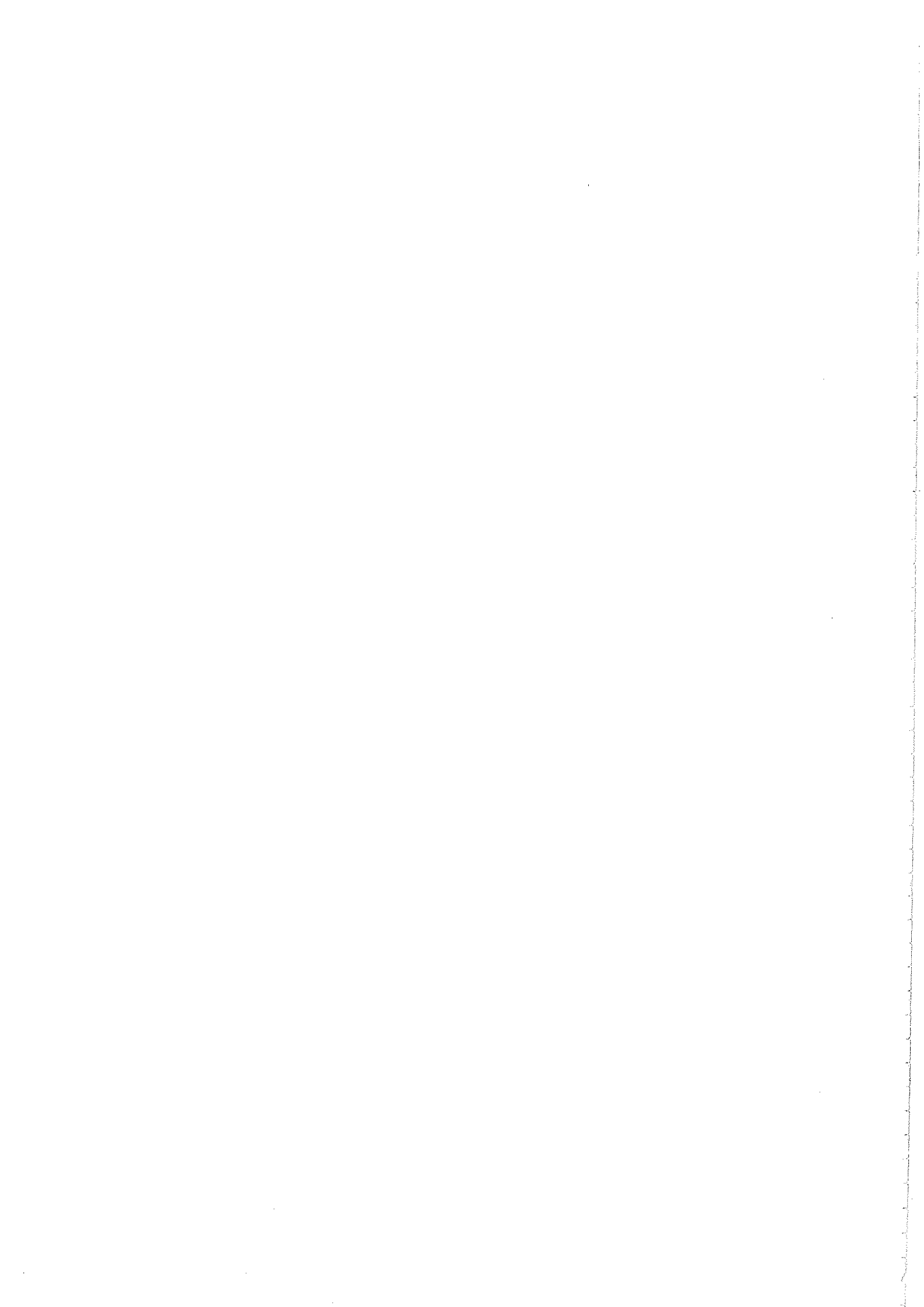
Las secciones estudiadas en este trabajo son las siguientes: zanja Poyales E, San Roque, Viñas y Sur Barranco Santo Domingo. En la primera solamente se tomaron muestras por debajo del límite, ya que en el caso de que el Banco "A" existiera allí, se encontraría inaccesible, hundido en un campo de labor. En San Roque la sección contiene el límite, pero las primeras capas calizas por debajo del límite no afloran porque por debajo de las lutitas infrayacentes al límite hay un dique de andesita que supone el límite inferior del corte. Así pues en esta sección solamente disponemos muestras de los niveles por encima del límite. En los otros dos cortes se han muestreado capas por encima y por debajo del límite.

Los hallazgos corresponden a dientes, escamas, espinas, "tesserae" y restos de huesos de Agnatha, con los pteraspídomorfos representados por el género *Turinia*, y Gnathostomata con acanthodidos de los géneros *Nostolepis*, *Cheiracanthoides*, *Gomphonchus*, *Machaeracanthus* y *Cheirolepis*; elasmobránquios con *Leonodus*, *Lunalepis*, *Pruemolepis* y *Cladolepis* y placodermos representados por *Ohioaspis*.

Al igual que sucede en Nigüella (Valenzuela-Ríos *et al.* 1999), hay niveles cargados con estos taxones tanto por encima como por debajo del límite L/P. Estos niveles se sitúan aproximadamente en las mismas posiciones estratigráficas que los de Nigüella. En las Montañas Renanas y en las Ardenas Blicke *et al.* (1995) también documentaron un registro similar, con dos niveles cargados en faunas de peces, uno por encima y otro por debajo del límite. Esta coincidencia estratigráfica y paleontológica permite inferir, basándonos en la documentación de los restos de peces, la posición del límite, aunque todavía no la situación exacta del mismo. Es decir, mediante restos de peces se puede limitar un intervalo corto dentro del cual se encuentra el límite L/P.

Además, esta información proporciona datos adicionales en contra de algunas ideas que postulan la existencia de un supuesto océano profundo para el Devónico Inferior entre Celtiberia y





LISTA DOS AUTORES E COMUNICAÇÕES REALIZADAS / LISTA DE AUTORES Y COMUNICACIONES REALIZADAS

-
- Abreu, A. Dep. Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 202, 5001 Vila Real Codex, Portugal.
UM MISTICETO (CETACEA, MISTICETI, CETOTHERIDAE?) DO SERRAVALLANO DE PORTUGAL
-
- Aceñolaza, G.F. Instituto Superior de Correlación Geológica y Facultad de Ciencias Naturales-IML, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina. c/e: insugeo@unt.edu.ar
UN RARO TRILOBITES OLÉNIDO DEL ARENIG (ORDOVÍCICO INFERIOR) DE LA CORDILLERA ORIENTAL BOLIVIANA
-
- Agostinho, M. Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. Portugal.
PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL
RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL
-
- Alberola, C. Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjasot, Valencia, España.
TANATOCENOSIS DE FORAMINÍFEROS EN LA CUEVA VOLCÁNICA SUBMARINA DE LOS JAMEOS DEL AGUA (LANZAROTE, ISLAS CANARIAS)
-
- Álvarez, M.C. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, España.
EVOLUCIÓN DE LOS COCOLITOFÓRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS EN LA RÍA DE VIGO
-
- Álvarez Pérez, G. Departament d'Estratigrafia i Paleontologia. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona, España.
CARACTERIZACIÓN DE LAS ASOCIACIONES CORALINAS DEL GRUPO AGER (PALEOCENO-EOCENO, CUENCA DE GRAUS-TREMP, PIRINEOS)
-
- Anadón, P. Institut Ciències de la Terra "Jaume Almera" C.S.I.C., c/ Lluís Sole i Sabaris s.n., E-08028 Barcelona, España.
ESTUDIO DE UN CICLO ANUAL DE LAS ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS EN EL LAGO CAICEDO DE YUSO/ARREO
-
- Angori, E. Dipartimento di Scienze della Terra, Via La Póra 4, I-50121 Florencia, Italia.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
-
- Antunes, M.T. Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, UNL. 2825 Monte da Caparica, Portugal, email: mta@mail.fct.unl.pt
TORVOSAURUS SP. (DINOSAURIA: THEROPODA) IN THE LATE JURASSIC OF PORTUGAL
-
- Apellaniz, E. Dto. de Estratigrafia y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apto.644. E-48080, Bilbao. España.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE CIVISINA EUSKALHERRIENSIS (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)
-
- Araújo, M.J. Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros. Rua Dr. Augusto César Silva Ferreira, Apart. 190. P-2040-215 Rio Maior. Portugal.
PEGADAS DE TERÓPODES EM ALCANEDE, PORTUGAL
-
- Arribas, A. Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España.
FÓSILES PALEOZOICOS Y DEL PRECÁMBRICO EN LA COLECCIÓN DE FÓSILES EXTRANJEROS DEL MUSEO GEOMINERO (ITGE)
-

-
- Aura Tortosa, J.E. Dpto. de Prehistòria i Arqueologia. Universitat de València. Avda. Blasco Ibañez, 28. 46001 València, España.
EL REGISTRO FÓSIL DEL YACIMIENTO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA, ESPAÑA)
-
- Baceta, J.I. Dto. de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, La Rábida, E-21819, Huelva. España.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE CIVISINA EUSKALHERRIENSIS (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)
-
- Badal García, E. Dpto. de Prehistòria i Arqueologia. Universitat de València. Avda. Blasco Ibañez, 28. 46001 València, España.
EL REGISTRO FÓSIL DEL YACIMIENTO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA, ESPAÑA)
-
- Baisch, V. Institut fuer Geologie und Palaeontologie der Universitaet Stuttgart, Herdweg 51, D-70174 Stuttgart, Germany.
NATUREZA E TIPOLOGIA DAS BIOCONSTRUÇÕES COM ESPONGIÁRIOS SILICIOSOS DO TOARCIANO DA REGIÃO DE ANSIÃO (PORTUGAL)
-
- Barcena, M.A. Departamento de Geología, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España. (mbarcena@gugu.usal.es).
PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE MARLS OF MEM MONIZ (ALGARVE, PORTUGAL) BASED ON DIATOMS, CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PLANKTONIC FORAMINIFERA. STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS
-
- Barrón, E. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 – Madrid, España. Tlf. 91-3944877; Fax.: 91-3944849, e-mail: ebarron @eucmos.sim.ucm.es
EL TRÁNSITO JURÁSICO INFERIOR – JURÁSICO MEDIO EN LA SECCIÓN DE FUENTELSAZ (CORDILLERA IBÉRICA): ASPECTOS PALINOESTRATIGRÁFICOS
ESPORAS MUROORNATI DEL CRETÁCICO INFERIOR DE PEÑACERRADA (ÁLAVA, ESPAÑA)
-
- Beresi, M. IANIGLA/CRICYT/CONICET, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, Departamento de Geología y Paleontología, C./ Ruiz Leal s/n Parque Gral San Martín, C.C. 330-5500- Mendoza, Argentina.
PALEONTOLOGICAL AND MICROFACIAL FEATURES OF THE LAS CHACRITAS FORMATION (MIDDLE ORDOVICIAN), CENTRAL PRECORDILLERA, SAN JUAN PROVINCE, ARGENTINA
-
- Bernaola, G. Dto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apto.644. E-48080, Bilbao. España.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE CIVISINA EUSKALHERRIENSIS (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)
-
- Berrou, V. 8, allée des Avocettes; Parc-Quibias; 56610 – Arradon; France.
EQUÍNIDOS DE FACIES PROFUNDAS DEL CONIACIENSE SUPERIOR DEL PREPIRINEO CATALANO-ARAGONÉS (NE DE ESPAÑA): SISTEMÁTICA Y DISTRIBUCIÓN PALEOBIOGEOGRÁFICA
-
- Bigey, F. Laboratoire de Micropaléontologie, Université Pierre et Marie Curie, C 104, 4 Place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France.
THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA
-

Blázquez, A.M. Dpto. Geología. Universitat de València. Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, España.

NUEVOS DATOS SOBRE LOS FORAMINÍFEROS DEL CUATERNARIO LITORAL DEL S DE LA PROVINCIA DE ALICANTE

Blodgett, R.B. Department of Zoology, Oregon State University, Corvallis (Oregon 97331-2914, U.S.A.), Email: blodgetr@ava.bcc.orst.edu

*UNA NUEVA ESPECIE DE VOLYNITES (TENTACULÍTIPO, VOLYNITIDAE) DEL DEVÓNICO INFERIOR DE ALASKA
NUEVAS ESPECIES DE MYRIOSPIRIFER (BRAQUIOPODO, SPIRIFERIDINA EOSPIRIFERINAE) DEL DEVÓNICO INFERIOR (EMSIENSE SUPERIOR) DE ALASKA Y DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA (N DE ESPAÑA) Y DISTRIBUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL GÉNERO*

Boncheva, I. Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Acad. G. Bonchev Str., bl. 24, 1113 Sofia, Bulgaria.

CONODONT COLOUR ALTERATION FROM SUBSURFACE PALAEOZOIC STRATA OF NORTH-WESTERN BULGARIA: BURIAL HISTORY AND HYDROCARBON EXPLORATION

Boski, T. CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Unidade de Ciências e Tecnologias dos Recursos Aquáticos, Campus de Gambelas, 8000 Faro, Portugal.

BIVALVES DO MIOCÉNICO SUPERIOR DE CACELA (SE PORTUGAL): SIGNIFICADO TAFONÓMICO E PALEOAMBIENTAL

Botella, H. Dpto. de Geología, Universitat de València, c/Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (València), España.

¿ES POSIBLE UNA CARACTERIZACIÓN ICTHYOLÓGICA DEL LÍMITE LOCHKOVIENSE/PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) EN ARAGÓN?

Brandão, J.M. Museu do Instituto Geológico e Mineiro. R. Academia das Ciências 19 –2º, 1200 Lisboa, Portugal, museugeol.igm@mail.telepac.pt

COLECCÕES PALEONTOLÓGICAS EM PORTUGAL: O ESTADO DA ARTE E O PAPEL DO MUSEU DO IGM

Brice, D. Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS & ISA, Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille, 13 rue de Toul, F-59046 Lille Cedex, France.

THE PALAEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA

Brito, J.M. Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot, Valencia, España.

TANATOCENOSIS DE FORAMINÍFEROS EN LA CUEVA VOLCÁNICA SUBMARINA DE LOS JAMEOS DEL AGUA (LANZAROTE, ISLAS CANARIAS)

Broutin, J. Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie évolutive, Institut d'Écologie Fondamentale et Appliquée, Université P.- et M.- Curie, 12, rue Cuvier, 75005 Paris, Francia.

REVISIÓN NOMENCLATORIAL Y DEFINICIÓN DE LA EXTENSIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y TEMPORAL DEL TAXÓN HEXASACCITES MUELLERI (REINHARDT Y SCHMITZ, 1965) ADLOFF Y DOUBINGER, 1969

Bultynck, P. Museo de Ciencias Naturales de Bruselas.

CONODONTOS Y DACRIOCONÁRIDOS DEL EMSIENSE EN SANTA CRUZ DE MUDELA, PROVINCIA DE CIUDAD REAL, ZONA CENTROIBÉRICA MERIDIONAL, ESPAÑA

Busquets Buezo, P. Departament d'Estratigrafia i Paleontologia. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona, España.

CARACTERIZACIÓN DE LAS ASOCIACIONES CORALINAS DEL GRUPO AGER (PALEOCENO-EOCENO, CUENCA DE GRAUS-TREMP, PIRINEOS)

-
- Caballero, F. Dto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Aptdo.644. E-48080, Bilbao. España.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE CIVISINA EUSKALHERRIENSIS (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)
-
- Caballero, J. Museo Nacional de Ciencias Naturales – CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España.
EVOLUCIÓN DE LA GESTIÓN INFORMATIZADA DE LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES
LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES-CSIC. ANTECEDENTES HISTÓRICOS, COMPOSICIÓN Y TRATAMIENTO
-
- Cachão, M. Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. Portugal.
 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. Portugal.
 Departamento and Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal (mcachao@fc.ul.pt).
ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS RESTOS DE UN SAURÓPODO DEL JURÁSICO SUPERIOR DE PRAIA DE AREIA BRANCA (LOURINHA, PORTUGAL)
ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS
PALEOENVIRONMENTAL AND TAPHONOMICAL INTERPRETATION OF MIOCENE RHODOLITHS FROM PORTO SANTO (MADEIRA ARCHIPELAGO, PORTUGAL). PRELIMINARY DATA
PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE MARLS OF MEM MONIZ (ALGARVE, PORTUGAL) BASED ON DIATOMS, CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PLANKTONIC FORAMINIFERA. STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS
PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO DE CACELA (MIOCENICO SUPERIOR), ALGARVE, PORTUGAL: DADOS PRELIMINARES
-
- Callapez, P. Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal. - callapez@ci.uc.pt
CENOMANIAN-TURONIAN AMMONITE FAUNAS FROM THE WEST PORTUGUESE BASIN
SEDIMENTARY AND PALEOBIOLOGIC EVOLUTION OF THE WEST PORTUGUESE CARBONATE PLATFORM ACROSS THE CENOMANIAN-TURONIAN: AN OVERALL SYNTHESIS BASED ON PALEOBIOGEOGRAPHIC MAPS
O BAIXO MONDEGO COMO RECURSO EDUCATIVO NATURAL NO ENSINO DA PALEONTOLOGIA
-
- Canales, M.A. Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040, Madrid, España.
ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFROS DEL AALENIENSE EN LOS MÁRGENES ORIENTAL Y NOROCCIDENTAL DE LA PLACA IBÉRICA: IMPLICACIONES BIOGEOGRÁFICAS Y BIOESTRATIGRÁFICAS
-
- Canha, A.J. Faculdade de Letras, Universidade do Porto, Portugal.
PALEOVEGETAÇÃO E IMPACTO HUMANO DURANTE A IDADE DO BRONZE NA BEIRA ALTA: PALINOLOGIA DO POVOADO DO BRONZE DE CANEDOTES (VILA NOVA DE PAIVA, VISEU)
-
- Carapito, M.C. Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810 Aveiro, Portugal.
UMA ESPÉCIE NOVA, LENTICULINA MONDEGOENSIS MG. FALSOPALMULA (FORAMINIFERA), NO CALOVIANO-OXFORDIANO DO CABO MONDEGO
-
- Carls, P. Inst. f. Geowissenschaften, T. U. Braunschweig, Pockelstraße 4, D-38203 Braunschweig, Alemania
NOTA PRELIMINAR SOBRE LOS OSTRÁCODOS DEL LOCHKOVIENSE Y PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) DE NIGÜELLA (ZARAGOZA, CADENAS IBÉRICAS)
LAS MUTILACIONES LEGALES DEL LÍMITE PRAGUIENSE/EMSIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) Y SU ELUCIDACIÓN EN LAS CADENAS IBÉRICAS
-

Castillo, C. Dpto. de Biología Animal, Fac. de Biología. Universidad de La Laguna. 38206, La Laguna. Tenerife, España.

ESTUDIO TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE GASTERÓPODOS TERRESTRES DEL DEPÓSITO DUNAR DE LA PUNTA DE LA LAJA (BAJAMAR, TENERIFE)

Chaminé, H.I. GIPEGO, Dep. e Centro Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal. Phone: +351 22 340 1471; Fax: +351 22 205 6456.

A DEVONIAN PALYNOMORPH ASSEMBLAGE IN ALBERGARIA-A-VELHA (NW PORTUGAL): REGIONAL IMPLICATIONS

NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY, PALAEOLOGY AND ORGANIC PETROLOGY FROM MOUQUIM-CARVOEIRO PALAEOZOIC SYNFORM (PORTO-ALBERGARIA-A-VELHA SHEAR ZONE, NW OF PORTUGAL): TECTONOSTRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Checa, A. Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071-Granada, España, acheca@goliat.ugr.es

FABRICACIÓN DE LA MICROORNAMENTACIÓN DE LA CONCHA EN MEGADICERAMUS? RANGATIRA (INOCERAMIDAE, BIVALVIA) DE NUEVA ZELANDA

ORIENTACIÓN DE VIDA EN AMMONITES CON ENROLLAMIENTO EXCÉNTRICO DEL JURÁSICO MEDIO

Checa Soler, Ll. Institut de Paleontologia "M. Crusafont", Escola Industrial, 23, 08201 Sabadell, Barcelona, España.

PRESENCIA DEL GÉNERO DIACODEXIS (ARTIODACTYLA, MAMMALIA) EN EL EOCENO INFERIOR DEL PREPIRINEO CATALANO-ARAGONÉS

Chicote, G. Museo Nacional de Ciencias Naturales – CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España.

EVOLUCIÓN DE LA GESTIÓN INFORMATIZADA DE LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES

LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES-CSIC. ANTECEDENTES HISTÓRICOS, COMPOSICIÓN Y TRATAMIENTO

Chiesa, J.O. Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis. (chiesa@unsl.edu.ar) Ejercito de los Andes 950, San Luis (5700). República Argentina.

MICROPALAEOLOGIA, SEDIMENTOLOGIA Y PALEOCLIMA DEL LIMITE PLEISTOCENO-Holoceno EN EL OESTE DE SAN LUIS. ARGENTINA

MICROPALAEOLOGIA Y CARACTERIZACION DE PALEOSUELOS DEL PLEISTOCENO Y HOLOCENO EN LA SIERRA DE SAN LUIS. ARGENTINA

Civis, J. Departamento de Geología (Paleontología). Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España.

PERFILES DE ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN STROMBUS ACTUALES, CUATERNARIOS Y PLIOCENOS

SÍNTESIS PALEONTOLÓGICA DEL TORTONIENSE SUPERIOR DE CACELA (ALGARVE, PORTUGAL)

Cladera, G. Museo Paleontologico Egidio Feruglio Fontana 140 Trelew, Chubut, Argentina. muspal@infovia.com.ar

TAFONOMÍA DE LOS VERTEBRADOS DE LA FORMACION SARMIENTO EN LA LOCALIDAD DE GRAN HONDONADA (EOCENO MEDIO), PATAGONIA, ARGENTINA

Clayton, G. Department of Geology, Trinity College, Dublin 2, Ireland, gclayton@tcd.ie

INVESTIGATION OF A POSSIBLE MICROFLORAL EXTINCTION EVENT AT THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY

PRELIMINARY CORRELATION OF LATEST DEVONIAN AND EARLY CARBONIFEROUS MIOSPORE AND ACRITARCH ASSEMBLAGES IN NORTHERN GONDWANA AND SOUTHERN EURAMERICA: SOME PALAEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS

-
- Coke, C. Dep. Geologia, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 202, 5001 Vila Real Codex, Portugal. email: ccoke@utad.pt
DESCOBERTA DE LUMACHELAS COM LINGULÍDEOS NO ORDOVÍCIKO DA SERRA DO MARÃO (NORTE DE PORTUGAL)
PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL
RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL
UM MISTICETO (CETACEA, MISTICETI, CETOTHERIDAE?) DO SERRAVALIANO DE PORTUGAL
-
- Colmenero, E. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Salamanca, España. e-mail: elecolme@gugu.usal.es
PALEOCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE GULF OF CADIZ DURING THE LAST GLACIAL CYCLE AS REVEALED BY COCCOLITHOPHORE ASSEMBLAGES
-
- Comas, M.C. Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga, España.
CARACTERÍSTICAS PALEOCEANOGRÁFICAS DE LOS NIVELES CON ALTO CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO DEL CUATERNARIO SUPERIOR DEL MAR DE ALBORÁN
-
- Cooper, A.H. Environmental and Geological Sciences, University of Sheffield, S3 7HF, England.
 Present address: British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG, England. ahc@bgs.ac.uk
SILURIAN AND DEVONIAN STRATIGRAPHY IN THE DORNES AREA, CENTRAL PORTUGAL
-
- Couto, H. Dep. Geologia Fac. Ciências e Centro de Geologia Univ. Porto, Pr. Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal. E-mail: hcouto@fc.up.pt
ALGUNS FÓSSEIS RAROS OU POUCO CONHECIDOS DA FORMAÇÃO DE VALONGO (ORDOVÍCIKO MÉDIO, NORTE DE PORTUGAL)
PLUMULÍTIKOS (MACHAERIDIA) DE LA FORMACIÓN VALONGO (ORDOVÍCIKO MEDIO, PORTUGAL)
-
- Cózar, P. Dpto. Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, U.C.M., Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid, España. e-mail: pcozar@eucmos.sim.ucm.es
APORTACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS DE LOS FORAMINÍFEROS DEL MISSISSÍPICO EN SIERRA MORENA (ESPAÑA)
-
- Crampton, J. Institute of Geological & Nuclear Sciences, 69 Gracefield Road, POBox 30368, Lower Hutt, Nueva Zelanda, j.crampton@gns.cri.nz.
FABRICACIÓN DE LA MICROORNAMENTACIÓN DE LA CONCHA EN MEGADICERAMUS? RANGATIRA (INOCERAMIDAE, BIVALVIA) DE NUEVA ZELANDA
-
- Cruz, D.J. Instituto de Arqueologia, Faculdade de Letras de Coimbra. Palácio de Sub-Ripas - 3000-395 Coimbra, Portugal.
PALEOVEGETAÇÃO E IMPACTO HUMANO DURANTE A IDADE DO BRONZE NA BEIRA ALTA: PALINOLOGIA DO POVOADO DO BRONZE DE CANEDOTES (VILA NOVA DE PAIVA, VISEU)
-
- Dantas, P. Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. Portugal.
 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. PORTUGAL.
ESTUDIO PRELIMNAR DE LOS RESTOS DE UN SAURÓPODO DEL JURÁSICO SUPERIOR DE PRAIA DE AREIA BRANCA (LOURINHA, PORTUGAL)
ESTUDIO PRELIMNAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS
PEGADAS DE TERÓPODES E DE ORNITÓPODES DO JURÁSSICO SUPERIOR DA LOURINHÃ, PORTUGAL
PEGADAS DE TERÓPODES EM ALCANEDE, PORTUGAL
PISTAS DE DINOSSÁURIO DO KIMERIDGIANO DA SERRA DO BOURO, PORTUGAL
PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL
RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL
-

-
- Dabrio, C.J. Dpto. Estratigrafía. Facultad de Geología. UCM, 28040 Madrid, España.
PERFILES DE ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN STROMBUS ACTUALES, CUATERNARIOS Y PLIOCENOS
-
- da Silva, C.M. Departamento e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Rua da Escola Politécnica 58, P-1294 Lisboa CODEX, Portugal.
PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO DE CACELA (MIOCENICO SUPERIOR), ALGARVE, PORTUGAL: DADOS PRELIMINARES
-
- de Gibert, J.M. Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, E-08028, Barcelona, España.
PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO DE CACELA (MIOCENICO SUPERIOR), ALGARVE, PORTUGAL: DADOS PRELIMINARES
-
- del Moral, B. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, E-28040 Madrid, España.
CONODONTOS DE LA CALIZA URBANA (ASHGILL) DE SIERRA MORENA ORIENTAL (ZONA CENTROIBÉRICA)
-
- De Miguel, T. Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis. Ejército de los Andes 950, San Luis (5700). República Argentina.
MICROPALAEONTOLOGIA, SEDIMENTOLOGIA Y PALEOCLIMA DEL LIMITE PLEISTOCENO-HOLOCENO EN EL OESTE DE SAN LUIS. ARGENTINA
-
- De Renzi, M. Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biologia evolutiva, Universitat de València, Ap. Correos 22085, E-46071 Valencia, España.
LA FLORA VASCULAR MARINA DEL KONSERVAT FOSSIL-LAGERSTÄTTE DEL PLIOCENO SUPERIOR DE CUEVAS DEL ALMANZORA (ALMERÍA, ESPAÑA)
NUEVOS DATOS SOBRE MISTICETOS (MAMMALIA, CETACEA) EN EL PLIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (LEPE, HUELVA, ESPAÑA)
UM MISTICETO (CETACEA, MISTICETI, CETOTHERIDAE?) DO SERRAVALIANO DE PORTUGAL
-
- Diéguez, C. Museo Nacional de Ciencias Naturales – CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España.
EVOLUCIÓN DE LA GESTIÓN INFORMATIZADA DE LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES
EL PROYECTO ENHSIN: ESTADO ACTUAL Y PERSPECTIVAS
FILICOFORA BARREMIENSE DE LAS HOYAS (CUENCA, ESPAÑA). ASPECTOS TAXONÓMICOS, PALEOBIOLÓGICOS, PALEOECOLÓGICOS Y TAFONÓMICOS
LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES-CSIC. ANTECEDENTES HISTÓRICOS, COMPOSICIÓN Y TRATAMIENTO
-
- Dies, M.E. Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50.009-Zaragoza, España.
REVISIÓN DEL GÉNERO ALUEVA EN LA CORDILLERA IBÉRICA. ASPECTOS FILOGENÉTICOS
-
- Díez, A. Instituto Tecnológico y Geominero de España, C/ . 2401 León, España.
PALINOESTRATIGRAFÍA Y MAGMATISMO DE LA SECCIÓN DE LA RIBERA DEL JARAMA, FAJA PIRÍTICA IBÉRICA, ZONA SURPORTUGUESA, PROVINCIA DE SEVILLA
-

-
- Diez, J.B. Dept. de Geociencias. Universidade de Évora, Apartado 94, 7000-554 Évora, Portugal.
ASOCIACIONES FÓSILES REPRESENTADAS EN LOS MATERIALES MIOCENOS DE RUBIELOS DE MORA, TERUEL. UN BUEN EJEMPLO DEL RICO PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO ARAGONÉS
ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS ÚLTIMOS HALLAZGOS DE CONOS REPRODUCTORES DE CONÍFERAS DEL CRETÁCICO INFERIOR (ALBIENSE) EN LA LOCALIDAD DE UTRILLAS (TERUEL, ESPAÑA)
NUEVAS APORTACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y LA PALEOBOTÁNICA DEL BARRANCO DE ALTO BALLESTER, RUBIELOS DE MORA, TERUEL
REVISIÓN NOMENCLATORIAL Y DEFINICIÓN DE LA EXTENSIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y TEMPORAL DEL TAXÓN HEXASACCITES MUELLERI (REINHARDT Y SCHMITZ, 1965) ADLOFF Y DOUBINGER, 1969.
REINTERPRETACIÓN DE LOS DATOS PALINOESTRATIGRÁFICOS Y MAGNETOESTRATIGRÁFICOS PARA EL LÍMITE ANISIENSE-LADINIENSE EN EL BUNTSANDSTEIN DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBÉRICA
-
- Dojen, C. Pallab Research, 58 Robertson Road, Sheffield, S6 5DX, England.
 k.j.dorning@sheffield.ac.uk
NOTA PRELIMINAR SOBRE LOS OSTRÁCODOS DEL LOCHKOVIENSE Y PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) DE NIGÜELLA (ZARAGOZA, CADENAS IBÉRICAS)
-
- Domènech, R. Dept. d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona, España.
LA DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS VENÉRIDOS (VENERIDAE; BIVALVIA) EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL DURANTE EL PLIOCENO
-
- Dorning, K.J. Pallab Research, 58 Robertson Road, Sheffield, S6 5DX, England.
 k.j.dorning@sheffield.ac.uk
 Environmental and Geological Sciences, University of Sheffield, S3 7HF, England.
SILURIAN AND DEVONIAN ACRITARCH BIOHORIZONS, DEPOSITIONAL SEQUENCES, PALAEOENVIRONMENTS, EPISODES AND EVENT STRATIGRAPHY
SILURIAN AND DEVONIAN STRATIGRAPHY IN THE DORNES AREA, CENTRAL PORTUGAL
-
- Duarte, L.V. Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal, lduarte@ci.uc.pt
NATUREZA E TIPOLOGIA DAS BIOCONSTRUÇÕES COM ESPONGIÁRIOS SILICIOSOS DO TOARCIANO DA REGIÃO DE ANSLÃO (PORTUGAL)
TÉCNICAS MULTIMEDIA E PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO: O JURÁSSICO DO CABO MONDEGO (PORTUGAL)
-
- Eguíluz, L. Depto. de Geodinámica. Universidad del País Vasco. Aptdo. 644. E-48080 Bilbao, España.
UN CASO DE FOSILIZACIÓN EXCEPCIONAL: INVERTEBRADOS CONSERVADOS EN VULCANITAS DEL CARBONÍFERO INFERIOR DE BADAJOZ (ESPAÑA)
-
- El Hassani, A. Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P. 703 Rabat-Agdal, Morocco, elhassani@israbat.ac.ma
THE CAMBRIAN SEHOUL BLOCK, A CALEDONIAN TERRANE IN NORTHERN MOROCCAN MESETA
-
- Elias Senra, M.C. Departamento de Ciências Naturais, Universidade do Rio de Janeiro - UNIRIO. Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo. CEP: 22 270.000, Rio de Janeiro, Brasil. E-mail: paleo@uniriotec.br
ESTROMATÓLITOS DA LAGOA SALGADA, QUATERNÁRIO DO ESTADO RIO DE JANEIRO, BRASIL
CONSIDERAÇÕES PALEOECOLÓGICAS SOBRE A MALACOFUNA DULÇAQUÍCOLA DO CRETÁCEO DO BRASIL
MACRÓFITAS AQUÁTICAS NA FORMAÇÃO MARÍLIA (CRETÁCEO SUPERIOR) DA BACIA BAURU, BRASIL
-
- Elorza, L. Dpto. de Botánica, Museo de Ciencias Naturales de Álava, c/ Siervas de Jesús, 24, 01001-Vitoria, España. Tlf. 945- 181924. E-mail: tauriton@hotmail.com
ESPORAS MUROORNATI DEL CRETÁCICO INFERIOR DE PEÑACERRADA (ÁLAVA, ESPAÑA)
-

Ellwood, B.B. Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, E235
Howe-Russell Geoscience Complex, Baton Rouge, LA 70803, e-mail:
ellwood@geol.lsu.edu

GAMMA SPECTROMETRIC AND MAGNETOSUSCEPTIBILITY LOGS FROM THE FRASNIAN PLATFORM LIMESTONES (MORAVIA): INDICATIONS OF THEIR LARGE CORRELATION POTENTIAL

Escribano-Balín, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005-Oviedo, España.
R.

DATOS Y CONODONTOS DE LA FORMACIÓN RICACABIELLO EN LA REGIÓN DEL PONGA

Evans, K.M. ExxonMobil International Ltd., Exploration Department, Room 4406, Mobil
Court, 3 Clements Inn, London, WC2A 2EB, England.
martin_k_evans@email.mobil.com

SILURIAN AND DEVONIAN STRATIGRAPHY IN THE DORNES AREA, CENTRAL PORTUGAL

Expósito Vaqueiro, C.M. Facultade de Ciencias da Educación, Universidade da Coruña, Paseo de Ronda
47. E-15011 A Coruña, España.

ESTRATIGRAFÍA Y CONODONTOS DEL DEVÓNICO INFERIOR DEL SINCLINAL DEL CAUREL-PEÑALBA (NO DE ESPAÑA)

Feist, R. Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, Faculté des
sciences, Université de Bretagne occidentale, 6 Avenue Le Gorgeu, F-29285
Brest. Cedex, France.

THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMÁTICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA

Feist, M. Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, Faculté des
sciences, Université de Bretagne occidentale, 6 Avenue Le Gorgeu, F-29285
Brest. Cedex, France.

THE FRASNIAN – FAMENNIAN BOUNDARY EXTINCTION EVENT IN NORTH GONDWANAN TRILOBITES

*THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMÁTICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA
TIMING AND SPEED OF CENTRAL VARISCAN UPLIFT DETERMINED BY GONIATITE BIOGEOGRAPHY IN THE EARLY CARBONIFEROUS*

Fernandes, J.P. GIPEGO, Dep. e Centro Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes
Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal. Phone: +351 22 340 1471; Fax: +351 22 205
6456; E-mail: jpfernan@fc.up.pt

A DEVONIAN PALYNOFORM ASSEMBLAGE IN ALBERGARIA-A-VELHA (NW PORTUGAL): REGIONAL IMPLICATIONS

NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY, PALAEOLOGY AND ORGANIC PETROLOGY FROM MOUQUIM-CARVOEIRO PALAEOZOIC SYNFORM (PORTO-ALBERGARIA-A-VELHA SHEAR ZONE, NW OF PORTUGAL): TECTONOSTRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Fernández, L.A. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España.

ICNITAS DE REPTILES VOLADORES (PTEROSAURIOS) CON IMPRESIONES DE LA PIEL EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS (N DE ESPAÑA)

Fernández-Martínez, E.M. Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera, Jesús Rubio, 2, 24071, León
España, email: dimefm@unileon.es

OLÍTIDOS (CNIDARIA, TABULATA) DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA (NW DE ESPAÑA)

-
- Ferrer, J. Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España. e-mail: joferrer@posta.unizar.es
- ASOCIACIONES FÓSILES REPRESENTADAS EN LOS MATERIALES MIOCENOS DE RUBIELOS DE MORA, TERUEL. UN BUEN EJEMPLO DEL RICO PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO ARAGONÉS*
- ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS ÚLTIMOS HALLAZGOS DE CONOS REPRODUCTORES DE CONÍFERAS DEL CRETÁCICO INFERIOR (ALBIENSE) EN LA LOCALIDAD DE UTRILLAS (TERUEL, ESPAÑA)*
- NUEVAS APORTACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y LA PALEOBOTÁNICA DEL BARRANCO DE ALTO BALLESTER, RUBIELOS DE MORA, TERUEL*
- REVISIÓN NOMENCLATORIAL Y DEFINICIÓN DE LA EXTENSIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y TEMPORAL DEL TAXÓN HEXASACCITES MUELLERI (REINHARDT Y SCHMITZ, 1965) ADLOFF Y DOUBINGER, 1969*
-
- Finucane, D. Dept. of Geology, University College, Cork, Ireland
- INVESTIGATION OF A POSSIBLE MICROFLORAL EXTINCTION EVENT AT THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY*
-
- Flores, J.A. Departamento de Geología, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España. (flores@gugu.usal.es).
- DESARROLLO DE UNA UNIDAD AUTOMATIZADA DE ANÁLISIS DE MICROFÓSILES PARA LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN SEDIMENTOS MARINOS*
- EVOLUCIÓN DE LOS COCOLITOFÓRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS EN LA RÍA DE VIGO*
- PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE MARLS OF MEM MONIZ (ALGARVE, PORTUGAL) BASED ON DIATOMS, CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PLANKTONIC FORAMINIFERA. STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS*
- PALEOCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE GULF OF CADIZ DURING THE LAST GLACIAL CYCLE AS REVEALED BY COCCOLITHOPHORE ASSEMBLAGES*
-
- Fonseca, P.E. LATTEX, Dep. Geologia da Universidade de Lisboa, Ed. C2 - Piso 5, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. Phone: +351 21 750 0000; Fax: +351 21 750 0064
- A DEVONIAN PALYNOMORPH ASSEMBLAGE IN ALBERGARIA-A-VELHA (NW PORTUGAL): REGIONAL IMPLICATIONS*
- NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY, PALAEOLOGY AND ORGANIC PETROLOGY FROM MOUQUIM-CARVOEIRO PALAEOZOIC SYNFORM (PORTO-ALBERGARIA-A-VELHA SHEAR ZONE, NW OF PORTUGAL): TECTONOSTRATIGRAPHIC IMPLICATIONS*
-
- Fortea, F.A. C/ Pintor Gisbert 21, 46006, Valencia, España.
- LA FLORA VASCULAR MARINA DEL KONSERVAT FOSSIL-LAGERSTÄTTE DEL PLIOCENO SUPERIOR DE CUEVAS DEL ALMANZORA (ALMERÍA, ESPAÑA)*
-
- Francés, G. Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo, España.
- EVOLUCIÓN DE LOS COCOLITOFÓRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS EN LA RÍA DE VIGO*
-
- Fregenal-Martínez, M.A. Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. E-28040. Madrid, España.
- ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE FÓSILES EN LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LAS HOYAS (CRETÁCICO INFERIOR, SERRANÍA DE CUENCA) MEDIANTE CURVAS DE RAREFACCIÓN E ÍNDICES DE DIVERSIDAD*
-
- Fuertes, M.A. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, España.
- EVOLUCIÓN DE LOS COCOLITOFÓRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS EN LA RÍA DE VIGO*
-

- Galopim de Carvalho, A.M. Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. Portugal.
Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. Portugal.
Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. Portugal.
- ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS GEOMONUMENTO DA RUA SAMPAIO BRUNO, LISBOA. (BRIOZOÁRIOS DO MIOCÉNICO INFERIOR) PEGADAS DE TERÓPODES E DE ORNITÓPODES DO JURÁSSICO SUPERIOR DA LOURINHÃ, PORTUGAL PEGADAS DE TERÓPODES EM ALCANEDE, PORTUGAL PISTAS DE DINOSSÁURIO DO KIMERIDGLIANO DA SERRA DO BOURO, PORTUGAL PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL*
-
- Gámez Vintaned, J.A. Área de Paleontología. Universidad de Extremadura. E-06071 Badajoz, España.
- UN CASO DE FOSILIZACIÓN EXCEPCIONAL: INVERTEBRADOS CONSERVADOS EN VULCANITAS DEL CARBONÍFERO INFERIOR DE BADAJOZ (ESPAÑA)*
-
- Gallemlí, J. Museu de Geologia (ICUB – Ajuntament de Barcelona); Parc de la Ciutadella s/n; 08003 – Barcelona; España.
- EQUÍNIDOS DE FACIES PROFUNDAS DEL CONIACIENSE SUPERIOR DEL PREPIRINEO CATALANO-ARAGONÉS (NE DE ESPAÑA): SISTEMÁTICA Y DISTRIBUCIÓN PALEOBIOGEOGRÁFICA EQUÍNIDOS DEL TRÁNSITO CONIACIENSE-SANTONIENSE DE LA SERIE DE OLAZAGUTIA (NAVARRA, N DE ESPAÑA): SISTEMÁTICA, BIOESTRATIGRAFÍA Y DISTRIBUCIÓN PALEOBIOGEOGRÁFICA*
-
- Gandin, A. Dpto. di Scienze della Terra. Università di Siena. Via Laterina 8. Siena (Italia) gandin@unisi.it
- NUEVAS APORTACIONES PALEONTOLÓGICAS DEL TRIÁSICO MEDIO DE CERDEÑA (ITALIA)*
-
- García-Alcalde, J.L. Departamento Geología (Paleontología), Universidad Oviedo. Email jalcalde@asturias.geol.uniovi.es. 33005 Oviedo, Asturias, España.
- RELACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS ENTRE GONDWANA SEPTENTRIONAL Y BALTICA: LA FAUNA DE IVANOTHYRIS HAVLICEKI (ZONA CANTÁBRICA, EMSIENSE TERMINAL) NUEVAS ESPECIES DE MYRIOSPIRIFER (BRAQUIOPODO, SPIRIFERIDINA EOSPIRIFERINAE) DEL DEVONICO INFERIOR (EMSIENSE SUPERIOR) DE ALASKA Y DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA (N DE ESPAÑA) Y DISTRIBUCION PALEOGEOGRAFICA DEL GENERO*
-
- García Bartolomé, A. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005-Oviedo, España.
- ESTUDIO PALINOLÓGICO DEL CARBONÍFERO SUPERIOR EN LA ZONA DE HONTORIA, NORESTE DE ASTURIAS (ESPAÑA)*
-
- García-Forner, A. Museo del Departamento de Geología; Universitat de València; 46100 Burjassot Valencia, España. E-mail: garciaan@uv.es
- COLECCIÓN PALEOBOTÁNICA DEL MIOCENO DE RIBESALBES (CASTELLÓN) EN EL MUSEO DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSITAT DE VALENCIA (MGUV)*
-
- García-López, S. Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo España.
- CONODONTOS DE LA FORMACIÓN NIEVA (LOCHKOVIENSE-PRAGUIENSE) EN LA REGIÓN DEL CABO PEÑAS, CORDILLERA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA CONODONTOS DEL LÍMITE EMSIENSE INFERIOR/EMSIENSE SUPERIOR EN LA SUCESIÓN DEL RÍO ARAUZ (DOMINIO PALENTINO, NO DE ESPAÑA) CONODONTOS Y DACRIOCONÁRIDOS DEL EMSIENSE EN SANTA CRUZ DE MUDELA, PROVINCIA DE CIUDAD REAL, ZONA CENTROIBÉRICA MERIDIONAL, ESPAÑA*

García-Ramos, J.C. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España.

- DIENTES DE THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA*
ICNITAS DE REPTILES VOLADORES (PTEROSAURIOS) CON IMPRESIONES DE LA PIEL EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS (N DE ESPAÑA)
PRIMER REGISTRO DE DIPLODOCIDAE Y CAMARASAURIDAE (SAURISCHIA: SAUROPODA) EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
UN NUEVO RASTRO DE DINOSAURIO SAURÓPODO EN LA SERIE JURÁSICA DE LOS ALREDEDORES DE LA PLAYA DE MERÓN (VILLAVICIOSA, ASTURIAS)
VÉRTEBRAS CAUDALES DE SAUROPODA Y THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA

Gholamalian, H. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Esfahan, Esfahan 81744, Islamic Republic of Iran

- THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMÁTICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA*

Ghobadi Pour, M. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Esfahan, Esfahan 81744, Islamic Republic of Iran.

- THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMÁTICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA*

Göncüoğlu, M.C. Middle East Technical University, Dept. Geol. Eng., 06531 Ankara, Turkey

- STRATIGRAPHY OF THE SILURIAN-LOWER CARBONIFEROUS ROCK-UNITS IN KONYA AREA (KÜTAHYA-BOLKARDAG BELT, CENTRAL TURKEY)*
CORRELATION OF THE CAMBRIAN TO DEVONIAN ROCK-UNITS IN THE EASTERN AND CENTRAL TAURIDE-ANATOLIDE PLATFORM, TURKEY: A REVIEW

Göncüoğlu, Y. MTA, Dept. of Geological Research, 06520 Ankara- Turkey

- STRATIGRAPHY OF THE SILURIAN-LOWER CARBONIFEROUS ROCK-UNITS IN KONYA AREA (KÜTAHYA-BOLKARDAG BELT, CENTRAL TURKEY)*

González Álvarez, C. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo, España.

- BRYOZOOS DEL MOSCOVIENSE DE LA ZONA CANTÁBRICA. CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS*
NUEVOS DATOS SOBRE BRYOZOOS DEL CARBONÍFERO DE LA ZONA CANTÁBRICA
CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS SOBRE LOS BRYOZOOS DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA (ASTURIAS, NW DE ESPAÑA)
FENESTRAPORA HALL, 1885 (BRYOZOA) DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA

González Delgado, J.A. Departamento de Geología (Paleontología). Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España.

- PERFILES DE ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN STROMBUS ACTUALES, CUATERNARIOS Y PLIOCENOS*
SÍNTESIS PALEONTOLÓGICA DEL TORTONIENSE SUPERIOR DE CACELA (ALGARVE, PORTUGAL)

González Donoso, J.M. Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga, España.

- CARACTERÍSTICAS PALEOCEANOGRÁFICAS DE LOS NIVELES CON ALTO CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO DEL CUATERNARIO SUPERIOR DEL MAR DE ALBORÁN*
RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LAS AGUAS MARINAS SUPERFICIALES Y EL ENROLLAMIENTO EN NEOGLOBOQUADRINA PACHYDERMA (EHRENBERG) DURANTE EL PLEISTOCENO Y NEÓGENO SUPERIOR EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Gourvennec, R. Laboratoire de Paléontologie, UMR 6538, BP 809, 6 av. Le Gorgeu, 29285 Brest, France.

PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL)

THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA

Goy, A. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 – Madrid, España. Tlf. 91-3944877; Fax.: 91-3944849

EL TRÁNSITO JURÁSICO INFERIOR – JURÁSICO MEDIO EN LA SECCIÓN DE FUENTELSAZ (CORDILLERA IBÉRICA): ASPECTOS PALINOESTRATIGRÁFICOS

NUEVAS APORTACIONES PALEONTOLÓGICAS DEL TRIÁSICO MEDIO DE CERDEÑA (ITALIA)

Goy, J.L. Departamento de Geología (Paleontología). Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España.

PERFILES DE ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN STROMBUS ACTUALES, CUATERNARIOS Y PLIOCENOS

Gozalo, R. Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46.100-Burjassot, Valencia, España. c/e: Rodolfo.Gozalo@uv.es

DESARROLLO DEL FICHERO DE TAXONES Y FORMACIONES DEL GTE 421. EJEMPLOS PRÁCTICOS

REVISIÓN DEL GÉNERO ALUEVA EN LA CORDILLERA IBÉRICA. ASPECTOS FILOGENÉTICOS

Gravalosa, J.M. Departamento de Geología, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España., email: gravalosa@gugu.usal.es

DESARROLLO DE UNA UNIDAD AUTOMATIZADA DE ANÁLISIS DE MICROFÓSILES PARA LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN SEDIMENTOS MARINOS

Guerra-Merchán, A. Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga, España.

RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LAS AGUAS MARINAS SUPERFICIALES Y EL ENROLLAMIENTO EN NEOGLOBOQUADRINA PACHYDERMA (EHRENBERG) DURANTE EL PLEISTOCENO Y NEÓGENO SUPERIOR EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Guillem, J. Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. Burjasot. 46100. Valencia, España.

LA OBRA CIENTÍFICA DE GUILLEM COLOM CASASNOVAS EN LA COMUNIDAD VALENCIANA

Gutiérrez-Marco, J.C. Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid, España. c/e: jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es.

ALGUNS FÓSSEIS RAROS OU POUCO CONHECIDOS DA FORMAÇÃO DE VALONGO (ORDOVÍCIO MÉDIO, NORTE DE PORTUGAL)

CONODONTOS DE LA CALIZA URBANA (ASHGILL) DE SIERRA MORENA ORIENTAL (ZONA CENTROIBÉRICA)

CONODONTOS DE LA FORMACIÓN FERRADOSA (ASHGILL), SERRA DO BUÇACO, ZONA CENTRO IBÉRICA PORTUGUESA

CONODONTOS DEL CARADOC (ORDOVÍCIO SUPERIOR) DEL MACIZO HESPÉRICO

CONODONTOS Y DACRIOCONÁRIDOS DEL EMSIENSE EN SANTA CRUZ DE MUDELA, PROVINCIA DE CIUDAD REAL, ZONA CENTROIBÉRICA MERIDIONAL, ESPAÑA

DESCOBERTA DE LUMACHELAS COM LINGULÍDEOS NO ORDOVÍCIO DA SERRA DO MARÃO (NORTE DE PORTUGAL)

DESCOBERTA DO GÉNERO POLONOGRAPTUS TSEGELNYUK (GRAPTOLITHINA, MONOGRAPTIDAE), NO SILÚRICO DA PENÍNSULA IBÉRICA / FIRST EVIDENCE OF THE GENUS POLONOGRAPTUS TSEGELNYUK (GRAPTOLITHINA, MONOGRAPTIDAE) IN THE SILURIAN OF THE IBERIAN PENINSULA

LA "CALIZA DE SCYPHOCRINITES" (SILÚRICO SUPERIOR) DEL NORTE DE SEVILLA: AVANCE DE RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS Y BIOESTRATIGRÁFICOS

PLUMULÍTIDOS (MACHAERIDIA) DE LA FORMACIÓN VALONGO (ORDOVÍCIO MEDIO, PORTUGAL)

UN RARO TRILOBITES OLÉNIDO DEL ARENIG (ORDOVÍCIO INFERIOR) DE LA CORDILLERA ORIENTAL BOLIVIANA

-
- Hladil, J. Institute of Geology, Academy of Sciences CR, Rozvojova 135, 165 02 Prague 6, Czech Republic, e-mail: hladil@gli.cas.cz
GAMMA SPECTROMETRIC AND MAGNETOSUSCEPTIBILITY LOGS FROM THE FRASNIAN PLATFORM LIMESTONES (MORAVIA): INDICATIONS OF THEIR LARGE CORRELATION POTENTIAL
-
- Harvey, C. Centre for Palynology, University of Sheffield, Dainton Building, Brook Hill, Sheffield, S3 7HF, England. Email: c.harvey@sheffield.ac.uk
MIDDLE AND UPPER DEVONIAN PALYNOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE SIERRA DE PERIJÁ, WESTERN VENEZUELA
-
- Hazevoet, C.J. Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. Portugal.
ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS
-
- Henriques, M.H. Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal, hhenriq@ci.uc.pt
AALENIAN CALCAREOUS NANNOFOSSILS OF SÃO GIÃO AND SERRA DA BOA-VIAGEM SECTIONS (LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL): PRELIMINARY RESULTS
ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFROS DEL AALENIENSE EN LOS MÁRGENES ORIENTAL Y NOROCCIDENTAL DE LA PLACA IBÉRICA: IMPLICACIONES BIOGEOGRÁFICAS Y BIOESTRATIGRÁFICAS
TÉCNICAS MULTIMEDIA E PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO: O JURÁSSICO DO CABO MONDEGO (PORTUGAL)
O PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO PORTUGUÊS E A SUA INTEGRAÇÃO NAS ÁREAS PROTEGIDAS DO TERRITÓRIO NACIONAL
-
- Heredia, S. CONICET-Univ. Nac. Comahue, Neuquén, Argentina, email sheredia@machi.uncoma.edu.ar
PALEONTOLOGICAL AND MICROFACIAL FEATURES OF THE LAS CHACRITAS FORMATION (MIDDLE ORDOVICIAN), CENTRAL PRECORDILLERA, SAN JUAN PROVINCE, ARGENTINA
-
- Hermida da Silva e Silva, L. Departamento de Ciências Naturais, Universidade do Rio de Janeiro - UNIRIO. Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo. CEP: 22 270.000, Rio de Janeiro, Brasil. E-mail: paleo@uniriotec.br
ESTROMATÓLITOS DA LAGOA SALGADA, QUATERNÁRIO DO ESTADO RIO DE JANEIRO, BRASIL
CONSIDERAÇÕES PALEOECOLÓGICAS SOBRE A MALACOFUNA DULÇAQUÍCOLA DO CRETÁCEO DO BRASIL
MACRÓFITAS AQUÁTICAS NA FORMAÇÃO MARÍLIA (CRETÁCEO SUPERIOR) DA BACIA BAURU, BRASIL
-
- Herrero, C. Dpto. Paleontología, F.CC. Geológicas, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España.
FORAMINÍFEROS DEL TOARCIENSE DE LA RAMBLA DEL SALTO (SIERRA PALOMERA, TERUEL)
-
- Higgs, K. Dept. of Geology, University College, Cork, Ireland
INVESTIGATION OF A POSSIBLE MICROFLORAL EXTINCTION EVENT AT THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY
-
- Iniesta Sanmartín, A. Instituto de Patrimonio Histórico de la Región de Murcia, España.
LA PROTECCIÓN DEL PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO EN LA REGIÓN DE MURCIA (ESPAÑA)
-
- Jansa, L.F. Geological Survey of Canada - Atlantic, P.O.Box 1006, Dartmouth N.S., Canada B2Y 4A2, e-mail: jansa@agc.bio.ns.ca
GAMMA SPECTROMETRIC AND MAGNETOSUSCEPTIBILITY LOGS FROM THE FRASNIAN PLATFORM LIMESTONES (MORAVIA): INDICATIONS OF THEIR LARGE CORRELATION POTENTIAL
-

Jordá Pardo, J.F. Laboratorio de Estudios Paleolíticos. Dto. de Prehistoria e Historia Antigua.
Facultad de Geografía e Historia. Universidad Nacional de Educación a
Distancia. c/ Senda del Rey, s/n. 28040 Madrid, España. C.e.: jorda-
sm@teleline.es

*VERTEBRADOS FÓSILES Y BIOESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL
DUERO (CASTILLA Y LEÓN, ESPAÑA)*

*EL REGISTRO FÓSIL DEL YACIMIENTO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA,
ESPAÑA)*

Jordan, K. Institut fuer Geologie und Palaeontologie der Universitaet Stuttgart, Herdweg
51, D-70174 Stuttgart, Germany.

*NATUREZA E TIPOLOGIA DAS BIOCONSTRUÇÕES COM ESPONGIÁRIOS SILICIOSOS DO TOARCIANO DA
REGIÃO DE ANSLÃO (PORTUGAL)*

Kalvoda, J. Department of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Kotlarska 2
61137 Brno

*BRUNOVISTULIAN TERRANE (CZECH REPUBLIC, MIDDLE EUROPEAN VARISCIDES) AND LOWER
CARBONIFEROUS PALEOBIOGEOGRAPHY*

Kebria-EE, M. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Esfahan, Esfahan
81744, Islamic Republic of Iran.

*THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE,
CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATIC, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE
CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA*

Klug, C. Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard-Karls-
Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen, Germany; email:
christian.klug@uni-tuebingen.de

EARLY EMSIAN AMMONOIDS FROM THE EASTERN ANTI-ATLAS (MOROCCO) AND THEIR SUCCESSION

*UNIQUE MORPHOLOGICAL FEATURES OF THE PINACITINAE HYATT 1900 (AMMONOIDEA) AND THEIR
PALAEOECOLOGICAL IMPLICATIONS (DEVONIAN, MOROCCO)*

Korn, D. Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard Karls
Universität, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen; email: dieter.korn@uni-
tuebingen.de

BIOGEOGRAPHY OF PERMIAN AMMONOIDS

THE PALAEOZOIC AMMONOIDS OF THE SOUTH PORTUGUESE ZONE

*TIMING AND SPEED OF CENTRAL VARISCAN UPLIFT DETERMINED BY GONIATITE BIOGEOGRAPHY IN THE
EARLY CARBONIFEROUS*

Kozlu, H. TPAO, Expl. Group, Ankara, Turkey

*CORRELATION OF THE CAMBRIAN TO DEVONIAN ROCK-UNITS IN THE EASTERN AND CENTRAL TAURIDE-
ANATOLIDE PLATFORM, TURKEY: A REVIEW*

Kozur, H.W. Rézsü u. 83, H-1029 Budapest, Hungary

*STRATIGRAPHY OF THE SILURIAN-LOWER CARBONIFEROUS ROCK-UNITS IN KONYA AREA (KÜTAHYA-
BOLKARDAG BELT, CENTRAL TURKEY)*

Krautter, M. Institut fuer Geologie und Palaeontologie der Universitaet Stuttgart, Herdweg
51, D-70174 Stuttgart, Germany; manfred.krautter@geologie.uni-stuttgart.de

*NATUREZA E TIPOLOGIA DAS BIOCONSTRUÇÕES COM ESPONGIÁRIOS SILICIOSOS DO TOARCIANO DA
REGIÃO DE ANSLÃO (PORTUGAL)*

Lakova, I. Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria, e-
mail: lakova@geology.bas.bg

*BIOSTRATIGRAPHY, CORRELATIONS AND PALEOBIOGEOGRAPHY OF UPPER SILURIAN - LOWER DEVONIAN
CHITINOZOANS OF NORTHERN GONDWANA*

-
- Ledesma, S. Departamento de Geología, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España., email: ledesma@gugu.usal.es
DESARROLLO DE UNA UNIDAD AUTOMATIZADA DE ANÁLISIS DE MICROFÓSILES PARA LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN SEDIMENTOS MARINOS
-
- Legrand-Blain, M. Institut EGID - Bordeaux 3 University - 1 Allée F. Daguin, 33607 PESSAC France
PRODUCTOID BRACHIOPODS NEAR THE TOURNAISIAN-VISEAN BOUNDARY IN THE SAHARAN BASINS
-
- Legoinha, P. Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Quinta da Torre, P-2825-114, Caparica, Portugal
SÍNTESIS PALEONTOLÓGICA DEL TORTONIENSE SUPERIOR DE CACELA (ALGARVE, PORTUGAL)
-
- Le Menn, J. Laboratoire de Paléontologie, UMR 6538, BP 809, 6 av. Le Gorgeu, 29285 Brest, France.
PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL)
-
- Lemos de Sousa, M.J. GIPEGO, Dep. e Centro Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal. Phone: +351 22 340 1471; Fax: +351 22 205 6456.
A DEVONIAN PALYNOMORPH ASSEMBLAGE IN ALBERGARIA-A-VELHA (NW PORTUGAL): REGIONAL IMPLICATIONS
NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY, PALAEOLOGY AND ORGANIC PETROLOGY FROM MOUQUIM-CARVOEIRO PALAEOZOIC SYNFORM (PORTO-ALBERGARIA-A-VELHA SHEAR ZONE, NW OF PORTUGAL): TECTONOSTRATIGRAPHIC IMPLICATIONS
-
- Leyva, F. INIMA-Servicios Europeos de Medio Ambiente S.A., Arturo Soria 336, E-28003 Madrid, España.
CONODONTOS DE LA CALIZA URBANA (ASHGILL) DE SIERRA MORENA ORIENTAL (ZONA CENTROIBÉRICA)
-
- Liao, J.C. Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.
 Dpto. de Geología, Universitat de València, c/. Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, València, España.
UTILIZACIÓN DE CONODONTOS PARA EL RECONOCIMIENTO DE PARACONFORMIDADES ESTRATIGRÁFICAS; UN EJEMPLO EN EL GIVETIENSE (DEVÓNICO MEDIO) DE RENANUÉ (PIRINEOS ARAGONESES)
-
- Linares, D. Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga, España.
CARACTERÍSTICAS PALEOCEANOGRÁFICAS DE LOS NIVELES CON ALTO CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO DEL CUATERNARIO SUPERIOR DEL MAR DE ALBORÁN
RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LAS AGUAS MARINAS SUPERFICIALES Y EL ENROLLAMIENTO EN NEOGLOBOQUADRINA PACHYDERMA (EHRENBERG) DURANTE EL PLEISTOCENO Y NEÓGENO SUPERIOR EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL
-
- Liñán, E. Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España.
NUEVAS APORTACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y LA PALEOBOTÁNICA DEL BARRANCO DE ALTO BALLESTER, RUBIELOS DE MORA, TERUEL
REVISIÓN DEL GÉNERO ALUEVA EN LA CORDILLERA IBÉRICA. ASPECTOS FILOGENÉTICOS
-

- Lires, J. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España.
DIENTES DE THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
ICNITAS DE REPTILES VOLADORES (PTEROSAURIOS) CON IMPRESIONES DE LA PIEL EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS (N DE ESPAÑA)
PRIMER REGISTRO DE DIPLODOCIDAE Y CAMARASAUROIDAE (SAURISCHIA: SAUROPODA) EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
UN NUEVO RASTRO DE DINOSAURIO SAURÓPODO EN LA SERIE JURÁSICA DE LOS ALREDEDORES DE LA PLAYA DE MERÓN (VILLAVICIOSA, ASTURIAS)
VÉRTEBRAS CAUDALES DE SAUROPODA Y THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
-
- López Sáez, J.A. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto de Historia, Laboratorio de Arqueobotánica. Duque Medinaceli, 6 - 28014 Madrid, España.
PALEOVEGETAÇÃO E IMPACTO HUMANO DURANTE A IDADE DO BRONZE NA BEIRA ALTA: PALINOLOGIA DO POVOADO DO BRONZE DE CANEDOTES (VILA NOVA DE PAIVA, VISEU)
-
- Löwemark, L. GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Kiel, Germany
PALEOCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE GULF OF CADIZ DURING THE LAST GLACIAL CYCLE AS REVEALED BY COCCOLITHOPHORE ASSEMBLAGES
-
- Lozano-Francisco, M.C. C/ Tomás Escalonilla, 3, 2º B, 29010 Málaga, España.
LA DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS VENÉRIDOS (VENERIDAE; BIVALVIA) EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL DURANTE EL PLIOCENO
-
- Luna, M. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España.
DIENTES DE THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
PRIMER REGISTRO DE DIPLODOCIDAE Y CAMARASAUROIDAE (SAURISCHIA: SAUROPODA) EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
VÉRTEBRAS CAUDALES DE SAUROPODA Y THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
-
- Luterbacher, H. Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität, Tübingen, Sigwartstr. 10, D-72076, Tübingen, Alemania.
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE CIVISINA EUSKALHERRIENSIS (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)
-
- Mancheño Jiménez, M.A. Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia, España.
INTRODUCCIÓN AL INVENTARIO PALEONTOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MURCIA
-
- Maroto, M.A. Museo del Departamento de Geología; Universitat de València; 46100 Burjassot, Valencia, España. E-mail: garciaan@uv.es
COLECCIÓN PALEOBOTÁNICA DEL MIOCENO DE RIBESALBES (CASTELLÓN) EN EL MUSEO DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSITAT DE VALENCIA (MGUV)
-
- Marques da Silva, C. Departamento and Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal.
ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS RESTOS DE UN SAURÓPODO DEL JURÁSICO SUPERIOR DE PRAIA DE AREIA BRANCA (LOURINHA, PORTUGAL)
PALEOENVIRONMENTAL AND TAPHONOMICAL INTERPRETATION OF MIOCENE RHODOLITHS FROM PORTO SANTO (MADEIRA ARCHIPELAGO, PORTUGAL). PRELIMINARY DATA
PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE MARLS OF MEM MONIZ (ALGARVE, PORTUGAL) BASED ON DIATOMS, CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PLANKTONIC FORAMINIFERA. STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS
-
- Márquez, L. Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/. Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, Valencia, España.
PRIMEROS DATOS FAUNÍSTICOS DE LA UNIDAD TRIÁSICA (COMPLEJO MALÁGUIDE) DE CABO COPE (MURCIA, ESPAÑA)

-
- Márquez-Aliaga, A. Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/. Dr. Moliner, 50, 46100 Burjasot, Valencia, España.
Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva. Universidad de Valencia, Valencia, España.
COLECCIÓN PALEOBOTÁNICA DEL MIOCENO DE RIBESALBES (CASTELLÓN) EN EL MUSEO DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSITAT DE VALENCIA (MGUV)
NUEVAS APORTACIONES PALEONTOLÓGICAS DEL TRIÁSICO MEDIO DE CERDEÑA (ITALIA)
PRIMEROS DATOS FAUNÍSTICOS DE LA UNIDAD TRIÁSICA (COMPLEJO MALÁGUIDE) DE CABO COPE (MURCIA, ESPAÑA)
-
- Martínez, R. Laboratorio de Paleovertebrados, Univ. Nacl. de la Patagonia, Comodoro Rivadavia, Argentina.
DIENTES DE THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
PRIMER REGISTRO DE DIPLODOCIDAE Y CAMARASAUROIDAE (SAURISCHIA: SAUROPODA) EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
VÉRTEBRAS CAUDALES DE SAUROPODA Y THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
-
- Martínez-Pérez, C. Museo del Departamento de Geología; Universitat de València; 46100 Burjassot, Valencia, España. E-mail: garciaan@uv.es
COLECCIÓN PALEOBOTÁNICA DEL MIOCENO DE RIBESALBES (CASTELLÓN) EN EL MUSEO DE GEOLOGÍA DE LA UNIVERSITAT DE VALENCIA (MGUV)
-
- Martínez Ruiz, F. Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga, España.
CARACTERÍSTICAS PALEOCEANOGRÁFICAS DE LOS NIVELES CON ALTO CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO DEL CUATERNARIO SUPERIOR DEL MAR DE ALBORÁN
-
- Martín González, E. Dpto. de Biología Animal, Fac. de Biología. Universidad de La Laguna. 38206, La Laguna. Tenerife, España.
ESTUDIO TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE GASTERÓPODOS TERRESTRES DEL DEPÓSITO DUNAR DE LA PUNTA DE LA LAJA (BAJAMAR, TENERIFE)
-
- Martín-Rubio, M. Paleontología. Facultad de Ciencias, Euskal Herriko Unibertsitatea/U.P.V. Apartado 644, E-48080 Bilbao, España.
ESTUDIO DE UN CICLO ANUAL DE LAS ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS EN EL LAGO CAICEDO DE YUSO/ARREO
-
- Mateus, O. Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, UNL. 2825 Monte da Caparica, Portugal, email: omateus@n2dinosaurs.com
TORVOSAURUS SP. (DINOSAURIA: THEROPODA) IN THE LATE JURASSIC OF PORTUGAL
-
- Matte, P. Laboratoire de Géophysique, Tectonique et Sédimentologie, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 05, France, e-mail : matte@dstu.univ-motp2.fr
TIMING AND SPEED OF CENTRAL VARISCAN UPLIFT DETERMINED BY GONIATITE BIOGEOGRAPHY IN THE EARLY CARBONIFEROUS
-
- Mayoral, E. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus Universitario de La Rabida, Palos de la Frontera s/n, 21819, Huelva, España.
NUEVOS DATOS SOBRE MISTICETOS (MAMMALIA, CETACEA) EN EL PLIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (LEPE, HUELVA, ESPAÑA)
PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO DE CACELA (MIOCENICO SUPERIOR), ALGARVE, PORTUGAL: DADOS PRELIMINARES
-
- Mazo, V. Dto. de Paleobiología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. C.S.I.C. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid, España.
VERTEBRADOS FÓSILES Y BIOESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL DUERO (CASTILLA Y LEÓN, ESPAÑA)
-

- Meléndez, G. Dpto Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, c./ Pedro Cerbuna 12, 50009-Zaragoza, España. **Erro! Marcador não definido.**
ACTIVIDADES EDUCATIVAS RELACIONADAS CON EL PATRIMONIO GEOLÓGICO y PALEONTOLÓGICO EN ESPAÑA: EL PROYECTO GRECEL
-
- Menéndez, S. Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España.
ACTIVIDAD MICROBIANA EN BIOCONSTRUCCIONES DEL PALEOZOICO: DOS EJEMPLOS DE SIERRA MORENA (CÓRDOBA, ESPAÑA)
FÓSILES PALEOZOICOS Y DEL PRECÁMBRICO EN LA COLECCIÓN DE FÓSILES EXTRANJEROS DEL MUSEO GEOMINERO (ITGE)
-
- Milhau, B. Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS & ISA, Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille, 13 rue de Toul, F-59046 Lille Cedex, France.
 (*) UPRES-A 8014 et FR 1818 du CNRS
THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA
-
- Mistiaen, B. Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS & ISA, Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille, 13 rue de Toul, F-59046 Lille Cedex, France.
 UPRES-A 8014 et FR 1818 du CNRS
THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA
-
- Moço, L.P. GIPEGO, Dep. e Centro Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal. Phone: +351 22 340 1471; Fax: +351 22 205 6456.
A DEVONIAN PALYNOMORPH ASSEMBLAGE IN ALBERGARIA-A-VELHA (NW PORTUGAL): REGIONAL IMPLICATIONS
-
- Molina, A. Conde de Barajas, 32, bajo A, 41002, Sevilla, España. email: 378470@mixmail.com
FÓSILSP@IN : PALEONTOLOGÍA EN LA RED
-
- Molleda-Muñoz, M. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005-Oviedo, España.
DATOS Y CONODONTOS DE LA FORMACIÓN RICACABIELLO EN LA REGIÓN DEL PONGA
-
- Monechi, S. Dipartimento di Scienze della Terra, Via La Póra 4, I-50121 Florencia, Italia.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
-
- Montero, A. Jardín Botánico de Córdoba. Avda. de Linneo s/n, 140. Córdoba, España.
EVOLUCIÓN DE LA GESTIÓN INFORMATIZADA DE LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES
LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES-CSIC. ANTECEDENTES HISTÓRICOS, COMPOSICIÓN Y TRATAMIENTO
-
- Montesinos, J.R. Facultade de Ciencias da Educación, Universidade da Coruña, Paseo de Ronda 47. E-15011 A Coruña, España.
ESTRATIGRAFÍA Y CONODONTOS DEL DEVÓNICO INFERIOR DEL SINCLINAL DEL CAUREL-PEÑALBA (NO DE ESPAÑA)

- Moratalla, J. Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid, España.
PEGADAS DE TERÓPODES E DE ORNITÓPODES DO JURÁSSICO SUPERIOR DA LOURINHÃ, PORTUGAL
PEGADAS DE TERÓPODES EM ALCANEDE, PORTUGAL
PISTAS DE DINOSSÁURIO DO KIMERIDGLIANO DA SERRA DO BOURO, PORTUGAL
PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL
RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL
-
- Moreira, J. Escola Secundária Rafael Bordalo Pinheiro. P-2500 Caldas da Rainha. Portugal.
PISTAS DE DINOSSÁURIO DO KIMERIDGLIANO DA SERRA DO BOURO, PORTUGAL
-
- Moreno, J. Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810 Aveiro, Portugal.
MORFOLOGIAS ABERRANTES EM CARAPAÇAS DE FORAMINÍFEROS BÉNTICOS DA RIA DE AVEIRO (NW PORTUGAL) - CAUSAS NATURAIS OU INFLUÊNCIA ANTRÓPICA?
-
- Muñiz, F. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus Universitario de La Rabida, Palos de la Frontera s/n, 21819, Huelva, España.
NUEVOS DATOS SOBRE MISTICETOS (MAMMALIA, CETACEA) EN EL PLIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (LEPE, HUELVA, ESPAÑA)
PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO DE CACELA (MIOCENICO SUPERIOR), ALGARVE, PORTUGAL: DADOS PRELIMINARES
-
- Nicollin, J.P. Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS & ISA, Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille, 13 rue de Toul, F-59046 Lille Cedex, France.
 UPRES-A 8014 et FR 1818 du CNRS
THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA
-
- Niemeyer, H. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Casilla 1280, Antofagasta-Chile.
STRATIGRAPHY AND PALYNOLOGY OF THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY IN THE ZORRITAS FORMATION, ANTOFAGASTA REGION, NORTHERN CHILE
-
- Okamoto, T. Department of Earth Sciences, Ehime University, Matsuyama 790, Japón.
 Okamoto@sci.ehime-u.ac.jp
ORIENTACIÓN DE VIDA EN AMMONITES CON ENROLLAMIENTO EXCÉNTRICO DEL JURÁSICO MEDIO
-
- Oliveira, J. Colégio Rainha Santa Isabel, R. do Brasil, 41, 3030 Coimbra, Portugal - oliveira@ci.uc.pt
O BAIXO MONDEGO COMO RECURSO EDUCATIVO NATURAL NO ENSINO DA PALEONTOLOGIA
-
- Oliveira, J.T. Intituto Geologico e Mineiro, Ap.7586, 2720 Alfragide, Portugal.
CONODONTES DO SILÚRICO (SUPERIOR?)-DEVÓNICO NOS "MÁRMORES DE ESTREMOZ", SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS (ZONA DE OSSA MORENA, PORTUGAL). IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAIS A NÍVEL REGIONAL / UPPER SILURIAN(?)-DEVONIAN CONODONT REMNANTS FROM THE ESTREMOZ MARBLES, ESTREMOZ-BARRANCOS SECTOR, OSSA MORENA ZONE, PORTUGAL. REGIONAL STRATIGRAPHIC AND STRUCTURAL IMPLICATIONS
PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL)
-
- Oliveira, S. Largo de Sto. António, nº83, Rio Meão, 4520-470 Sta. Maria da Feira, Portugal.
O PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO PORTUGUÊS E A SUA INTEGRAÇÃO NAS ÁREAS PROTEGIDAS DO TERRITÓRIO NACIONAL

- Olóriz, F. Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18002 Granada, España, email: foloriz@goliat.ugr.es
DATOS PRELIMINARES SOBRE TAFOFACIES OXFORDIENSES EN LA ZONA PREBÉTICA (C. BÉTICA, S. ESPAÑA)
-
- Ortega, F. Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid, España.
ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE FÓSILES EN LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LAS HOYAS (CRETÁCICO INFERIOR, SERRANÍA DE CUENCA) MEDIANTE CURVAS DE RAREFACCIÓN E ÍNDICES DE DIVERSIDAD
ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS RESTOS DE UN SAURÓPODO DEL JURÁSICO SUPERIOR DE PRAIA DE AREIA BRANCA (LOURINHA, PORTUGAL)
ESTUDIO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSICO SUPERIOR PORTUGUÊS
-
- Ortiz Jaureguizar, E. Museo Paleontológico Egidio Feruglio Fontana 140 Trelew, Chubut, Argentina. muspal@infovia.com.ar
RELACIONES DE SIMILITUD, PALEOECOLOGÍA Y EXTINCIÓN DE LOS ABDERITIDAE (MARSUPIALIA, CAENOLESTOIDEA)
TAFONOMÍA DE LOS VERTEBRADOS DE LA FORMACIÓN SARMIENTO EN LA LOCALIDAD DE GRAN HONDONADA (EOCENO MEDIO), PATAGONIA, ARGENTINA
-
- Orue-Etxebarria, X. Dto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Aptdo.644. E-48080, Bilbao. España.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE CIVISINA EUSKALHERRIENSIS (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)
-
- Pais, J. Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Quinta da Torre, P-2825-114, Caparica, Portugal
SÍNTESES PALEONTOLÓGICA DEL TORTONIENSE SUPERIOR DE CACELA (ALGARVE, PORTUGAL)
-
- Palacios, T. Área de Paleontología. Universidad de Extremadura. E-06071 Badajoz, España.
UN CASO DE FOSILIZACIÓN EXCEPCIONAL: INVERTEBRADOS CONSERVADOS EN VULCANITAS DEL CARBONÍFERO INFERIOR DE BADAJOZ (ESPAÑA)
-
- Palau Ramírez, J. RSE Aplicaciones Territoriales S.A., Príncipe Jordi 21-23, A, entr. 3, E-08014 Barcelona, España.
CONODONTOS DEL WENLOCK DEL MACIZO DEL MARIMANYA, PIRINEO CENTRAL
-
- Panero, H.R. Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis. (chiesa@unsl.edu.ar) Ejército de los Andes 950, San Luis (5700). República Argentina.
MICROPALAEONTOLOGIA Y CARACTERIZACIÓN DE PALEOSUELOS DEL PLEISTOCENO Y HOLOCENO EN LA SIERRA DE SAN LUIS. ARGENTINA
-
- Pardo Alonso, M.V. Depto. de Geología. Universitat de València. Dr. Moliner, 50. E-46100 Burjassot, Valencia, España. c/e: Miguel.V.Pardo@uv.es
DESARROLLO DEL FICHERO DE TAXONES Y FORMACIONES DEL GTE 421. EJEMPLOS PRÁCTICOS
HERRAMIENTAS DE TRABAJO COLABORATIVO EN LA RED: BSCW E INVESTIGACIÓN PALEONTOLÓGICA
PRESENCIA DEL GÉNERO EOPARAPHORHYNCHUS EN EL FAMIENSE DE LA ZONA CENTROIBÉRICA SURORIENTAL (CIUDAD REAL, ESPAÑA)
-
- Payros, A. Dto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Aptdo.644. E-48080, Bilbao. España.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE CIVISINA EUSKALHERRIENSIS (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)
-
- Pelejero, C. Departamento de Química Ambiental, CID-CSIC, España.
EVOLUCIÓN DE LOS COCOLITOFÓRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS EN LA RÍA DE VIGO

- Peralta, S. CONICET- Univ. Nac. de San Juan, speralta@unsj.edu.ar
PALEONTOLOGICAL AND MICROFACIAL FEATURES OF THE LAS CHACRITAS FORMATION (MIDDLE ORDOVICIAN), CENTRAL PRECORDILLERA, SAN JUAN PROVINCE, ARGENTINA
-
- Pereira, Z. Instituto Geologico e Mineiro, Rua da Amieira, 4465 S. Mamede de Infesta, Portugal.
INVESTIGATION OF A POSSIBLE MICROFLORAL EXTINCTION EVENT AT THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY
PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL)
PRELIMINARY CORRELATION OF LATEST DEVONIAN AND EARLY CARBONIFEROUS MIOSPORE AND ACROTARCH ASSEMBLAGES IN NORTHERN GONDWANA AND SOUTHERN EURAMERICA: SOME PALAEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS
-
- Pérez-López, A. Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva, 18071 Granada, España.
PRIMEROS DATOS FAUNÍSTICOS DE LA UNIDAD TRIÁSICA (COMPLEJO MALÁGUIDE) DE CABO COPE (MURCIA, ESPAÑA)
-
- Pérez Ripoll, M. Dpto. de Prehistòria i Arqueologia. Universitat de València. Avda. Blasco Ibañez, 28. 46001 València, España.
EL REGISTRO FÓSIL DEL YACIMIENTO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA, ESPAÑA)
-
- Perilli, N. Dipartimento di Scienze della Terra, Via S. Maria 53, 56100 Pisa (Italia). E-mail: perilli@dst.unipi.it
AALLENIAN CALCAREOUS NANNOFOSSILS OF SÃO GIÃO AND SERRA DA BOA-VIAGEM SECTIONS (LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL): PRELIMINARY RESULTS
-
- Piçarra, J.M. Instituto Geologico e Mineiro, Ap.104, 7802 Beja, Portugal.
CONODONTES DO SILÚRICO (SUPERIOR?)-DEVÓNICO NOS "MÁRMORES DE ESTREMOZ", SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS (ZONA DE OSSA MORENA, PORTUGAL). IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAIS A NÍVEL REGIONAL / UPPER SILURIAN(?)-DEVONIAN CONODONT REMNANTS FROM THE ESTREMOZ MARBLES, ESTREMOZ- BARRANCOS SECTOR, OSSA MORENA ZONE, PORTUGAL. REGIONAL STRATIGRAPHIC AND STRUCTURAL IMPLICATIONS
CONODONTOS DE LA FORMACIÓN FERRADOSA (ASHGILL), SERRA DO BUÇACO, ZONA CENTRO IBÉRICA PORTUGUESA
DESCOBERTA DO GÉNERO POLONOGRAPTUS TSEGELNYUK (GRAPTOLITHINA, MONOGRAPTIDAE), NO SILÚRICO DA PENÍNSULA IBÉRICA / FIRST EVIDENCE OF THE GENUS POLONOGRAPTUS TSEGELNYUK (GRAPTOLITHINA, MONOGRAPTIDAE) IN THE SILURIAN OF THE IBERIAN PENINSULA
PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL)
PLUMULÍTIDOS (MACHAERIDIA) DE LA FORMACIÓN VALONGO (ORDOVÍCICO MEDIO, PORTUGAL)
-
- Piñuela, L. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España.
DIENES DE THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
ICNITAS DE REPTILES VOLADORES (PTEROSAURIOS) CON IMPRESIONES DE LA PIEL EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS (N DE ESPAÑA)
PRIMER REGISTRO DE DIPLODOCIDAE Y CAMARASAURIDAE (SAURISCHIA: SAUROPODA) EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
UN NUEVO RASTRO DE DINOSAURIO SAURÓPODO EN LA SERIE JURÁSICA DE LOS ALREDEDORES DE LA PLAYA DE MERÓN (VILLAVICIOSA, ASTURIAS)
VÉRTEBRAS CAUDALES DE SAUROPODA Y THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA

- Plasencia, P. Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/. Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, Valencia, España.
Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva. Universidad de Valencia, (Valencia, España).
NUEVAS APORTACIONES PALEONTOLÓGICAS DEL TRIÁSICO MEDIO DE CERDEÑA (ITALIA)
PRIMEROS DATOS FAUNÍSTICOS DE LA UNIDAD TRIÁSICA (COMPLEJO MALÁGUIDE) DE CABO COPE (MURCIA, ESPAÑA)
-
- Plusquellec, Y. Laboratoire de Paléontologie, UMR 6538, BP 809, 6 av. Le Gorgeu, 29285 Brest, France.
PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL)
THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA
-
- Pruner, P. Institute of Geology, Academy of Sciences CR, Rozvojova 135, 165 02 Prague 6, Czech Republic, e-mail: hlakil@gli.cas.cz
GAMMA SPECTROMETRIC AND MAGNETOSUSCEPTIBILITY LOGS FROM THE FRASNIAN PLATFORM LIMESTONES (MORAVIA): INDICATIONS OF THEIR LARGE CORRELATION POTENTIAL
-
- Pujalte, V., Dto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apto. 644. E-48080, Bilbao. España.
ANÁLISIS DEL PLANCTON CALCÁREO DEL TRÁNSITO PALEOCENO/EOCENO DE LA SECCIÓN DE CAMPO, HUESCA (PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE, ZONA SURPIRENAICA CENTRAL)
EL TRÁNSITO CRETÁCICO/TERCIARIO EN LA CUENCA VASCA: ESTRATIGRAFÍA, EVENTOS BIOLÓGICOS Y DESCRIPCIÓN DE CIVISINA EUSKALHERRIENSIS (NUEVA ESPECIE DEL COMIENZO DEL TERCIARIO)
-
- Rábano, I. Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, E-28003 Madrid, España. c/e: i.rabano@itge.mma.es
ALGUNOS EJEMPLOS DE FOSILIZACIÓN EN INVERTEBRADOS Y PLANTAS DEL MUSEO GEOMINERO FÓSILES PALEOZOICOS Y DEL PRECÁMBRICO EN LA COLECCIÓN DE FÓSILES EXTRANJEROS DEL MUSEO GEOMINERO (ITGE)
LA "CALIZA DE SCYPHOCRINITES" (SILÚRICO SUPERIOR) DEL NORTE DE SEVILLA: AVANCE DE RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS Y BIOESTRATIGRÁFICOS
PLUMULÍTIDOS (MACHAERIDIA) DE LA FORMACIÓN VALONGO (ORDOVÍCICO MEDIO, PORTUGAL)
UN RARO TRILOBITES OLÉNIDO DEL ARENIG (ORDOVÍCICO INFERIOR) DE LA CORDILLERA ORIENTAL BOLIVIANA
-
- Raddi, Y. Regional centre of Geology, PO B 40 Midelt, Morocco.
PALEOZOIC STRATIGRAPHY AND TECTONIC IN THE SOUTH OF OUGNAT PLUNT EASTERN ANTI ATLAS, MOROCCO
-
- Ramallo, D. Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga, España.
RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LAS AGUAS MARINAS SUPERFICIALES Y EL ENROLLAMIENTO EN NEOGLOBOQUADRINA PACHYDERMA (EHRENBERG) DURANTE EL PLEISTOCENO Y NEÓGENO SUPERIOR EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL
-
- Rasser, M. Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, P.O.B. 127, A - 1031 Vienna, Austria (michael.rasser@univie.ac.at)
PALEOENVIRONMENTAL AND TAPHONOMICAL INTERPRETATION OF MIOCENE RHODOLITHS FROM PORTO SANTO (MADEIRA ARCHIPELAGO, PORTUGAL). PRELIMINARY DATA
-
- Reolid, M. Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18002 Granada, España, email: mreolid@goliat.ugr.es
DATOS PRELIMINARES SOBRE TAFOFACIES OXFORDIENSES EN LA ZONA PREBÉTICA (C. BÉTICA, S. ESPAÑA)

-
- Rey, D. Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo. España.
REINTERPRETACIÓN DE LOS DATOS PALINOESTRATIGRÁFICOS Y MAGNETOESTRATIGRÁFICOS PARA EL LÍMITE ANISIENSE-LADINIENSE EN EL BUNTSANDSTEIN DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBÉRICA
-
- Ribeiro, A. GIPEGO, Dep. e Centro Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal. Phone: +351 22 340 1471; Fax: +351 22 205 6456.
A DEVONIAN PALYNOMORPH ASSEMBLAGE IN ALBERGARIA-A-VELHA (NW PORTUGAL): REGIONAL IMPLICATIONS
NEW DATA ON THE STRATIGRAPHY, PALAEOLOGY AND ORGANIC PETROLOGY FROM MOUQUIM-CARVOEIRO PALAEOZOIC SYNFORM (PORTO-ALBERGARIA-A-VELHA SHEAR ZONE, NW OF PORTUGAL): TECTONOSTRATIGRAPHIC IMPLICATIONS
-
- Richardson, J.B. Department of Palaeontology, Natural History Museum, Cromwell Road, London SW7 5BD
PALYNOLOGICAL ZONATION OF MID-PALAEOZOIC SEQUENCES FROM THE CANTABRIAN MOUNTAINS, NW SPAIN: IMPLICATIONS FOR INTER-REGIONAL & INTERFACIES CORRELATION OF THE LUDFORD/PRIDOLI AND SILURIAN/DEVONIAN BOUNDARIES AND PLANT DISPERSAL PATTERNS
-
- Rivas Carballo, R. Departamento de Geología (Paleontología). Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, España.
ESTUDIO PALINOLÓGICO EN LA SECCIÓN PLIOCÉNICA DE OULAD MESSAOUD (CUENCA DE ASILAH, NW DE MARRUECOS)
-
- Robardet, M. Géosciences-Rennes/CNRS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu - Bat. 15, F-35042 Rennes Cedex, Francia. c/e: Michel.Robardet@univ-rennes1.fr
CONODONTOS DEL CARADOC (ORDOVÍCICO SUPERIOR) DEL MACIZO HESPÉRICO
CONODONTOS DE LA FORMACIÓN FERRADOSA (ASHGILL), SERRA DO BUÇACO, ZONA CENTRO IBÉRICA PORTUGUESA
PALEOBIOGEOGRAPHIC AFFINITIES OF THE LOWER DEVONIAN FAUNAS FROM THE BARRANCOS AREA (OSSA MORENA, PORTUGAL)
LA "CALIZA DE SCYPHOCRINITES" (SILÚRICO SUPERIOR) DEL NORTE DE SEVILLA: AVANCE DE RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS Y BIOESTRATIGRÁFICOS
-
- Robles, F. I. Cavanilles de Biodiversidad y B. Evolutiva y Dpto. Geología Universitat de Valencia, E-46100 Burjasot, Valencia, España.
ESTUDIO DE UN CICLO ANUAL DE LAS ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS EN EL LAGO CAICEDO DE YUSO/ARREO
-
- Rocha, R.C. Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal, rrocha2@go.com
TÉCNICAS MULTIMEDIA E PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO: O JURÁSSICO DO CABO MONDEGO (PORTUGAL)
-
- Rodrigo, A. Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España, Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid, España.
ALGUNOS EJEMPLOS DE FOSILIZACIÓN EN INVERTEBRADOS Y PLANTAS DEL MUSEO GEOMINERO
-
- Rodrigo García, M.J. Dpto. de Prehistòria i Arqueologia. Universitat de València. Avda. Blasco Ibañez, 28. 46001 València, España.
EL REGISTRO FÓSIL DEL YACIMIENTO PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA, ESPAÑA)
-
- Rodrigues, D. C.C.B.G. University of Madeira, Praça do Município, 9000 Funchal, Portugal (dmr@uma.pt)
PALEOENVIRONMENTAL AND TAPHONOMICAL INTERPRETATION OF MIOCENE RHODOLITHS FROM PORTO SANTO (MADEIRA ARCHIPELAGO, PORTUGAL). PRELIMINARY DATA
-

Rodríguez, S. Dpto. de Geología, Universitat de València, c/. Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, València, España.

UTILIZACIÓN DE CONODONTOS PARA EL RECONOCIMIENTO DE PARACONFORMIDADES ESTRATIGRÁFICAS; UN EJEMPLO EN EL GIVETIENSE (DEVÓNICO MEDIO) DE RENANUÉ (PIRINEOS ARAGONESES)

Rodríguez
González, R.M. Departamento de Ingeniería Minera, Universidad de León, C/Jesus Rubio 2, 24071 León, España.

ESTUDIO PALINOLÓGICO DEL CARBONÍFERO SUPERIOR EN LA ZONA DE HONTORIA, NORESTE DE ASTURIAS (ESPAÑA)

PALINOESTRATIGRAFÍA Y MAGMATISMO DE LA SECCIÓN DE LA RIBERA DEL JARAMA, FAJA PIRÉNICA IBÉRICA, ZONA SURPORTUGUESA, PROVINCIA DE SEVILLA

PALYNOLOGICAL ZONATION OF MID-PALAEOZOIC SEQUENCES FROM THE CANTABRIAN MOUNTAINS, NW SPAIN: IMPLICATIONS FOR INTER-REGIONAL & INTERFACIES CORRELATION OF THE LUDFORD/PRIDOLI AND SILURIAN/DEVONIAN BOUNDARIES AND PLANT DISPERSAL PATTERNS

Rodríguez-
Martínez, M. Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, U.C.M., Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid, España. e-mail: martaro@eucmos.sim.ucm.es

ACTIVIDAD MICROBIANA EN BIOCONSTRUCCIONES DEL PALEOZOICO: DOS EJEMPLOS DE SIERRA MORENA (CÓRDOBA, ESPAÑA)

APORTACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS DE LOS FORAMINÍFEROS DEL MISSISSÍPPICO EN SIERRA MORENA (ESPAÑA)

Rodríguez-
Lazaro, J. Paleontología. Facultad de Ciencias, Euskal Herriko Unibertsitatea/U.P.V. Apartado 644, E-48080 Bilbao, España.

ESTUDIO DE UN CICLO ANUAL DE LAS ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS EN EL LAGO CAICEDO DE YUSO/ARREO

Rodríguez-
Tovar, F.J. Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18002 Granada, España, email: frjtovar@goliat.ugr.es

DATOS PRELIMINARES SOBRE TAFOFACIES OXFORDIENSES EN LA ZONA PREBÉTICA (C. BÉTICA, S. ESPAÑA)

Rohart, J.C. Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS & ISA, Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille, 13 rue de Toul, F-59046 Lille Cedex, France.

THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA

Roiron, P. Upresa 5059, Institut de botanique, 163, rue A.- Broussonet, 34090 Montpellier, France.

NUEVAS APORTACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y LA PALEOBOTÁNICA DEL BARRANCO DE ALTO BALLESTER, RUBIELOS DE MORA, TERUEL

Romano, M. Environmental and Geological Sciences, University of Sheffield, S3 7HF, England. m.romano@sheffield.ac.uk

SILURIAN AND DEVONIAN STRATIGRAPHY IN THE DORNES AREA, CENTRAL PORTUGAL

Romero
Sánchez, G. Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia, España.

Instituto de Patrimonio Histórico de la Región de Murcia, España.

LA PROTECCIÓN DEL PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO EN LA REGIÓN DE MURCIA (ESPAÑA)

INTRODUCCIÓN AL INVENTARIO PALEONTOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MURCIA

Rubinstein, C.V. CONICET, Unidad de Paleopalínología, IANIGLA, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza, Argentina.

MIDDLE DEVONIAN PALYNOMORPHS FROM THE SAN JUAN PRECORDILLERA, ARGENTINA: BIOSTRATIGRAPHY AND PALEOBIOGEOGRAPHY

STRATIGRAPHY AND PALYNOLOGY OF THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY IN THE ZORRITAS FORMATON, ANTOFAGASTA REGION, NORTHERN CHILE

- Rubio, C. Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España. e-mail: 330540@docto.unizar.es
ASOCIACIONES FÓSILES REPRESENTADAS EN LOS MATERIALES MIOCENOS DE RUBIELOS DE MORA, TERUEL. UN BUEN EJEMPLO DEL RICO PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO ARAGONÉS
NUEVAS APORTACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y LA PALEOBOTÁNICA DEL BARRANCO DE ALTO BALLESTER, RUBIELOS DE MORA, TERUEL
-
- Ruigómez, E. Museo Paleontológico Egidio Feruglio Fontana 140 Trelew, Chubut, Argentina. muspal@infovia.com.ar
TAFONOMÍA DE LOS VERTEBRADOS DE LA FORMACION SARMIENTO EN LA LOCALIDAD DE GRAN HONDONADA (EOCENO MEDIO), PATAGONIA, ARGENTINA
-
- Samsó Escolà, J.M. C/ Mayor 30, 1º izda. 22700 Jaca, España.
CARACTERIZACIÓN DE LAS ASOCIACIONES CORALINAS DEL GRUPO AGER (PALEOCENO-EOCENO, CUENCA DE GRAUS-TREMP, PIRINEOS)
-
- Sánchez de Posada, L.C. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005-Oviedo, España.
ESTUDIO PALINOLÓGICO DEL CARBONÍFERO SUPERIOR EN LA ZONA DE HONTORIA, NORESTE DE ASTURIAS (ESPAÑA)
-
- Sánchez Pérez, I. Dpto. de Biología Animal, Fac. de Biología. Universidad de La Laguna. 38206, La Laguna. Tenerife, España.
ESTUDIO TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE GASTERÓPODOS TERRESTRES DEL DEPÓSITO DUNAR DE LA PUNTA DE LA LAJA (BAJAMAR, TENERIFE)
-
- Sandoval, J. Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18071-Granada, España. Sandoval@goliat.ugr.es
ORIENTACIÓN DE VIDA EN AMMONITES CON ENROLLAMIENTO EXCÉNTRICO DEL JURÁSICO MEDIO
-
- Santos, A. CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Unidade de Ciências e Tecnologias dos Recursos Aquáticos, Campus de Gambelas, 8000 Faro, Portugal.
BIVALVES DO MIOCÉNICO SUPERIOR DE CACELA (SE PORTUGAL): SIGNIFICADO TAFONÓMICO E PALEOAMBIENTAL
-
- Santos, J.J. Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. Portugal.
ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS
-
- Santos, V.F. Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58. P-1294 Lisboa codex. Portugal.
 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. Portugal.
ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS
PEGADAS DE TERÓPODES E DE ORNITÓPODES DO JURÁSSICO SUPERIOR DA LOURINHÃ, PORTUGAL
PEGADAS DE TERÓPODES EM ALCANEDE, PORTUGAL
PISTAS DE DINOSSÁURIO DO KIMERIDGLIANO DA SERRA DO BOURO, PORTUGAL
PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL
RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL
-
- Sanz, J.L. Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid, España.
ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS RESTOS DE UN SAURÓPODO DEL JURÁSICO SUPERIOR DE PRAIA DE AREIA BRANCA (LOURINHA, PORTUGAL)
ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS

Sanz-López, J. Fac. de Ciencias da Educación, Univ. da Coruña. Paseo de Ronda 47. 15011 A Coruña, España.

CONODONTOS DE LA FORMACIÓN NIEVA (LOCHKOVIENSE-PRAGUIENSE) EN LA REGIÓN DEL CABO PEÑAS, CORDILLERA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA

CONODONTOS DEL WENLOCK DEL MACIZO DEL MARIMANYA, PIRINEO CENTRAL

ESTRATIGRAFÍA Y CONODONTOS DEL DEVÓNICO INFERIOR DEL SINCLINAL DEL CAUREL-PEÑALBA (NO DE ESPAÑA)

Sarmiento, G.N. Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, E-28040 Madrid, España. c/e: jcgrapto@eucmax.sim.ucm.es.

CONODONT COLOUR ALTERATION FROM SUBSURFACE PALAEOZOIC STRATA OF NORTH-WESTERN BULGARIA: BURIAL HISTORY AND HYDROCARBON EXPLORATION

CONODONTES DO SILÚRICO (SUPERIOR?)-DEVÓNICO NOS "MÁRMORES DE ESTREMOZ", SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS (ZONA DE OSSA MORENA, PORTUGAL). IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAIS A NÍVEL REGIONAL / UPPER SILURIAN(?)-DEVONIAN CONODONT REMNANTS FROM THE ESTREMOZ MARBLES, ESTREMOZ- BARRANCOS SECTOR, OSSA MORENA ZONE, PORTUGAL. REGIONAL STRATIGRAPHIC AND STRUCTURAL IMPLICATIONS

CONODONTOS DE LA CALIZA URBANA (ASHGILL) DE SIERRA MORENA ORIENTAL (ZONA CENTROIBÉRICA)

CONODONTOS DE LA FORMACIÓN FERRADOSA (ASHGILL), SERRA DO BUÇACO, ZONA CENTRO IBÉRICA PORTUGUESA

CONODONTOS DEL CARADOC (ORDOVÍCIICO SUPERIOR) DEL MACIZO HESPÉRICO

CONODONTOS Y DACRIOCONÁRIDOS DEL EMSIENSE EN SANTA CRUZ DE MUDELA, PROVINCIA DE CIUDAD REAL, ZONA CENTROIBÉRICA MERIDIONAL, ESPAÑA

LA "CALIZA DE SCYPHOCRINITES" (SILÚRICO SUPERIOR) DEL NORTE DE SEVILLA: AVANCE DE RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS Y BIOESTRATIGRÁFICOS

Schoenfeld, J. GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Kiel, Germany

PALEOCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE GULF OF CADIZ DURING THE LAST GLACIAL CYCLE AS REVEALED BY COCCOLITHOPHORE ASSEMBLAGES

Sender, L.M. Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, España.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS ÚLTIMOS HALLAZGOS DE CONOS REPRODUCTORES DE CONÍFERAS DEL CRETÁCICO INFERIOR (ALBIENSE) EN LA LOCALIDAD DE UTRILLAS (TERUEL, ESPAÑA)

Sendra, J. Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biología evolutiva, Universitat de València, Ap. Correos 22085, E-46071 Valencia, España.

UM MISTICETO (CETACEA, MISTICETI, CETOTHERIDAE?) DO SERRAVALIANO DE PORTUGAL

LA FLORA VASCULAR MARINA DEL KONSERVAT FOSSIL-LAGERSTÄTTE DEL PLIOCENO SUPERIOR DE CUEVAS DEL ALMANZORA (ALMERÍA, ESPAÑA)

NUEVOS DATOS SOBRE MISTICETOS (MAMMALIA, CETACEA) EN EL PLIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (LEPE, HUELVA, ESPAÑA)

Serrano, F. Departamento de Geología. Universidad de Málaga. E-29071-Málaga, España.

CARACTERÍSTICAS PALEOCEANOGRÁFICAS DE LOS NIVELES CON ALTO CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO DEL CUATERNARIO SUPERIOR DEL MAR DE ALBORÁN

RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LAS AGUAS MARINAS SUPERFICIALES Y EL ENROLLAMIENTO EN NEOGLOBOQUADRINA PACHYDERMA (EHRENBERG) DURANTE EL PLEISTOCENO Y NEÓGENO SUPERIOR EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

Sierro, F.J. Departamento de Geología, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España. Email: sierro@gugu.usal.es

DESARROLLO DE UNA UNIDAD AUTOMATIZADA DE ANÁLISIS DE MICROFÓSILES PARA LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL EN SEDIMENTOS MARINOS

EVOLUCIÓN DE LOS COCOLITOFÓRIDOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS EN LA RÍA DE VIGO

PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION OF THE MARLS OF MEM MONIZ (ALGARVE, PORTUGAL) BASED ON DIATOMS, CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PLANKTONIC FORAMINIFERA. STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

PALEOCEANOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE GULF OF CADIZ DURING THE LAST GLACIAL CYCLE AS REVEALED BY COCCOLITHOPHORE ASSEMBLAGES

- Slavik, L. Institute of Geology, Academy of Sciences CR, Rozvojova 135, 165 02 Prague 6, Czech Republic, e-mail: slavik@gli.cas.cz
SCARCITY AND PROBLEMATIC CORRELATION VALUE OF PRESENT INDEX SPECIES IN CONODONT STRATIGRAPHY OF THE PRAGIAN STAGE (LOWER DEVONIAN)
-
- Soria-Llop, C.N. Dpto Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, c./ Pedro Cerbuna 12, 50009-Zaragoza, España.
ACTIVIDADES EDUCATIVAS RELACIONADAS CON EL PATRIMONIO GEOLÓGICO y PALEONTOLÓGICO EN ESPAÑA: EL PROYECTO GRECEL
-
- Strasser, E.N. Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis. Ejercito de los Andes 950, San Luis (5700). República Argentina.
MICROPALEONTOLOGIA, SEDIMENTOLOGIA Y PALEOCLIMA DEL LIMITE PLEISTOCENO-Holoceno EN EL OESTE DE SAN LUIS. ARGENTINA
MICROPALEONTOLOGIA Y CARACTERIZACION DE PALEOSUELOS DEL PLEISTOCENO Y HOLOCENO EN LA SIERRA DE SAN LUIS. ARGENTINA
-
- Suárez Andrés, J.L. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo, España.
BRIOZOOS DEL MOSCOVIENSE DE LA ZONA CANTÁBRICA. CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS NUEVOS DATOS SOBRE BRIOZOOS DEL CARBONÍFERO DE LA ZONA CANTÁBRICA
CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS SOBRE LOS BRIOZOOS DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA (ASTURIAS, NW DE ESPAÑA)
FENESTRAPORA HALL, 1885 (BRYOZOA) DEL DEVÓNICO DE LA ZONA CANTÁBRICA
-
- Sutherland, S.J.E. Department of Geology, University of British Columbia, British Columbia, Canada
PALYNOLOGICAL ZONATION OF MID-PALAEOZOIC SEQUENCES FROM THE CANTABRIAN MOUNTAINS, NW SPAIN: IMPLICATIONS FOR INTER-REGIONAL & INTERFACIES CORRELATION OF THE LUDFORD/PRIDOLI AND SILURIAN/DEVONIAN BOUNDARIES AND PLANT DISPERSAL PATTERNS
-
- Terrinha, P. Instituto Geológico e Mineiro. Dep. Geologia Marinha. P-2720 Alfragide. Portugal.
 Departamento de Geologia/LATTEX. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 5º piso, Campo Grande. P-1700 Lisboa. Portugal.
PRIMEIROS VESTÍGIOS DE DINOSSÁURIOS NA ORLA MESOZÓICA ALGARVIA, PORTUGAL
RASTOS DE IGUANODONTÍDEOS NO CRETÁCICO DA BACIA ALGARVIA, PORTUGAL
-
- Torres, Y. Museo Nacional de Ciencias Naturales – CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid. España.
EVOLUCIÓN DE LA GESTIÓN INFORMATIZADA DE LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES
LA COLECCIÓN DE PALEOBOTÁNICA DEL MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES-CSIC. ANTECEDENTES HISTÓRICOS, COMPOSICIÓN Y TRATAMIENTO
-
- Tosquella, J. Departamento de Geología, Universidad de Huelva. Campus Universitario de la Rábida, Palos de la Ftra. 21819-Huelva, España.
CARACTERIZACIÓN DE LAS ASOCIACIONES CORALINAS DEL GRUPO AGER (PALEOCENO-EOCENO, CUENCA DE GRAUS-TREMP, PIRINEOS)
-
- Truyols-Massoni, M. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005-Oviedo, España.
 Email: mtruyols@asturias.geol.uniovi.es
CONODONTOS Y DACRIOCONÁRIDOS DEL EMSIENSE EN SANTA CRUZ DE MUDELA, PROVINCIA DE CIUDAD REAL, ZONA CENTROIBÉRICA MERIDIONAL, ESPAÑA
UNA NUEVA ESPECIE DE VOLYNITES (TENTACULÍTIDO, VOLYNITIDAE) DEL DEVÓNICO INFERIOR DE ALASKA
-
- Turhan, N. MTA, Dept. of Geological Research, 06520 Ankara- Turkey
STRATIGRAPHY OF THE SILURIAN-LOWER CARBONIFEROUS ROCK-UNITS IN KONYA AREA (KÜTAHYA-BOLKARDAG BELT, CENTRAL TURKEY)

- Usera, J. Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. Burjasot. 46100. Valencia, España.
LA OBRA CIENTÍFICA DE GUILLEM COLOM CASASNOVAS EN LA COMUNIDAD VALENCIANA
NUEVOS DATOS SOBRE LOS FORAMINÍFEROS DEL CUATERNARIO LITORAL DEL S DE LA PROVINCIA DE ALICANTE
TANATOCENOSIS DE FORAMINÍFEROS EN LA CUEVA VOLCÁNICA SUBMARINA DE LOS JAMEOS DEL AGUA (LANZAROTE, ISLAS CANARIAS)
-
- Ureta, S. Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria. 28040, Madrid, España.
ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFROS DEL AALENIENSE EN LOS MÁRGENES ORIENTAL Y NOROCCIDENTAL DE LA PLACA IBÉRICA: IMPLICACIONES BIOGEOGRÁFICAS Y BIOESTRATIGRÁFICAS
EL TRÁNSITO JURÁSICO INFERIOR - JURÁSICO MEDIO EN LA SECCIÓN DE FUENTELESAZ (CORDILLERA IBÉRICA): ASPECTOS PALINOESTRATIGRÁFICOS
-
- Utrilla, R. Institut Ciències de la Terra "Jaume Almera" C.S.I.C., c/ Lluís Sole i Sabaris s.n., E-08028 Barcelona, España.
ESTUDIO DE UN CICLO ANUAL DE LAS ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS EN EL LAGO CAICEDO DE YUSO/ARREO
-
- Vachard, D. Laboratoire de Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque, Université des Sciences et Techniques de Lille, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.
 UPRES-A 8014 et FR 1818 du CNRS
THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA
-
- Valenzuela-Ríos, J.I. Dpto. de Geología, Universitat de València, c/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, València, España.
¿ES POSIBLE UNA CARACTERIZACIÓN ICTHYOLÓGICA DEL LÍMITE LOCHKOVIENSE/PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) EN ARAGÓN?
LAS MUTILACIONES LEGALES DEL LÍMITE PRAGUIENSE/EMSIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) Y SU ELUCIDACIÓN EN LAS CADENAS IBÉRICAS
NOTA PRELIMINAR SOBRE LOS OSTRÁCODOS DEL LOCHKOVIENSE Y PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) DE NIGÜELLA (ZARAGOZA, CADENAS IBÉRICAS)
UTILIZACIÓN DE CONODONTOS PARA EL RECONOCIMIENTO DE PARACONFORMIDADES ESTRATIGRÁFICAS; UN EJEMPLO EN EL GIVETIENSE (DEVÓNICO MEDIO) DE RENANUÉ (PIRINEOS ARAGONESES)
-
- Valle Hernández, M. Departamento de Geología (Paleontología). Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, España.
ESTUDIO PALINOLÓGICO EN LA SECCIÓN PLIOCÉNICA DE OULAD MESSAOUD (CUENCA DE ASILAH, NW DE MARRUECOS)
-
- van der Made, J. Dto. de Paleobiología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. C.S.I.C. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid, España.
VERTEBRADOS FÓSILES Y BIOESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL DUERO (CASTILLA Y LEÓN, ESPAÑA)
-
- Vanek, J. Martinovská 21, 190 00 Praha-Prosek, República Checa.
LA "CALIZA DE SCYPHOCRINITES" (SILÚRICO SUPERIOR) DEL NORTE DE SEVILLA: AVANCE DE RESULTADOS PALEONTOLÓGICOS Y BIOESTRATIGRÁFICOS
-
- Vázquez, A. Institut Ciències de la Terra "Jaume Almera" C.S.I.C., c/ Lluís Sole i Sabaris s.n., E-08028 Barcelona, España.
ESTUDIO DE UN CICLO ANUAL DE LAS ASOCIACIONES DE OSTRÁCODOS EN EL LAGO CAICEDO DE YUSO/ARREO

-
- Veigas D. Urbanización Los Pisones, Gijón, España.
DIENTES DE THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
PRIMER REGISTRO DE DIPLODOCIDAE Y CAMARASAURIDAE (SAURISCHIA: SAUROPODA) EN EL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
VÉRTEBRAS CAUDALES DE SAUROPODA Y THEROPODA (DINOSAURIA: SAURISCHIA) DEL JURÁSICO SUPERIOR DE ASTURIAS, ESPAÑA
-
- Villena, H. Tarija, Bolivia. c/e: hvillena@olivo.tja.entelnet.bo
UN RARO TRILOBITES OLÉNIDO DEL ARENIG (ORDOVÍCICO INFERIOR) DE LA CORDILLERA ORIENTAL BOLIVIANA
-
- Wagner, P. Dept of Geology, Trinity College, Dublin 2, Ireland
INVESTIGATION OF A POSSIBLE MICROFLORAL EXTINCTION EVENT AT THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY
-
- Wicander, R. Department of Geology, Central Michigan University, Mt. Pleasant, MI 48859 USA, reed.wicander@cmich.edu
INVESTIGATION OF A POSSIBLE MICROFLORAL EXTINCTION EVENT AT THE DEVONIAN-CARBONIFEROUS BOUNDARY
PRELIMINARY CORRELATION OF LATEST DEVONIAN AND EARLY CARBONIFEROUS MIOSPORE AND ACRITARCH ASSEMBLAGES IN NORTHERN GONDWANA AND SOUTHERN EURAMERICA: SOME PALAEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS
-
- Yagüe, P. Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. E-28049 Cantoblanco, Madrid, España.
ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS RESTOS DE UN SAURÓPODO DEL JURÁSICO SUPERIOR DE PRAIA DE AREIA BRANCA (LOURINHA, PORTUGAL)
ESTUDO PRELIMINAR DE UM NOVO IGUANODONTIA BASAL DO JURÁSSICO SUPERIOR PORTUGUÊS
-
- Yanev, S. 1 Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Acad. G. Bonchev Str., bl. 24, 1113 Sofia, Bulgaria.
CONODONT COLOUR ALTERATION FROM SUBSURFACE PALAEOZOIC STRATA OF NORTH-WESTERN BULGARIA: BURIAL HISTORY AND HYDROCARBON EXPLORATION
-
- Yazdi, M. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Esfahan, Esfahan 81744, Islamic Republic of Iran.
THE PALEOZOIC (FRASNIAN, FAMENNIAN, PERMIAN) FROM THE CHAH-RISEH AREA (ESFAHAN PROVINCE, CENTRAL IRAN): CHAROPHYTES, MICROPROBLEMATICA, STROMATOPOROIDS, TABULATE AND RUGOSE CORALS, ANNELIDS, BRYOZOANS, BRACHIOPODS, OSTRACODS, TRILOBITES, CONODONTS, AND ICHNOFAUNA
-
- Zazo, C. Dpto. Geología, Museo Nac. Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal 2, 28006, Madrid, España.
PERFILES DE ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN STROMBUS ACTUALES, CUATERNARIOS Y PLIOCENOS
-

ENDEREÇOS / DIRECCIONES PARTICIPANTES.**Artur Abreu Sá**

Dep. Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 202
5001 Vila Real Codex, Portugal

Margarida Agostinho

Rua Ilha S. Miguel, N.º7
8600 Lagos, Portugal

Carmen Alberola Giner

Dpto. Geologia. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50
Burjasot, 46100, Valencia, España

Maria del Carmen Álvarez

Departamento de Geologia, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca
37008 Salamanca, España

German Álvarez Pérez

Departament d'Estratigrafia i Paleontologia. Facultat de Geologia,
Universitat de Barcelona
08028 Barcelona (Espanya)

Carmen Álvarez Vazquez

Jardín Botánico de Córdoba, Av. de Linneo, S/N
14004-Córdoba, España

Miguel Telles Antunes

Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia,
UNL. 2825 Monte da Caparica, Portugal.

Estibaliz Apellaniz Ingunza

Departamento Estratigrafia y Paleontologia, Facultad de Ciencias
UPV/EHU
E-48080, Bilbao, España

Eduardo Barrón López

Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e
Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid
Ciudad Universitaria
28040, Madrid, España

Matilde Beresi

IANIGLA/CRICYT/CONICET, Instituto Argentino de Nivología,
Glaciología y Ciencias Ambientales, Departamento de Geología y
Paleontología, C./ Ruiz Leal s/n Parque Gral San Martín
C.C. 330-5500- Mendoza, Argentina

Gilen Bernaola Bilbao

Departamento Estratigrafia y Paleontología, Facultad de Ciencias
UPV/EHU
E-48080, Bilbao, España

Enrique Bernardez Rodriguez

Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e
Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid.
Ciudad Universitaria. 28040, Madrid, España

José Manuel Brandão

Museu do Instituto Geológico e Mineiro. R. Academia das Ciências 19 -
2º
1200 Lisboa, Portugal

Olga K. Bogolepova

HiP, Department of Earth Sciences, Uppsala University, Norbyvagen 22
Uppsala, SE-752 36 Sweden

Georg Bresser

Dep. of Geology, Whellnerstr. 2, RWTH
D-52062 Aachen, Germany

Pedro Busquets Buezo

Departament d'Estratigrafia i Paleontologia. Facultat de Geologia,
Universitat de Barcelona
08028 Barcelona (Espanya)

Fernando Caballero Santamaria

Departamento Estratigrafia y Paleontología, Facultad de Ciencias
UPV/EHU
E-48080, Bilbao, España

Ausenda Caceres Balbino

Dept. de Geociencias. Universidade de Évora, Apartado 94, 7000-554
Évora. Portugal.

Mário Cachão

Departamento and Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, Rua da
Escola Politécnica, n.º 58
P-1294 Lisboa Codex Portugal

Pedro Manuel Callapez

Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Largo
Marquês de Pombal
3049 Coimbra Codex Portugal

M^a Luisa Canales Fernández

Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e
Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid,
Ciudad Universitaria
28040, Madrid, España

Lluís Checa Soler

"Institut de Paleontologia " M. Crusafont", Escola Industrial, 23
08201 Sabadell, Barcelona, España

Jorge Orlando Chiesa Lastra

Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis. Ejercito de los
Andes 950, San Luis (5700). Argentina

Maria Cristina Carapito

Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campus de
Santiago
3810 Aveiro, Portugal

Maria Lourdes Casanovas-Cladellas

Diputació de Barcelona (Sabadell)
08201 Sabadell, España

António Gerardo Checa González

Dpto. estratigrafia y Paleontología, F. Ciencias, Avenida Fuentenueva
S/N
18071 Granada España

Jorge Civis Llovera

Departamento de Geologia, Facultad de Ciências, Universidad de
Salamanca
37008 Salamanca, España

Elena Colmenero

Departamento de Geologia, Facultad de Ciências, Universidad de
Salamanca
37008 Salamanca, España

M^a José Comas Rengifo

Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e
Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid,
Universitaria
28040, Madrid, España

Ana Claudia Correia Dias

Universidade de Évora, Apartado 94
7000-554 Evora, Portugal

Nuno Pessoa e Costa Rodrigues Miguel

C. Joaquin Maria López, 70-Bajo-B
Espania

Helena Couto

Dep. Geologia Fac. Ciências e Centro de Geologia Univ. Porto, Pr.
Gomes Teixeira
4099-002 Porto, Portugal

Domingos J. Cruz

Instituto de Arqueologia, Faculdade de Letras de Coimbra. Palácio de Sub-Ripas
3000-395 Coimbra, Portugal

Miguel Angel Cuesta Ruiz-Colmenares

General Goded 37, 3º izda
34005 Palencia, España

Carmen Diéguez Jiménez

Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2
28006 Madrid, España

Maria Eugenia Dies Alvarez

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza.
50009-Zaragoza.España

José Bienvenido Díez Ferrer

Dept. de Geociencias. Universidade de Évora, Apartado 94, 7000-554
Évora. Portugal.

Rosa Domènech Arnal

Dept. d'Estratigrafia i Paleontologia, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franqués s/n
08028 Barcelona, España

Ken Dorning

Pallab Research, 58 Robertson Road
Sheffield S6 5DX, England

Luis Vitor Duarte

Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal
3049 Coimbra Codex, Portugal

Ahmed El Hassani

Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P. 703 RABAT
AGDAL
10106 RABAT, Morocco

Maria Celia Elias Senra

Departamento de Ciências Naturais, Universidade do Rio de Janeiro - UNIRIO. Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo. CEP: 22 270.000,
Rio de Janeiro, Portugal

Laura Elorza Knör

Dpto. de Botánica, Museo Ciencias Naturales de Álava, c/ Siervas de Jesús, 24
01001-Vitoria, España

Fernando Escaso Santos

C/ Hernán Cortes, 9, 4º A, 28820 Coslada, Madrid, España

Rodrigo Escribano-Balín

C./ Profesor Perez-Pimentel, 58
"El Horreo"
33203-Gijón, España

Vanda Faria dos Santos

Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58
P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.

José Pedro Fernandes

GIPEGO, Dep. e Centro Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira
4099-002 Porto, Portugal

Esperança Fernandez Martinez

Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Minera, Jesús Rubio, 2
24071, León, España

Fco. Borja Fernandez Sierro

C./Antonio Cabanilles, 17 2ªA
33209 Gijón, España

Pedro Manuel Ferreira Lopes Dantas

Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58
P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.

Antonio Ferreira Soares

Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal,3049
Coimbra Codex Portugal

José Javier Ferrer Plou

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza.
50.009-Zaragoza.España

António Marcos Galopim de Carvalho

Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, 58
P-1294 Lisboa codex. PORTUGAL.

Jaume Gallemí

Museu de Geologia (ICUB -- Ajuntament de Barcelona); Parc de la Ciutadella s/n
08003 -- Barcelona, España

José Antonio Gámez Vintaned

Área de Paleontología. Universidad de Extremadura
E-06071 Badajoz, España

Jenaro García-Alcalde

Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n
33005 Oviedo, España

Ana García Bartolomé

UNIVERSIDAD DE LEÓN, Dpto de Ingeniería Minera, C/Jesús Rubio nº 2
240721 León, España

Ana Maria Garcia Forner

Museo del Departamento de Geología, Universitat de València
46100 Burjassot (Valencia), España

Susana García Lopez

Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n.
33005 Oviedo, España

Mauro García-Oliva González

C./ Adosinda, Nº4, 2ºC
33202, Gijón, España

José Carlos García-Ramos

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n
33005 Oviedo, España

Julian Garcia Sanchez

Campus Universitario. Edificio de Ciencias
2871-Alcala de Henares, Madrid, España

Cemal Göncüoğlu

Middle East Technical University, Dept. Geol. Eng.
06531 Ankara, Turkey

Mª Covadonga González Álvarez

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n
33005, Oviedo, España

José Angel Gonzalez Delgado

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca
37008 Salamanca, España

José María González Donoso

Departamento de Geología. Universidad de Málaga.
E-29071-Málaga, España

Remy Gourvenec

Laboratoire de Paléontologie,
UMR 6538, BP 809, 6 av. Le Gorgeu
29285 Brest, France

Rodolfo Gozalo

Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50.
46100-Burjassot (Valencia). España

Teresa Guedes

Rua de Macau, 29, 5º Dpto
Lisboa, Portugal

Jorge Guillem Martínez

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50
Burjasot. 46100, Valencia, España

Juan Carlos Gutierrez Marco

Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias
Geológicas, E-28040 Madrid, España

Craig Harvey

Centre for Palynology, University of Sheffield, Dainton Building, Brook
Hill
Sheffield, S3 7HF, England

Cornelis Jan Hazevoet

Museu Nacional Bocage. Rua da Escola Politécnica, 58
P-1294 Lisboa codex Portugal

Mª Helena Henriques

Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e
Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal
3049 Coimbra Codex, Portugal

Loreine Hermida da Silva e Silva

Departamento de Ciências Naturais, Universidade do Rio de Janeiro -
UNIRIO. Rua Voluntários da Pátria, 107, Botafogo. CEP: 22 270.000,
Rio de Janeiro, Portugal

Concha Herrero Matesanz

Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e
Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de Madrid,
Ciudad Universitaria
28040, Madrid, España

Jindrich Hladil

Institute of Geology, Academy of Sciences CR., Rozvojova 135, 165 02
Praha 6, Czech Republic

Michael House

24 Sandbourne Road, Weymouth
Dorset DT 36Q 9, UK

Angel Iniesta Sanmartín

C/ San Antonio, 28
30850-Totana, Murcia, España

Mª Guadalupe Jacome

Rua Lançarote Freitas, 24, 3º Esq.
8600 Lagos, Portugal

U. Jansur

Forschungsinstitut Senckenberg Sektion Paläozoologie III
D-60325 Frankfurt am Main, Senckenberganlage 25, Germany

Antonio Pablo Jimenez Jiménez

Dpto. estratigrafía y Paleontología, F. Ciencias, Avenida Fuentenueva
SN
18071 Granada, España

Jesus F. Jordá Pardo

Laboratorio de Estudios Paleolíticos. Dto. de Prehistoria e Historia
Antigua. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Nacional de
Educación a Distancia. c/ Senda del Rey, s/n
28040 Madrid, España

Jiri Kalvoda

Department of Geology and Pacont., Faculty of Science, Kotlarska 2, 611
37 Brno, Czech Republic

C. Klung

Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstrasse 10
72076 Tuebingen, Germany

D. Korn

Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Eberhard Karls
Universität, Sigwartstraße 10
D-72076 Tübingen, Alemania

Iskra Lakova

Geological Institute Bulgarian Academy of Sciences, Ac G. Bonchev St.
Bl. 24
1113 Sofia, Bulgaria

Marcos A. Lamolda

Facultad de Ciencias-UPV, Campus de Lejona
48940 Lejona, España

Philippe Legrand

"Tanzania" 216 Cours Général de Gaulle
F 33170 Gradignan, France

Marie Legrand-Blain

"Tanzania" 216 Cours Général de Gaulle
F 33170 Gradignan, France

J. Le Memn

Laboratoire de Paléontologie,
UMR 6538, BP 809, 6 av. Le Gorgeu
29285 Brest, France

Manuel Lemos de Sousa

GIPEGO, Dep. e Centro Geologia da Universidade do Porto, Praça de
Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal

Jau-Chyn Liao Chen

Dpto. de Geología, Universitat de València, c/ Dr. Moliner 50
46100 Burjassot (València), España

Dolores Linares Rodríguez

Departamento de Geología. Universidad de Málaga.
E-29071-Málaga, España

José Francisco Lires Corbal

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n
33005, Oviedo, España

Carlos Jorge Madeira Coke

Dep. Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 202
5001 Vila Real Codex, Portugal

Angel Mancheño Jiménez

Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química.
Universidad de Murcia. Campus de Espinardo.
30100 Murcia, España

Ana Márquez-Aliaga

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50
46100 Burjasot, Valencia. España

Leopoldo Márquez Sanz

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50
46100 Burjasot, Valencia, España

José Martín Gravalosa

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de
Salamanca
37008 Salamanca, España

Maite Martín Rubio

Departamento Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias
UPV/EHU
E-48080, Bilbao, España

M. Luisa Martínez Chacón

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n
33005, Oviedo, España

Carlos Martínez Pérez

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50
46100 Burjasot, Valencia, España

Eduardo Jesus Mayoral Alfaro

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales,
Campus Universitario de La Rabida
Palos de la Frontera s/n
21819, Huelva, España

Carlos Meireles

Instituto Geológico e Mineiro, Rua da Amieira
4465 S. Mamede de Infesta, Portugal

Guillermo Melendez Hevia

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza.
50.009-Zaragoza. España

Silvia Menéndez

Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España, Ríos Rosas, 23
28003, Madrid, España

Bruno Mistiaen

Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS & ISA, Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille, 13 rue de Toul
F-59046 Lille Cedex, France

Markus Mohr

Dep. of Geology, Whellnerstr. 2, RWTH
D-52062 Aachen, Germany

Marta Molleda Muñoz

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo
33005-Oviedo, España

António José Molina Gutierrez

Conde de Barajas, 32, bajo A
41002, Sevilla, España

Ángel Montero Bastarache

Jardín Botánico de Córdoba, Av. de Linneo, S/N
14004-Córdoba, España

Begoña del Moral González

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM
E-28040 Madrid, España

João Carlos Jorge Moreno

Refoios do Lima; Paço de Penas
4990-709 Refoios, Portugal

Fernando Muñoz Guinea

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales,
Campus Universitario de La Rabida, Palos de la Frontera s/n
21819, Huelva, España

Carlos Miguel Neto de Carvalho

Estrada dos Salgados, Nº16 C/V Esquerda
2700-726 Amadora, Portugal

Jean Pierre Nicollin

Laboratoire de Paléontologie stratigraphique FLS & ISA Université Catholique de Lille 13 Rue de Toul
59046 Lille Cedex, France

João Oliveira

Colégio Rainha Santa Isabel, R. do Brasil, 41
3030 Coimbra Portugal

J.T. Oliveira

Instituto Geológico e Mineiro, Ap.7586
2720 Alfragide, Portugal

Sara Gabriela Oliveira

Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal
3049 Coimbra Codex, Portugal

Francisco Ortega Coloma

Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid
E-28049 Cantoblanco, Madrid, España

Edgardo Ortiz Jaureguizar

Museo Paleontológico Egidio Feruglio Fontana 140 Trelew, Chubut, Argentina.

Patricia Ortiz Rivero

C/ Choconta, 2, 5 C, 28033 Madrid, España

Xabier Orue-Etxebarria Urkiza

Departamento Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias UPV/EHU
E-48080, Bilbao, España

Teodoro Palacios

Área de Paleontología. Universidad de Extremadura
E-06071 Badajoz, España

Paul Palmqvist Barrena

Departamento de Geología. Universidad de Málaga.
E-29071-Málaga, España

Miguel V. Pardo Alonso

Depto. de Geología. Universitat de València. Dr. Moliner, 50
E-46100 Burjassot, Valencia, España

Pedro Pereira

Rua de Macau, 29, 5º Dpto.
Lisboa, Portugal

Zelia Pereira

Instituto Geológico e Mineiro, Rua da Amieira
4465 S. Mamede de Infesta, Portugal

Marie-France Perret-Mirouse

Labo. Geologie-38 Rue de 36 Ports
31400 Toulouse, France

J.M. Piçarra

Instituto Geológico e Mineiro, Ap.104
7802 Beja, Portugal

Laura Piñuela Suarez

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n
33005, Oviedo, España

Pablo Plasencia Camps

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/. Dr. Moliner, 50
46100 Burjasot, Valencia. España

Yves Plusquellec

Lab. Paleontologie, UFR Sciences, 6 as LeGorgeu
29285 Brest Cedex France

Youssef Raddi

Regional centre of Geology
PO B 40 Midelt, Morocco

Ricardo Manuel Rafael Alfonso

Química-U.C.E.H., Universidade do Algarve, Campus de Gambelas,
8000 Faro, Portugal

Matias Reolid Perez

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n
18002 Granada, España

Mª del Rosario Ribas Carballo

Departamento de Geología, Facultad de Ciências, Universidad de Salamanca
37008 Salamanca, España

Jonh Richardson

Department of Palaeontology, Natural History Museum, Cromwell Road
London SW7 5BD United Kingdom

M. Robardet

Géosciences-Rennes/CNRS, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu
- Bat. 15
F-35042 Rennes Cedex, France

Rodrigo Rocha

Apartado 1119
3000 Coimbra
Portugal

Ana Rodrigo

Museo Geominero, Instituto Tecnológico Geominero de España, Ríos
Rosas, 23
28003, Madrid, España

Rosa María Rodríguez González

Universidad de León, Dpto. de Ingeniería Minera, C/Jesús Rubio, nº 2
24071 León, España

Julio Rodríguez Lázaro

Departamento Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias
UPV/EHU
E-48080, Bilbao, España

Marta Rodríguez-Martínez

Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, U.C.M., Ciudad
Universitaria s/n
28040 Madrid, España

M. Romano

Environmental and Geological Sciences, University of Sheffield
S3 7HF, England

José Romão

Instituto Geológico e Mineiro Alfragide
Portugal

Juan Romero Rodríguez

C./Sondalezas, nº 29, 5ª B
29010 Málaga, España

Gregorio Romero Sánchez

Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química.
Universidad de Murcia. Campus de Espinardo
30100 Murcia, España

Sonia Ros Franch

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. C/ Dr. Moliner, 50
46100 Burjassot, Valencia, España

Claudia Rubinstein

Unidad de Paleopalínología, IANIGLA, CRICYT, C.C. 131
5500 Mendoza, ARGENTINA

Cristobal Rubio Millán

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de
Zaragoza
50.009-Zaragoza, España

José Sandoval Gabarrón

Dpto. estratigrafía y Paleontología, F. Ciencias, Campus de Fuentenueva
S/N.
18002 Granada, España

Javier Sanz-López

Fac. de Ciencias da Educación, Univ. da Coruña. Paseo de Ronda 47
15011, A Coruña, España

Luis C. Sanchez de Posada

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n,
33005
Oviedo, España

Isora Sánchez Pérez

Dpto. de Biología Animal, Fac. de Biología. Universidad de La Laguna
38206, La Laguna, Tenerife, España

José Vicente Santafé-Lloppis

Diputació de Barcelona (Sabadell)
08201 Sabadell, España

Ana Santos

CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do
Algarve, Unidade de Ciências e Tecnologias dos Recursos Aquáticos,
Campus de Gambelas
8000 Faro, Portugal

Ana Cristina Santos Azeredo

Departamento de Geologia o Centro de Geologia, Faculdade de Ciências,
Universidade de Lisboa
1749-016, Lisboa, Portugal

Luisa Santos Fidalgo

Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña, Campus da Zapateira s/n
E-15071 A Coruña, España

José Luis Sanz García

Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad
Autónoma de Madrid
E-28049 Cantoblanco, Madrid, España

Graciela Sarmiento Chiesa

Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias
Geológicas
E-28040 Madrid, España

Luis Miguel Sender Palomar

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de
Zaragoza
50.009-Zaragoza, España

Joaquín Ricardo Sendra Saez

Institut Cavanilles de Biodiversitat i Biologia evolutiva, Universitat de
València, Ap. Correos 22085
E-46071 Valencia, España

Francisco Serrano Lozano

Departamento de Geología. Universidad de Málaga.
E-29071-Málaga España

Ladislav Slavik

Department of Geology and Paleont., Faculty of Science, Kotlarska 2
611 37 Brno, Czech Republic

Duarte Miguel Soares

Rua Oliveira Martins, nº 2 1º Esq.
2810 Feijó, Portugal

Celia Natalia Soria Llop

Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de
Zaragoza
50.009-Zaragoza, España

Carmen Soriano Hoyuelos

Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad
Autónoma de Madrid
E-28049 Cantoblanco, Madrid, España

Maria Cristina de Sousa Cabral

Departamento de Geologia o Centro de Geologia, Faculdade de Ciências,
Universidade de Lisboa
1749-016, Lisboa, Portugal

Claudia Spalletta

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali Università di
Bologna, Via Zamboni 67
I-40126 Bologna, ITALY

Juan Luis Suárez Andrés

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco s/n
33005, Oviedo, España

Montse Truyols Massoni

Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n
33005 Oviedo, España

Jaime Truyols Santonja

Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. Arias de Velasco s/n
33005 Oviedo, España

Soledad Ureta Gil

Dpto.-U.E.I. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas e
Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense de
Madrid, Ciudad Universitaria
28040, Madrid, España

Juan Usera Mata

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50
Burjasot. 46100, Valencia, España

José Ignacio Valenzuela Ríos

Dpto. de Geología, Universitat de València
c/Dr. Moliner 50
46100 Burjassot (València), España

Maria F. Valle Hernández

Departamento de Geología, Facultad de Ciências, Universidad de
Salamanca
37008 Salamanca, España

Diego Vallina García

C./ Esperanto, 11-3ª
33204-Gijón, España

Nuno Vaz

Dep. Geologia Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro Ap. 202
5001-911, Portugal

Peter Wagner

Dep Geology, Trinity College
Dublin 2 Ireland

Roberto Wagner

Jardin Botánico de Córdoba, Avenida de Linneo, S/N
14004-Córdoba España

Gary Webster

Department of Geology, Washington State University, USA

Cor Winkler Prins

Bachlaan, 16
2253 BA Voorschoten, Holanda

Pilar Yagüe Andrés

Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad
Autónoma de Madrid
E-28049 Cantoblanco, Madrid, España