XVIII JORNADAS DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

II CONGRESO IBÉRICO DE PALEONTOLOGÍA

(SALAMANCA 24-29 SEP./2002)

LIBRO DE RESÚMENES

XVIII JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA
II CONGRESO IBÉRICO DE PALEONTOLOGÍA
SOCIEDAD * ESPAÑOLA DE * PALEONTOLOGÍA

INTERIM-COLLOQUIUM R.C.A.N.S.
(REGIONAL COMMITTEE ON ATLANTIC NEOGENE STRATIGRAPHY)

Universidad 2002
Salamanca
Ciudad Europea de la Cultura

Dr. A. MARQUEZ-ALIAGA
DPTO. GEOLOGIA
UNIVERSITAT VALÈNCIA
C/. Dr. Moliner, 50
46100 BURJASSOT (Valencia)

PRESENTACIÓN

En esta año y coincidiendo con la nominación de Salamanca como "Ciudad Europea de la Cultura" se celebran, en esta Ciudad, las XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología / II Congreso Ibérico de Paleontología, según acuerdo tomado por la Asamblea General de la Sociedad Española de Paleontología en el encuentro en la Universidad de Évora (Portugal) en el año 2000.

Es la segunda ocasión en que el equipo de Paleontología de esta Universidad se responsabiliza de la organización de este encuentro que aglutina los diversos campos de investigación de la Paleontología en España y Portugal.

La temática de las ponencias es diversa y el número de comunicaciones es muy elevado. Más de un centenar de ponencias en las que se abordan desde los aspectos conceptuales y metodológicos de la Paleontología, Historia, Patrimonio, Informática, etc., hasta resultados de proyectos nacionales e internacionales de investigación. Un Interim-Colloquium del Regional Committee on Neogene Atlantic Stratigraphy (R.C.A.N.S.) y una sesión específica del Proyecto PIGC-458 se desarrollan en el marco de las Jornadas / Congreso.

Es también la segunda ocasión e que parte del equipo de Paleontología de Salamanca, organiza el Simposio científico de la Asociación de Palinólogos de Lengua Española (A.P.L.E.). Ambas reuniones se van a desarrollar conjuntamente y redundará en el encuentro de un elevado número de investigadores que cubren un amplio abanico y convertirán, durante estos días, a la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca en un foro de actualización y debate en Paleontología.

En este año, se celebran dos importantes acontecimientos relacionados con la Paleontología, el bicentenario del nacimiento del naturalista Alcide d´Orbigny (1802-1857) y el centenario del nacimiento de gran paleontólogo George Gaylord Simpson (1902-1984). Sirvan esta Jornadas para rendir un homenaje a ambos investigadores.

Los componentes del Área de Paleontología de la Universidad de Salamanca quieren dedicar estas Jornadas, muy especialmente, al Profesor Dr. D. Jaime de Porta Vernet quien, junto a la Profesora Dra. Nuria Solé de Porta, fueron los impulsores del grupo, marcaron las directrices de investigación que han proseguido y de los cuales nos sentimos orgullosos de ser sus discípulos. **MUCHAS GRACIAS**.

Sirvan también estas líneas para agradecer a todos vosotros la colaboración, participación, así como el apoyo de las instituciones que han contribuido a que estas Jornadas se lleven a cabo. Esperamos que el esfuerzo haya merecido la pena.

El Comité Organizador

XVIII JORNADAS DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA
II CONGRESO IBÉRICO DE PALEONTOLOGÍA

COMITÉ EJECUTIVO
Presidente: Jorge Civis
Vicepresidentes: José Ángel González Delgado
Joao Pais
Secretaria: María Valle
Vocales: Fco. Javier Sierro
José Abel Flores
Emiliano Jiménez Fuentes
Mª Ángeles Bárcena
Paulo Legoinha
Rosario Rivas Carballo
Colaboradores: Alberto Rico
Carlos González Lucas
Jesús Roncero

INTERIM-COLLOQUIUM R.C.A.N.S.
(Regional Committee on Neogene Atlantic Stratigraphy)

COMITÉ EJECUTIVO
Presidente: Jorge Civis
Coordinadores: José Ángel González Delgado
Ángel García Cortés
Paulo Legoinha

COMITÉ CIENTÍFICO

Mª Teresa Alberdi (Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid)
Jorge Civis Llovera (Universidad de Salamanca)
María José Comas Rengifo (Universidad Complutense de Madrid)
Jenaro García Alcalde (Universidad de Oviedo)
Dolores Gil Cid (Universidad Complutense de Madrid)
José Ángel González Delgado (Universidad de Salamanca)
Marcos Lamolda (Universidad del País Vasco)
Eladio Liñán (Universidad de Zaragoza)
Nieves López Martínez (Universidad Complutense de Madrid)
Ana Márquez Aliaga (Universidad de Valencia)
Jordi Martinell Callico (Universidad de Barcelona)
Joao Pais (Universidade Nova de Lisboa)
Julio Rodríguez Lázaro (Universidad del País Vasco)
Francisco Javier Sierro (Universidad de Salamanca)
Francisco Soto (Universidad de Oviedo)

Editores: Civis, J. y González Delgado, J.A.

Imprime: Gráficas Varona, S.A.
ISBN: 84-699-9351-8
Depósito Legal: S. 1.111-2002

ÍNDICE

CONFERENCIAS:

CARACUEL, J.E. - *ZONACIÓN Y CORRELACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA ASISTIDA POR ORDENADOR; ESTADO DE LA CUESTIÓN Y PERSPECTIVAS FUTURAS.* 1

PAIS, J. – THE NEOGENE OF THE LOWER TAGUS BASIN (PORTUGAL). 3

WAGNER, R.H. Y DIEZ, J.B. - *EL BOSQUE CARBONÍFERO DE VERDEÑA (PALENCIA).* 5

TEMA LIBRE:

ALVAREZ G. & P. BUSQUETS - *BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS CORALES DEL PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE DE CAMPO Y DE LAS ZONAS ADYACENTES (SUR DE LOS PIRINEOS) ESPAÑA.* 9

ALVAREZ-RAMIS, C., PRÁMPARO, M.B. Y PAPÚ, O.H. - *ESTUDIO PRELIMINAR DE LA MACROFLORA FOSIL DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA FORMACION LONCOCHE, MENDOZA, ARGENTINA.* 11

ÁLVAREZ, M. C., FLORES, J.A., SIERRO, F.J., DIZ, P., FRANCÉS, G., PELEJERO, C., GRIMALT, J. - *FLUCTUACIONES DE ORDEN MILENIAL DE LA NAO EN LA RÍA DE VIGO: INDICIOS APORTADOS POR COCOLITOFÓRIDOS Y BIOMARCADORES.* 13

ARRIBAS HERRERA, A., AURA TORTOSA, J. E , CARRIÓN, J. S., JORDÁ PARDO, J. F. Y PÉREZ RIPOLL, M. - *PRESENCIA DE HIENA MANCHADA EN LOS DEPÓSITOS BASALES (PLEISTOCENO SUPERIOR FINAL) DEL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA, ESPAÑA).* 15

BADIOLA A.; BERRETEAGA A.; ELORZA J. J.; ETXEBARRIA N.; BEOBIDE G.; PEREDA-SUBERBIOLA X. & ASTIBIA H. - *DATOS TAFONÓMICOS DEL YACIMIENTO EOCÉNICO DE ZAMBRANA (CUENCA DE MIRANDA-TREVIÑO, ÁLAVA).* 17

BADIOLA A.; CUESTA M. A.; ASTIBIA H.; PEREDA-SUBERBIOLA X. & BERRETEAGA A. - *CONFIRMACIÓN DE LA PRESENCIA DE LA SUBFAMILIA ANOPLOTHERIINAE BONAPARTE, 1850 (ANOPLOTHERIIDAE, ARTIODACTYLA) EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.*
19

BAEZA CHICO, E. - *FÓSILES DE MAMÍFEROS: ESTADO DE CONSERVACIÓN Y METODOLOGÍA DE INTERVENCIÓN EN EL YACIMIENTO DE FONELAS P-1 (CUENCA DE GUADIX-BAZA, GRANADA).*
21

BARHOUN, N. - *ETUDE STATISTIQUE PRELIMINAIRE SUR UNE POPULATION DE GLOBIGERINITA.*
23

BÁRCENA, M.A, FLORES, J.A. Y SIERRO, F.J. - *RESPUESTA DE LAS ASOCIACIONES DE MICROORGANISMOS CALCÁREOS Y SILÍCEOS A LAS VARIACIONES ESTACIONALES DE LOS PARáMETROS FíSICO-QUíMICOS DE LA COLUMNA DE AGUA EN EL MAR DE ALBORÁN.*
24

BLANCO-FERRERA S. Y GARCÍA-LÓPEZ S. - *CONODONTOS–PALEOTEMPERATURAS Y BIOESTRATIGRAFÍA- EN LA SECCIÓN DEL RÍO CARES (UNIDAD DE PICOS DE EUROPA, ZONA CANTÁBRICA)*
26

CANUDO, J.I., AURELL, M., BARCO, J.L., COBOS, A., CUENCA-BESCOS, G., MARTÍN-CLOSAS, C., MURELAGA, X., PEREDA-SUBERBIOLA, X., ROYO-TORRES, R. Y RUIZ-OMEÑACA, J.I. - *LA CANTALERA: UN RESUMEN DE LOS DINOSAURIOS DEL TRÁNSITO HAUTERIVIENSE - BARREMIENSE (CRETÁCICO INFERIOR) DE LA CORDILLERA IBÉRICA (JOSA, TERUEL).*
27

CASTILLO, C., USERA, J. , LICHÉ, D. , DE LA NUEZ, J. Y CASILLAS, R. - *ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS FORAMINÍFEROS DE LA FORMACIÓN VOLCÁNICA SUBMARINA DE LA PALMA (ISLAS CANARIAS).*
29

CEARRETA, A.; BAO, R.; CABRAL, C.; CACHÃO, M.; RAMALHO, M.J.; SÁNCHEZ-GOÑI, M.F.; SANTOS, L.; FREITAS, M.C. Y ANDRADE, C. - *RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA ZONA COSTERA DE SANTO ANDRÉ (SO PORTUGAL) DURANTE LOS ÚLTIMOS 14.000 AÑOS UTILIZANDO DIFERENTES GRUPOS DE MICROFÓSILES COMO INDICADORES.*
31

CHIRIVELLA MARTORELL, J. B., GOZALO, R. Y LIÑÁN, E. - *ESTUDIO SISTEMÁTICO DE BADULESIA TENERA (HARTT IN DAWSON, 1868), TRILOBITA. CAESARAUGUSTIENSE (CÁMBRICO MEDIO) DE LAS CADENAS IBÉRICAS (NE DE ESPAÑA).*
32

COLMENERO HIDALGO, E., FLORES, J.-A, SIERRO, F. J., LÖWEMARK, L. Y SCHÖNFELD, J. - *RECONSTRUCCIÓN PALEOCEANOGRÁFICA DEL GOLFO DE CÁDIZ Y DEL MAR DE ALBORÁN DURANTE LOS ÚLTIMOS 50.000 AÑOS: LA APORTACIÓN DE LOS COCOLITOFORIDOS.*
33

COLMENERO HIDALGO, E., FLORES, J.-A. Y SIERRO, F. J. - *SIGNIFICADO PALEOECOLÓGICO Y BIOESTRATIGRÁFICO DE LAS FORMAS "GRANDES" DE Emiliania huxleyi EN EL GOLFO DE CÁDIZ Y MAR DE ALBORÁN.* 34

CUENCA BESCÓS, G. - *¿SE PUEDE HACER CLADÍSTÍCA CON DIENTES AISLADOS DE MICROMAMÍFEROS?* 35

D'ARPA, C., MELÉNDEZ, G. - *OXFORDIAN BIOSTRATIGRAPHY AND AMMONITE ASSOCIATIONS FROM WEST SICILY.* 37

DEL MORAL, B - *NUEVOS DATOS SOBRE CONODONTOS KRALODVORIENSES DE LA FM. CALIZA URBANA EN EL SINCLINAL DE GUADALMEZ (CIUDAD REAL, ESPAÑ A).* 39

DEL MORAL, B - *ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS DE ESTRONCIO EN CONODONTOS ORDOVÍCICOS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.* 41

DIES, M.E., GOZALO, R. & LIÑÁN, E. - *LOS AGNOSTIDOS (TRILOBITA) DE LA FORMACIÓN VALDEMIEDES, CÁMBRICO MEDIO BASAL (CADENAS IBÉRICAS).* 43

FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T., FONOLLÁ OCETE, J.F., SESÉ BENITO, C. Y JIMÉNEZ RODRIGO,J.C. - *CONSIDERACIONES PALEOECOLÓGICAS DE LA UNIDAD INTERMEDIA DEL MIOCENO DE MADRID BASADAS EN LA FLORA Y VERTEBRADOS FÓSILES.* 44

FLORES, J. A., SIERRO, F. J., FILIPPELLI, G. & LATIMER, J.C. - *DINÁMICA SUPERFICIAL Y PRODUCCIÓN DE CARBONATO CÁLCICO DURANTE LOS ESTADIOS ISOTÓPICOS 9 A 13 EN EL ATLÁNTICO SUR: RELACIÓN ENTRE LOS NANOFÓSILES CALCÁREOS E INDICADORES GEOQUÍMICOS.* 46

GARCÍA-ALCALDE, J.L. - *EL APARATO BRAQUIAL DE BIMERISTINA N.G. DEL PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) DE ESPAÑA.* 47

GARCÍA-ALIX A., MINWER-BARAKAT R., MARTÍN SUÁREZ E. & FREUDENTHAL M. - *BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS CONTINENTALES DEL TUROLIENSE (LÍMITE TORTONIENSE-MESSINIENSE) DE LA DEPRESIÓN DE GRANADA.* 49

GARRIDO, G. Y ARRIBAS, A. - *NUEVOS REGISTROS DEL GÉNERO CANIS EN EL VILLAFRANQUIENSE IBÉRICO: FONELAS P-1 (CUENCA DE GUADIX-BAZA, GRANADA).* 50

GONZÁLEZ-DELGADO, J.A. , ZAZO, C. , GOY, J. L. , DABRIO, C.J. Y CIVIS, J. - *ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN EL BIVALVO Ostrea virleti DESH. Y PALEOAMBIENTES DEL NEÓGENO Y CUATERNARIO DEL VALLE DE JORÓS (SUR DE FUERTEVENTURA, ISLAS CANARIAS).*

52

GONZÁLEZ-GÓMEZ, C. - *BRAQUIÓPODOS LINGULIFORMES DEL TREMADOC DE LA MONTAÑA NEGRA: RESULTADOS PRELIMINARES.*

54

HUINEMAN, M., GIL CID, M.D., ARROYO, F., LARA, R., RODRÍGUEZ, N.P.C. & TORICES, A. - *TAFONOMÍA DE LOS EQUINODERMOS DEL ORDOVÍCICO MEDIO DEL SW ESPAÑOL.*

56

EL KHANCHOUFI, A.; CIVIS, J. Y GONZÁLEZ DELGADO, J.A. - *FORAMINÍFEROS, OSTRÁCODOS Y MOLUSCOS: SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL Y CORRELACIÓN CON LAS FASES CLIMÁTICAS DEL CUATERNARIO EN EL MARGEN MAGREBÍ DEL MAR DE ALBORÁN.*

58

LARA, R., GIL CID, M.D., ARROYO, F., HUINEMAN, M., RODRÍGUEZ, N.P.C. & TORICES, A. - *BIODIVERSIDAD DE EQUINODERMOS DEL CÁMBRICO Y ORDOVÍCICO DEL SW DEL MACIZO HESPÉRICO.*

60

LARA, R., TORICES, A., HUINEMAN, M., GIL CID, M.D., ARROYO, F. & RODRÍGUEZ, N.P.C. - *COMPORTAMIENTO FÍSICO DE LOS OJOS DE LOS TRILOBITES.*

62

LIAO, J.CH., VALENZUELA-RÍOS, J.I. & RODRÍGUEZ, S. - *CONODONTOS DEL GIVETIENSE DEL PIRINEO CENTRAL ESPAÑOL. UNA VISIÓN PRELIMINAR.*

64

LOZANO-FRANCISCO, M. C., VERA-PELÁEZ, J. L., SIMÓN VALLEJO, M. D. Y CORTÉS SÁNCHEZ, M. - *MALACOFAUNA DEL PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO DE LA SALA DEL VESTÍBULO, CAMPAÑA 1962/63 (CUEVA DE NERJA, MÁLAGA).*

66

MÁRQUEZ-ALIAGA, A., LOZANO-FRANCISCO, M.C. Y VERA-PELÁEZ, J.L. - *HALLAZGO DE UN ARRECIFE DEL RAHETIENSE (TRIÁSICO SUPERIOR) EN ESTEPONA (MÁLAGA).*

68

MARTÍNEZ CHACÓN M.L., C.F. WINKLER PRINS, J. SANZ LÓPEZ, E. FERRER Y J. MAGRANS - *BRAQUIÓPODOS MISISIPIENSES DE LOS ALREDEDORES DE BARCELONA (ESPAÑA).*

70

MATEUS OCTÁVIO - *ON A LARGE CROCODILE VERTEBRAE OF CF. MACHIMOSAURUS FROM THE LATE JURASSIC OF LOURINHÃ (PORTUGAL).*

73

MELÉNDEZ, G., BELLO, J. PASCUAL, G. ZIANI, H. - *ANÁLISIS TAFONÓMICO DE LAS SUCESIONES DE AMMONITES DEL CALLOVIENSE - OXFORDIENSE DE LA CORDILLERA IBÉRICA NORORIENTAL.*
76

MENDOZA M. Y PALMQVIST, P. - *PATRONES EN LA ESTRUCTURA TRÓFICA DE LAS COMUNIDADES DE MAMÍFEROS Y SUS POSIBILIDADES EN LA CARACTERIZACIÓN PALEOSINECOLÓGICA.*
78

MENDOZA M., PALMQVIST, P. Y JANIS, C.M. - *ALGORITMOS PARA ESTIMAR LA MASA CORPORAL EN ESPECIES FÓSILES DE UNGULADOS: UN ESTUDIO SOBRE EL USO DEL MÉTODO DE REGRESIÓN MÚLTIPLE.*
80

MENDOZA M., JANIS, C .M. Y PALMQVIST, P. - *ALGORITMOS PARA LA CARACTERIZACIÓN ECOMORFOLÓGICA DEL GÉNERO DE VIDA DE LOS BÓVIDOS (MAMMALIA, ARTIODACTYLA) Y SUS POSIBILIDADES EN PALEOAUTOECOLOGÍA.*
83

MAZO PÉREZ, A.V. Y JORDÁ PARDO, J.F. - *PRECISIONES CRONOESTRATIGRÁFICAS SOBRE EL MASTODONTE DE CASTROVERDE DE CAMPOS (ZAMORA).*
86

MINWER-BARAKAT R., GARCÍA-ALIX A., MARTÍN SUÁREZ E. Y FREUDENTHAL M. – *BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS ONTINENTALES DEL PLIOCENO DEL SECTOR DEL TOLLO DE CHICLANA (DEPRESIÓN DE GUADIX, GRANADA).*
88

MOLINA, E., GONZALVO, C., ORTIZ, S., SCHMITZ, B. Y VON SALIS, K. - *ESTRATIGRAFÍA INTEGRADA Y CRONOESTRATIGRAFÍA DEL TRÁNSITO YPRESIENSE-LUTECIENSE EN EL CORTE DE FORTUNA (REGIÓN DE MURCIA).*
90

MOUTERDE, R., DOMMERGUES, J.-L., MEISTER, C. & ROCHA, R. B. - *LA BIOZONATION DU DOMERIEN DU BASSIN LUSITANIEN (PORTUGAL).*
92

MUÑIZ, F., MAYORAL, E. Y SANTOS, A. - *CONSIDERACIONES TAXONÓMICAS SOBRE EL ICNOGÉNERO PHYCODES.*
94

NETO DE CARVALHO, C. Y FARINHA, C. - *EXCREMENTÁRIO FÓSSIL DE PORTUGAL: SÍNTESE DOS (POUCOS) CASOS CONHECIDOS E ANÁLISE MORFO-ESTRUTURAL DE OCORRÊNCIAS INÉDITAS*
96

NETO DE CARVALHO, C. Y N.P.C. RODRIGUES - *LOS ZOOPHYCOS DEL BAJOCIENCE-BATHONIENSE DE LA PRAIA DA MARETA (ALGARVE, PORTUGAL): ARQUITECTURA Y FINALIDADES EN RÉGIMEN DE DOMINANCIA ECOLÓGICA.*
98

NETO DE CARVALHO, C., FERNANDES, A. C. S. Y BORGHI, L. - *DIFERENCIAÇÃO DAS ICNOESPÉCIES E VARIANTES DE ARTHROPHYCUS E SUA UTILIZAÇÃO PROBLEMÁTICA EM ICNOSTRATIGRAFIA: HOMOPLASIAS COMPORTAMENTAIS DE ANELÍDEOS E ARTRÓPODES.*

100

NETO DE CARVALHO, C., RAMOS, J. Y CACHÃO, M. - *DESMISTIFICAÇÃO DO LEGADO PALEOBOTÂNICO PORTUGUÊS: O "PELOURINHO" DA PEDERNEIRA REVISITADO E OS "CANUDOS DE AREIA" DA ILHA DE PORTO SANTO.*

102

OLORIZ, F., REOLID, M. Y RODRIGUEZ-TOVAR, F.J. - *FACIES CON ESPONJAS DEL JURASICO SUPERIOR EN EL PREBETICO EXTERNO (CORDILLERA BETICA, SE ESPAÑA).*

104

ORTIZ JAUREGUIZAR, E. - *EVOLUCIÓN DE LAS FAUNAS DE MAMÍFEROS DE PATAGONIA DURANTE EL CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO SUPERIOR.*

107

ORTIZ JAUREGUIZAR, E., ALBERDI, M.T. Y PESQUERO, D. - *ANÁLISIS DE LOS CAMBIOS EN LA MASA CORPORAL Y PALEOECOLOGÍA DE LOS HIPPARIONINI (PERSISSODACTYLA, EQUIDAE) DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO SUPERIOR.*

109

PASCUAL, A. Y RODRIGUEZ-LAZARO, J. - *RECONSTRUCCIÓN HISTÓRICA DEL RELLENO ESTUARINO HOLOCENO DEL URDAIBAI, MEDIANTE EL ESTUDIO DE LOS FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS*

111

PEREDA SUBERBIOLA X., BARDET N., JOUVE S. , IAROCHÈNE M., BOUYAHYAOUI F., BOUYA B. Y AMAGHZAZ M. - *NEW REPTILE DISCOVERIES FROM THE LATE CRETACEOUS PHOSPHATES OF MOROCCO.*

113

PÉREZ-CLAROS J. A., OLÓRIZ, F. Y PALMQVIST, P. - *FACTORES FILOGENÉTICOS E IMPLICACIONES PALEOECOLÓGICAS DE LA COVARIACIÓN ENTRE COMPLEJIDAD SUTURAL, MORFOLOGÍA DEL FRAGMOCONO Y MEDIO DE DEPÓSITO EN LOS AMMONOIDEOS DEL JURÁSICO SUPERIOR.*

115

PÉREZ-CLAROS J. A., OLÓRIZ, F. Y PALMQVIST, P. - *SOBRE LA RELACIÓN ENTRE EL ESPACIADO DE LOS SEPTOS Y LA COMPLEJIDAD SUTURAL EN LOS AMMONOIDEOS DEL JURÁSICO SUPERIOR*

117

PÉREZ-CLAROS J. A., PALMQVIST, P. Y OLÓRIZ, F. - *ESTUDIO DE LA COVARIACIÓN ENTRE COMPLEJIDAD SUTURAL Y MORFOLOGÍA DEL FRAGMOCONO EN AMMONOIDEOS DEL JURÁSICO SUPERIOR: CARACTERIZACIÓN BIOMÉTRICA DEL MORFOESPACIO.*

119

PÉREZ-FOLGADO, M. SIERRO, F. J. Y FLORES, J. A. - *ESTUDIO PALEOCLIMÁTICO Y PALEOCEANOGRÁFICO DEL ESTADIO ISOTÓPICO 5 EN EL MAR DE ALBORÁN , EN BASE AL ANÁLISIS DE LA FAUNA DE FORAMINIFEROS PLANCTÓNICOS.*

121

PEREZ-HUERTA, A. - *BRAQUIÓPODOS DEL CARBONÍFERO SUPERIOR DEL ESTE DE NEVADA (U.S.A): MODIFICACIONES EN LA PALEOECOLOGÍA RELACIONADAS CON VARIACIONES EUSTÁTICAS.* 122

PIÇARRA, J.M. Y OLIVEIRA, J.T. - *NOVOS DADOS BIOESTRATIGRÁFICOS (GRAPTÓLITOS) NO SILÚRICO DO SINCLINAL DE PORTALEGRE (ZONA CENTRO IBÉRICA – PORTUGAL).* 124

PLASENCIA, P., MÁRQUEZ, L. Y MÁRQUEZ- ALIAGA, A. - *PRIMEROS DATOS DE DIENTES DE ELASMOBRANQUIOS Y DE ACTINOPTERIGIOS DEL TRIÁSICO MEDIO DE HENAREJOS (CUENCA, ESPAÑA).* 126

REGUERA, M.I., SIERRO, F.J. Y FLORES, J.A. - *FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS Y CIRCULACIÓN TERMOHALINA EN EL MAR DE ALBORÁN (SUDESTE DE ESPAÑA) DURANTE LOS ÚLTIMOS 54.000 AÑOS.* 128

RODRIGUES N.P.C., GIL CID, M.D., ARROYO, F, HUINEMAN, M., LARA, R. Y TORICES, A. - *EVIDENCIAS DE BIOEROSIÓN EN LOS FÓSILES DEL DOBROTIVIENSE (ORDOVÍCICO MEDIO) DE LOS MONTES DE TOLEDO (SW DE ESPAÑA).* 130

RODRÍGUEZ, S. Y GÓMEZ-HERGUEDAS, A. - *CONNOTACIONES PALEOECOLÓGICAS DE LA MORFOLOGÍA EXTERNA DE LOS CORALES RUGOSOS.* 132

RUIZ, F., GONZÁLEZ-REGALADO, M. L., TOSQUELLA, J. Y ABAD, M. - *LAS ASOCIACIONES ESTUARINAS DE FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS DEL SUROESTE DE ESPAÑA.* 134

SÁ, A.A., COKE, C. & PIÇARRA, J.M. - *REDESCOBERTA DO MATERIAL TIPO DE "Lingulella" major TEIXEIRA, RIBEIRO & SILVA, 1964 (BRAQUIÓPODE QUITINOFOSFÁTICO) E AS SUAS IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS PARA O PALEOZÓICO DO NORTE DE PORTUGAL.* 136

SÁ, A.A., MEIRELES, C. Y COKE, C. - *CONCENTRAÇÃO MACIÇA DE DAEDALUS LABECHEI (ROUAULT) (ICNOFÓSSIL ORDOVÍCICO) NO ALTO DO MARTIM PRETO (GUADRAMIL – BRAGANÇA): PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO A PRESERVAR E DIVULGAR.* 138

SÁNCHEZ-ALMAZO, I.M. Y AGUIRRE, J. - *NIVELES DE ESPONJAS EN EL MESSINIENSES INFERIOR DE LUCAINENA DE LAS TORRES (CUENCA DE SORBAS, ALMERIA, SE DE ESPAÑA).* 140

TRUYOLS SANTONJA J. - *LOS CURSILLOS INTERNACIONALES DE PALEONTOLOGÍA DE SABADELL (1952-58) EN EL DESARROLLO DE LA PALEOMASTOLOGÍA DE ESPAÑA.* 142

USERA J. Y SÁNCHEZ PÉREZ I. - *PRIMERA APORTACIÓN AL CONOCIMIENTO DE LOS FORAMINÍFEROS DE LAS COSTAS DE GRAN CANARIA (ISLAS CANARIAS-ATLÁNTICO NORTE).* 144

USERA, J., ALBEROLA, C. Y BRITO, J.M. - *DINÁMICA POBLACIONAL DE AMMONIA BECCARII (LINNÉ) (FORAMINIFERIDA) EN EL CUATERNARIO DE PEÑ ÍSCOLA (CASTELLÓN).* 146

USERA J., BRITO J. M., SÁNCHEZ PÉREZ I. - *PROCESOS TAFONÓMICOS EN FORAMINÍFEROS ASOCIADOS A LA DIETA ALIMENTICIA DE DIADEMA ANTILLARUM (PHILIPPI)(ECHINODERMATA: EHINOIDEA).* 148

VERA-PELÁEZ, J. L. Y LOZANO-FRANCISCO, M. C. - *PRIMERA CITA DEL GÉNERO PEROTROCHUS FISCHER (PLEUROTOMARIIDAE, GASTROPODA) EN EL NEÓGENO EUROPEO.* 150

VERA-PELÁEZ, J. L., LOZANO-FRANCISCO, M. C., RAMOS FERNÁNDEZ, J. - *INVERTEBRADOS DEL TIRRENIENSE (PLEISTOCENO SUPERIOR) DE LA PLAYA LA ARAÑA-CALA (MÁLAGA).*

YANES, Y., CASTILLO, C., LICHÉ, D., DE LA NUEZ, J., LA ROCHE, F., IBÁÑEZ, M., ALONSO, R. Y MARTÍN GONZÁLEZ, E., *ESTUDIO TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE GASTERÓPODOS TERRESTRES DEL ISLOTE DE MONTAÑA CLARA (ISLAS CANARIAS)* 154

AULA INFORMÁTICA

HERNÁNDEZ, R., MARTÍN, A., GUMIEL, J.C., GARRIDO, G. Y ARRIBAS, A. - *APLICACIÓN INFORMÁTICA PARA LA GESTION INTEGRAL DEL REGISTRO PALEONTOLÓGICO EN EL PROYECTO FONELAS (PALEONTOLOGÍA PLIO-PLEISTOCENO, IGME-2001016, 2002-2007).* 157

PLASENCIA, P. Y MÁRQUEZ- ALIAGA, A. - *GESTION DE UN CATALOGO INFORMÁTICO DE CONODONTOS* 159

SESIÓN DE PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO

BRAGA, J.C., FERNÁNDEZ PALACIOS, J.M., GUIRADO, J. , PÉREZ-MUÑOZ, A.B. Y VILLALOBOS, M. - *ESTRATEGIA ANDALUZA PARA LA CONSERVACIÓN DE LA GEODIVERSIDAD. UNA VÍA AMBIENTAL DE PROTECCIÓN DEL PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO.* 163

CALONGE GARCÍA, A. y LÓPEZ CARRILLO M.D. - *IMPORTANCIA DE LOS YACIMIENTOS DE CUEVAS DE PORTALRUBIO (MONTALBAN, TERUEL).* 165

DELVENE, G., GAHR, M. E.Y MENÉNDEZ, S. - *LOS BIVALVOS DEL JURÁSICO INFERIOR DE LA COLECCIÓN FÓSILES EXTRANJEROS DEL MUSEO GEOMINERO (IGME, MADRID): EJEMPLO DE REVISIONES MUSEÍSTICA Y TAXONÓMICA*
167

GARCÍA-FORNER, A.; GUILLEM MARTÍNEZ, J. Y USERA, J. - *UNA PROPUESTA DE CATALOGACIÓN PARA COLECCIONES DE MICROFÓSILES: LA COLECCIÓN DE FORAMINÍFEROS DEL MUSEO DE GEOLOGIA DE LA UNIVERSITAT DE VALÈNCIA.*
169

LOZANO, R.P, MENÉNDEZ, S. Y RODRIGO, A. - *TRONCOS SILICIFICADOS ESPAÑOLES EN EL MUSEO GEOMINERO (IGME, MADRID).*
171

MARRERO, A. , SUÁREZ, C. Y MANGAS , J. - *PRIMEROS HALLAZGOS FÓSILES DE IMPRONTAS DE DRACAENA DRACO (L.) L. EN CANARIAS.*
174

MELÉNDEZ, G, DELVENE, G . SORIA, M. - *EL PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO EN ESPAÑA (2): YACIMIENTOS DE INVERTEBRADOS DE INTERÉS EN ARAGÓN.*
176

VERA-PELÁEZ, J. L., NAVARRO-LUENGO, I. Y LOZANO-FRANCISCO, M. C. - *EL MUSEO MUNICIPAL PALEONTOLÓGICO DE ESTEPONA: PRIMER MUSEO DE PALEONTOLOGÍA DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA.*
178

INTERIM-COLLOQUIUM R.C.A.N.S.

ANTUNES, M.T. & BALBINO, A.C. - *OS CARCHARHINIFORMES DA BACIA DE ALVALADE (PORTUGAL).*
183

ARMENTEROS, I., CORROCHANO, A., RECIO, C. Y GONZÁLEZ DELGADO, J. A. - *STABLE ISOTOPES (C, O) OF THE MIOCENE LACUSTRINE SUCCESSION IN THE CENTRAL-WESTERN REGION OF THE DUERO BASIN: THE TORREMORMOJÓN SECTION (PALENCIA, SPAIN).*
184

BÁRCENA, M.A, ARMENTEROS, I. BLANCO, J.A. Y SUAREZ, M. - *QUISTES DE CHRISOPHYTA Y DIATOMEAS EN LA UNIDAD CARBONATADA DE ARÉVALO (CUENCA DEL DUERO, VALLESIENSE): INTERPRETACION PALEOECOLÓGICA.*
186

CIVIS, J., GONZÁLEZ-LUCAS, C., GONZÁLEZ-DELGADO J. A. Y ALONSO-GAVILÁN, G. - *ASOCIACIONES DE OSTRACOFAUNA EN EL PLIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DE ASILAH (VERTIENTE ATLÁNTICA DE MARRUECOS).* 188

ESTEVENS, M. Y ANTUNES, M.T. - *FRAGMENTARY REMAINS OF ODONTOCETES (CETACEA, MAMMALIA) FROM THE MIOCENE OF THE LOWER TAGUS BASIN (PORTUGAL).* 190

GONZÁLEZ DELGADO, J.A., BEN MOUSSA, A., CIVIS, J., EL HAJJAJI, K. Y ALONSO GAVILÁN, G. - *SÍNTESIS PALEONTOLÓGICA DE LA CUENCA PLIOCÉNICA DE ASILAH (NW DE MARRUECOS).* 192

GONZÁLEZ-DELGADO, J.A., CIVIS, J., LARRASOAÑA, J.C., SIERRO, F.J., GARCÍA CORTÉS, A. Y ALONSO GAVILÁN, G. *EL SONDEO DE TESTIGO CONTÍNUO "MONTEMAYOR-1" (HUELVA, NEÓGENO SUPERIOR): DIAGRAFÍAS, EVENTO-ESTRATIGRAFÍA Y CALIBRACIÓN PALEOMAGNÉTICA.* 194

P. LEGOINHA, L. SOUSA, J. PAIS, J. FERREIRA & A. RITA AMADO - *MIOCENE LITHOLOGICAL, FORAMINIFERAL AND PALYNOLOGICAL DATA FROM THE BELVERDE BOREHOLE (PORTUGAL).* 196

PAIS J., SILVA LOPES, C., LEGOINHA, P., RAMALHO, E., FERREIRA, J., RIBEIRO, I., AMADO, A.R., SOUSA, L., TORRES, L., BAPTISTA, R. & PENA DOS REIS, R. - *THE BELVERDE BOREHOLE (LOWER TAGUS BASIN, SETÚBAL PENÍNSULA, PORTUGAL).* 198

PEREIRA, P., BAJO, I. Y AGUIRRE, J. - *PRIMEROS DATOS SOBRE LA PRESENCIA DE ASTROPECTEN (ECHINODERMATA: ASTEROIDEA) EN EL MIOCENO DE CERRO PALOMAR (ESPERA, CÁDIZ).* 200

PEREIRA, P., CACHÃO, M. Y SILVA, C. M. DA - *ESTRELAS-DO-MAR (ECHINODERMATA: ASTEROIDEA) DO MIOCÉNICO DA BACIA DO BAIXO TEJO (PORTUGAL): PRIMEIROS REGISTOS.* 202

RIVAS CARBALLO, M.R. Y VALLE HERNÁNDEZ, M. - *POLEN Y DINOFLAGELADOS DEL TRAMO TORTONIENSE SUPERIOR DEL SONDEO DE TESTIGO CONTINUO "HUELVA". INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL.* 204

RUIZ, F., GONZÁLEZ-REGALADO, M. L., MUÑOZ, J. M., PENDÓN, J. G., RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., CÁCERES, L. Y RODRÍGUEZ VIDAL, J. *- ANÁLISIS DE POBLACIONES EN OSTRÁCODOS: ESPIGONES VS TORMENTAS.* 206

SANTOS, A., MAYORAL, E. Y MUÑIZ, F. *- NUEVAS ESTRUCTURAS DE BIOEROSIÓN RELACIONADAS CON BIVALVIA (OSTREACEA) Y ANNELIDA (SERPULIDAE) SOBRE CLYPEASTER..* 208

SANTOS, A., MAYORAL, E., MUÑIZ, F. Y BAJO, I. *- BIOEROSIÓN EN ERIZOS IRREGULARES (CLYPEASTEROIDEA) DEL MIOCENO SUPERIOR EN EL SECTOR SUROCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (PROVINCIA DE SEVILLA).* 210

SIERRO, F.J. , LEDESMA, S. , FLORES, J.A. , BÁRCENA, M.A. , MARTÍNEZ DEL OLMO, W. , TORRESCUSA, S. *- CONTROL ASTRONÓMICO DE LA PLUVIOSIDAD EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.* 212

CONFERENCIAS

ZONACIÓN Y CORRELACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA ASISTIDA POR ORDENADOR; ESTADO DE LA CUESTIÓN Y PERSPECTIVAS FUTURAS

Caracuel, J.E.

Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Univ. Alicante.
Apdo. 99, 03080 San Vicente del Raspeig, Alicante. e-mail: Jesus.Caracuel@ua.es

La correlación bioestratigráfica establece relaciones espacio-temporales entre sucesiones estratigráficas sobre la base de los bioeventos registrados. Una sucesión estratigráfica puede ser considerada una serie temporal matemática, que registra sucesos en el tiempo de forma discontinua e incompleta, lo que limita sus posibilidades de correlación (Tipper 1988). Esta correlación bioestratigráfica se basa en el cumplimiento de dos postulados: a) *homotaxia de los bioeventos* (sucesión en el mismo orden de los bioeventos en distintas áreas), y b) *dispersión completa y rápida* (colonización "inmediata" de las regiones por nuevas especies).

Se han propuesto dos metodologías de biocorrelación; determinísticas y probabilísticas. Las primeras persiguen la correlación unívoca de la más moderna de las últimas apariciones de un registro y la más antigua de sus primeras apariciones (rango estratigráfico máximo). La línea de correlación resultante, sincrónica y homotaxial salvo que se demuestre una diacronía manifiesta, une puntos de equivalencia temporal asumida. Su expresión gráfica son líneas de correlación ("*line of correlation*", LOC, s. Shaw 1964) únicas, teóricas e irreconocibles sin ambigüedad en la práctica (Tipper 1988). En cambio, los métodos probabilísticos se basan en el cálculo numérico del rango estratigráfico promedio. Su resultado son, igualmente, líneas sincrónicas y homotaxiales de correlación que delimitan el rango de distribución más probable del taxón, que será siempre de extensión igual o inferior al rango máximo. Sus expresiones gráficas han sido los paréntesis de correlación ("*correlation bracket*", s. Hughes & Moody-Stuart, 1969) o las líneas de correlación definidas por intervalos de confianza ("*confidence interval*", s. Odell 1975).

De acuerdo con Gradstein et al. (1994) y Agterberg & Gradstein (2000), la bioestratigrafía probabilística posee ventajas frente a los métodos determinísticos. En primer lugar, las soluciones ofrecidas por los métodos probabilísticos son más objetivas, ya que realizan una estandarización de los datos que posibilita la comparación entre secciones y permite el acceso a estas metodologías de los no especialistas en el grupo taxonómico considerado. Este tratamiento cuantitativo de los datos, que amortigua ruidos y registros anormales, favorece una óptima calidad de las biocorrelaciones y en consecuencia, alta fiabilidad y máxima resolución. Además, el método es válido para conjuntos de datos pequeños y grandes, aportando diversas soluciones cuantitativas justificadas por un límite de confianza (parámetro de calidad), que depende del umbral de tolerancia establecido a priori.

No obstante, la bioestratigrafía probabilística cuantitativa posee inconvenientes derivados del tiempo y esfuerzo requeridos para organizar los registros (bases de datos). Además, existen dificultades para modelizar a priori la distribución espacial y temporal de los registros fósiles y su valoración en términos de calidad para el propósitos bioestratigráficos.

En general, las estrategias de correlación probabilísticas ofrecen mejores resultados que las determinísticas cuando los fósiles son escasos (alto ruido muestral), su sistemática compleja, sus rangos bioestratigráficos extensos, dependientes de las facies (fuertes requerimientos ecológicos) o cuando se trabaja en condiciones que favorecen la contaminación de las muestras (detritos de sondeo). En estas situaciones, los rangos totales observados de los taxones se alejan más de los reales que los rangos probables calculados en estas condiciones desfavorables.

Existen múltiples programas informáticos de biocorrelación, variablemente automatizados, que emplean algoritmos de cálculo determinísticos o probabilísticos. Un programa pionero que utiliza una estrategia determinística, método de las líneas de correlación (Shaw 1964) en modo semi-automático, es GRAPHCOR (Hood 1986). Se emplea como referente para la correlación una de las secciones que es considerada la *sucesión estándar* y que permite resolver las ausencias de homotaxia en las sucesiones locales. Como ejemplo de programa informático determinístico, completamente automatizado, que utiliza el método de optimización forzada es CONOP (Sadler 1999). La correlación bioestratigráfica se realiza con el apoyo de una *sucesión compuesta*, obtenida a partir de las posiciones más representativas de los bioeventos entre las sucesiones. El programa probabilístico más avanzado para la seriación, escalado, zonación y correlación automatizada es RASC-CASC (Gradstein et al. 1985, Agterberg 1990). A diferencia de los anteriores, la sección de referencia es una *sucesión probable* obtenida como promedio de las posiciones de los bioeventos en todas las secciones, o punto de máxima probabilidad de encontrar el bioevento. Estos métodos de correlación probabilísticos, que requieren de cierta capacidad de cálculo y gestión de bases de datos, se han favorecido notablemente con el auge actual de los sistemas informáticos.

Agterberg, F.P. 1990. *Automated Stratigraphic Correlation*. Elsevier, Amsterdam, 424p.

Agterberg, F.P. & Gradstein, F.M. 2000. RASC and CASC – *Tools for Biostratigraphic Zonation and Correlation*. Programme and User Guide. 1 CD-room + 88pp.

Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Brower, J.C. & Schwarzacher, W.S. 1985. *Quantitative Stratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 598pp.

Gradstein, F.M., Kaminski, M.A., Breggren, W.A., Kristiansen, I.L. & D'Iorio, M. 1994. Cenozoic Biostratigraphy of the North Sea and Labrador Shelf. *Micropaleontology*. Vol. 40, supplement, 152pp.

Hood, K.C. 1986. *GRAPHCOR – Interactive graphic correlation software*, v.2.2.

Hughes, N.F. & Moody-Stuart, J.C. 1969. A method of stratigraphic correlation using early Cretaceous miospores. *Palaeontology*. 12, 84-111.

Odell, J. 1975. Error estimation in stratigraphic correlation. *Mathematical Geology*. 7, 167-182.

Sadler, P.M. 1999. Constrained optimisation approaches to the stratigraphic correlation problems: a user's guide and reference manual to the CONOP program family: Riverside, California, 142pp.

Shaw, A.B. 1964. *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill, New York, 365pp.

Tipper, J.C. 1988. Techniques for quantitative stratigraphic correlation: a review and annotated bibliography. *Geological Magazine*. 125 (5), 475-494.

THE NEOGENE OF THE LOWER TAGUS BASIN (PORTUGAL)

J. Pais

Centro de Estudos Geológicos, Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Quinta da Torre, 2829-516 Caparica, Portugal. http://www.dct.fct.unl.pt/CEGnovo/CEG.html. Email: jjp@fct.unl.pt.

In Iberia, several grabens were open during the Paleogene, some of which evolved to huge sedimentary basins along the Cenozoic.

Only at the Mondego Cenozoic basin, north of the Nazaré fault (an overthrust deeping to NW-NNW), the sedimentation took place after the Maastrichtian; a fossiliferous level with mammals of Upper Paleocene age occurs in Silveirinha. In other regions, Paleocene and Lower Eocene seems not to be represented. Sedimentation pursued only after the Pre-pyrenean tectonic event.

The Lower Tagus Basin (LTB) occupy a large area in Portugal, from the littoral region of Lisbon-Setúbal Peninsula, to beyond Spain border near Castelo Branco (Beira Baixa). It constitutes a symmetric basin of the oriental huge Upper Tagus Basin, centered at Madrid (Spain).

The LTB was an endorreic basin during the Paleogene. Ocean opening occurred at the Lower Aquitanian; at the Lisbon – Setúbal Peninsula region the sedimentation was in the ocean/continent interface, with several changes in the coast line. Apparently, the first marine transgression came from South, originating a gulf with a N-S coral reef that attained the Lisbon area. Occidental communication to the sea was established after the Burdigalian.

The sedimentary and palaeontologic record of the distal part of the LTB (Lisbon –Setúbal Peninsula) is related to sea level changes. It is possible to correlate levels with planctic foraminifera and mammals, as well as to get isotopic ages (K/Ar in glauconites; $^{87}Sr/^{86}Sr$). Good biostratigraphic data can be obtain from continental and coastal deposits. The fossil richness – dinoflagellates, spores, pollen, plant macrorremains, foraminifera, ostracoda, molluscs, echinids, fishes, reptiles, mammals – and O and C isotopes, constitutes a large source of information for environmental and palaeogeographical reconstitutions, as well as for the establishment of correlations between marine and continental deposits.

The analysis and the integration of large amount of lithological and biostratigraphical data (first and last occurrence of most significative taxa of foraminifera, ostracoda and mammals) joined with isotopic ages (K/Ar and $^{87}Sr/^{86}Sr$), allow the establishement of a chronostratigraphic frame for the distal part of the Miocene of the LTB and the definition of 10 depositional sequences, in part agreeing with the Haq's 3d order eustatic cycles.

Climatic evolution during the Miocene has been also characterized. Tropical conditions prevailed at the sea. In the Upper Burdigalian and Langhian the temperature attained a maximum, being similar to that of today's Guinea gulf. Later, the temperature became lower, with values like those of actual Morrocco sea waters. At continental environments, the faunas and floras point out to alternation of moist and dry episodes, the dryest one at the Langhian.

For the inland, two sectors can be characterized. Near the region directly affected by the sea (Ribatejo and Alto Alentejo) deposits are related with the wandering of a Pre-Tagus in a large fluvial plain. During the Lower and Middle Miocene detrital

sedimentation is well represented. Some marls with oyster denounce high eustatic levels; brackish waters attain regions 200 Km far from the actual coast line. Some vertebrate fossils sites allow the establishment of correlations with the Lisbon region, namely during the Middle Miocene and Lower Tortonian.

Sedimentary conditions changed at Lower Upper Miocene. At the right bank of the Tagus, limestones accumulate in lacustre and palustre environments; latteraly thick clay deposits strecht out to the left bank also.

At the proximal areas of the LTB (Beira Baixa) the chronostratigraphical controle is poor. The outcrops are largely discontinuous. It only has been possible to define alostratigraphic units, bounded by regional unconformities, resulting from tectonic events recognized at the Iberia scale. During Lower and Middle Miocene, a sandy braided depositional system was installed, draining the fluvial plain of the Pre-Tagus from NE to SW till the Ribatejo. Orange sands and green lutites with scarse fossils were deposited. In some places gave plant macro-remains indicating a warmer and moister climate than today. *Hispanotherium matritensis* (steppe rhinoceros) is known from E of Castelo Branco (Plasencia, Spain); it is characteristic of MN5 zone (Astaracian) and is also known from Lisbon's Langhian.

Above these deposits (Upper Tortonian and Messinian), alluvial fan sediments occur near tectonic slopes, at the base of rising mountains (portuguese central chain); the thickness and granulometry quickly decrease downstream.

In the Pliocene a general regression occurred. Pliocene fluvial deposits overlay through an erosion surface the marine Tortonian (Setúbal Peninsula) and the continental limestones and clays of the Vallesian of Ribatejo (inland). During the Zanclean the continental sedimentation carried on only at the proximal part of the basin (Beira Baixa) with the deposition of endorreic alluvial fan conglomerates. Away of the mountain feeder relieves, the sedimentation show a decrease of thickness; alternating conglomerates and sandy lutites were deposited. A temperate mediterranean climate with contrasting seasons prevailled.

In the Piacenzian, alluvial fans and braided fluvial systems were installed draining to the Atlantic, preceding the actual hydrographical net. Feldspatic sands were deposited in the Setúbal Peninsula; the coast line was to the west of the actual. A small transgression took place over the Occidental littoral affecting the Lower Tagus (Setúbal Peninsula) and the Mondego Basins. Whithish conglomerates with quartzite and quartz abraded clasts overlay the Piazencian sands of the Setúbal Peninsula. They yielded Pre-Acheulian artifacts allowing correlation with the Plio-Pleistocene boundary. Basin inland conglomerates with iron crusts point out to cold and dry environments.

EL BOSQUE CARBONÍFERO DE VERDEÑA (PALENCIA)

Wagner, R.H.[1] y Diez, J.B.[2]

[1]Unidad y Museo de Paleobotánica, Jardín Botánico de Córdoba, Avenida de Linneo, s/n, 14004 Córdoba, España, *e-mail*: cr1wagro@uco.es. [2] Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Faculdade de Ciencias, Apartado 874, 36200 Vigo (Pontevedra), *e-mail:* jbdiez@posta.unizar.es.

Palabras clave: Carbonífero, Cantabriense, Sedimentación deltaica, Paleoecología, Paleobotánica, *Sigillaria, Cordaites*.

Se trata de un yacimiento excepcional por sus dimensiones (una pared vertical de 180 m de largo y hasta 12 m de altura) y por su relación directa con la historia de la cuenca palentina, del Westfaliense D ("Asturiense") superior al Barrueliense inferior, y su modelo de cuenca controlada por los movimientos tectónicos sin-sedimentarios. Por otra parte, se trata de un yacimiento protegido y promocionado por la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de Castilla-León, en estrecha colaboración con el Ayuntamiento de Cervera de Pisuerga (Palencia).

El lugar corresponde a una antigua explotación de carbón a cielo abierto, a pequeña escala, que se ha mantenido abierta, sin rellenar, por el interés científico que suscita. El fenómeno que refleja no es único en esta cuenca sedimentaria, aunque el lugar sí que lo es. La pared expuesta por la minería corresponde al muro de la capa de carbón; es una arenisca que preserva las huellas de troncos caídos y de las bases de los árboles que constituían el bosque, cuya edad corresponde a finales del Cantabriense inferior. Los troncos pertenecen a dos tipos de árboles, siendo sobre todo una licópsida, *Sigillaria*, y, en menor proporción un árbol con mucha madera *(¿Cordaites?)* que ha dejado huellas más profundas. Las bases de los árboles, que se han preservado como réplicas de su lugar de asentamiento, son de la licópsida, siendo bastante llamativa la separación de tamaños que muestra la presencia de dos generaciones, además de algunas agrupaciones densas de marcas pequeñas correspondientes a plántulas constituyendo auténticos viveros. El tamaño mayor correspondería a la generación colonizadora del arenal; estos árboles llegarían a desarrollar todo su ciclo vital. Solo después de la muerte de esta primera generación sería posible el desarrollo de la segunda generación, conclusión a que se ha llegado no solamente por la separación de tamaños sino por la distribución de las bases de la segunda generación, menos ordenada que las de la primera, y aprovechando los sitios donde no coincidían con las raíces fuertes de la generación primitiva. Implica una ocupación total y el máximo aprovechamiento del suelo, con un solapamiento mínimo de los aparatos radiculares, extensos y poco profundos en lo que era un suelo empapado de agua. Los troncos caídos corresponden todos a la segunda generación de árboles de licópsida, aún joven y sin cumplir su ciclo vital cuando fueron segados por un evento catastrófico, que dejó a los troncos segados justamente por encima de las bases (que quedaron *in situ*). Los troncos segados de *Sigillaria* se encuentran con una orientación casi idéntica, y que resulta ser la misma que se observa para los árboles de mucha madera; estos fueron desarraigados, quedando con las raíces al aire, siendo un comportamiento muy diferente que se debe, con toda seguridad, a la mayor resistencia mecánica de los árboles maderosos.

La catástrofe que sobrevino al bosque se atribuye a una inundación súbita por el mar, ya que no hay evidencia de palitos, restos de ramaje y hojas, como correspondería a una destrucción del bosque por huracán; además se restablecería después de sufrir un huracán, cosa

que no acaeció. La orientación paralela de los troncos caídos indica una sola dirección de flujo de la corriente, lo cual elimina la posibilidad de tsunami.

La arenisca del bosque de Verdeña constituye el término final de una secuencia deltaica, marina, en una cuenca con una tasa de sedimentación muy alta, del orden de 2.000 m por MA. De hecho, la arenisca del bosque constituye el único elemento continental en la secuencia, siendo evidente que el bosque se estableció al borde del mar. No es el único caso de una destrucción de bosque al final de una secuencia deltaica que se ha registrado en la cuenca palentina, ya que se han encontrado varios ejemplos a distintos niveles de la sucesión estratigráfica, abarcando desde el Westfaliense D superior hasta el Cantabriense inferior inclusive. La relación directa con el modelo sedimentario constituye el rasgo más significativo del Bosque de Verdeña y sus equivalentes en la sucesión estratigráfica de esta cuenca deltaica en régimen sedimentario destructivo. A pesar de los muchos informes que se han publicado sobre bosques carboníferos, con árboles *in situ*, nunca se había registrado un asentamiento al final de una sucesión deltaica marina y su destrucción eventual en función de los procesos deltaicos relacionados con una gran movilidad tectónica. La destrucción del Bosque de Verdeña sería como consecuencia de un movimiento sísmico provocado por una falla sin-sedimentaria que bajara una zona costera.

El carbón formado después de la destrucción del bosque podría ser el resultado de una sedimentación en régimen albufera/lagoon, lugar al que llegarían restos flotados de la vegetación establecida más allá de la zona costera hundida.

Wagner Boon, R.H., Diez Ferrer, J.B. y Calvo Murillo, R., 2001. El Bosque Carbonífero de Verdeña. In *Patrimonio Geológico de Castilla y León* (R. Nuche ed.). ENRESA, Madrid, Dic. 2001.

TEMA LIBRE

BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS CORALES DEL PARAESTRATOTIPO DEL ILERDIENSE DE CAMPO Y DE LAS ZONAS ADYACENTES (SUR DE LOS PIRINEOS) ESPAÑA.

G. ALVAREZ * [1] & P. BUSQUETS * [2]

*Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. C/ Martí Franqués s/n Zona Universitaria de Pedralbes. 08028 Barcelona
[1] galvarez@pie.xtec.es. [2] pere@natura.geo.ub.es

INTRODUCCIÓN

La cuenca sedimentaria denominada de Graus-Tremp es una Cuenca terciaria surpirenaica situada sobre los sedimentos Cretácicos de la Unidad del Montsec, los cuales afloran en forma de una lámina cabalgante con una estructura interna ligeramente sinforme. Se halla situada Al sur de los Pirineos y se extiende en dirección Este-Oeste (SERRA-KIEL, 1994)

El Ilerdiense es un piso estratigráfico definido en la Cuenca de Tremp y abarca los materiales de la Formación Ager, situada entre las Formación de Tremp y la Formación de Montañana. El estratotipo lo definió Schaub en 1969 en la carretera de Tremp a Port de Montañana, entre los kilómetros 13,2 y 21,4 desde Claret hasta el puerto de Montllovar. El propio Schaub (1969) consideró como paraestratotipo la sección de Campo, situada en la cuenca de Graus, en los materiales que aflora al sur de dicha población. El paraestratotipo está definido en la carretera que conduce a Graus, entre el Km 62,2 y el Km 50.

El estudio de los corales de Campo lo hemos realizado a partir de los ejemplares recolectados en los materiales del Ilerdiense medio, que afloran en el corte de la carretera que va de Campo a L'Ainsa (C-140), entre el Km 0,3 y el Km 2.

Han sido identificadas diez especies coralinas:

1	*Parapolytremacis bellardii* (Haime 1852)
2	*Actinacis cognata* Oppenheim 1901
3	*Cereiphyllia tenuis* (Reuss 1868)
4	*Perismilia bilobata* Michelin 1846
5	*Astrocoenia lobatorotundata* (Michelin 1842)
6	*Astreopora tecta* (Catullo 1856)
7	*Petrophylliella callifera* Oppenheim 1912
8	*Euphyllia pachecoi* Solé Sabarís 1942
9	*Placosmiliopsis bilobatus* (d'Achiardi 1867)
10	*Colpophyllia stellata* (Catullo 1856)

Los corales aparecen en dos ambientes diferentes:

- en materiales detríticos fuertemente carbonatados, que corresponden a un ambiente de trasgresión marina. Los ejemplares coralinos han sido transportados, encontrándose fragmentados y ligeramente rodados.
- en un arrecife algal y en unos olistolitos desprendidos del mismo. El

arrecife se formó en un ambiente de plataforma continental y los corales aparecen como elementos esporádicos dentro de la bioconstrucción algal, hallándose en posición de vida (BUSQUETS et al. 1991)
La serie estratigráfica del Ilerdiense de Campo es, en líneas generales, la siguiente:

Cuisiense inferior Regresión marina	Margas con intercalaciones de limolitas y areniscas	*A. oblonga*
Ilerdiense medio Trasgresión marina	Margas, calizas margosas y construcciones algo-coralinas.	*A. moussoulensis*
Ilerdiense inferior Trasgresión marina	Alternancia de limolitas y calizas margosas	*A. ellipsoidalis*
	Margas y calizas	*A. cucumiformis*
Taneciense Prodelta	Calizas, calcarenitas y areniscas con intercalaciones de margas.	*A. levis* .
	Calcarenitas y calizas.	*A. primaeva*
	Margas oscuras.	Ostrácodos

CONCLUSIONES

1- En todo el margen continental de la cuenca sedimentaria de Graus-Tremp se forman arrecifes algales que, en romperse, dieron lugar a los olistolitos. Solamente seis de las diez especies encontradas en Campo aparecen en los arrecifes adyacentes que, a su vez, presentan otras once nuevas especies. La mayoría de las especies son coloniales y aparecen en posición de vida. Las colonias viven aisladas, ocupando espacios libres entre las algas, y nunca llegan a ser elementos constructores del arrecife. Las especies más extendidas son *Astreopora tecta*, y *Actinacis cognata*.
2 - Un segundo contexto en el que encontramos corales lo constituyen unos materiales detríticos próximos a la plataforma carbonatada que contienen fragmentos rodados de corales que debieron instalarse en las proximidades del arrecife algal y que, a medida que el borde continental subía por el empuje de la lámina cabalgante del Cretácico, eran rotos y transportados ligeramente mar adentro. En este ambiente hemos clasificado tres especies coralinas: *Actinacis cognata, Cereiphyllia tenuis* y *Astreopora tecta*.
3 - La presencia de especies comunes de corales indican que durante el Ilerdiense la cuenca de Graus-Tremp estuvo interiormente bien comunicada. La existencia de arrecifes algales y la escasa diversidad de las especies coralinas indica que las condiciones ambientales no fueron las óptimas para los corales.

BIBLIOGRAFÍA

BUSQUETS P., SAMSO J.M., SOLE DE PORTA N. y TOSQUELLA J. 1991
Olistolitos en el Ilerdiense medio del valle del río Ésera (Prepirineo central). España. *Comunicaciones Ir Congreso Grupo Español del Terciario.* 45-48

SACHAUB H. 1969
L'Ilerdien. État actuel du problème. *In: Colloque sur l'Éocène. Paris. Mai 1968, (3). Mém. B.R.G.M.* **69. 259-266**

SERRA-KIEL J., CANUDO J.I., DINARES J., MOLINA E., ORTIZ N., PASCUAL J.O., SAMSÓ J. M. y TOSQUELLA J. 1994
Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista Sociedad Geológica de España.* 7 (3-4). 273-297

ESTUDIO PRELIMINAR DE LA MACROFLORA FOSIL DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN LONCOCHE, MENDOZA, ARGENTINA

Alvarez-Ramis, C. (1), Prámparo, M.B. (2) y Papú, O.H. (2)

(1) Dept./ U.E.I. Paleontología , Fac. Geológicas (UCM) /Inst. Geol. Económica (C.S.I.C) Madrid. 28040 Madrid.
(2) Unidad de Paleopalinología, IANIGLA, CRICYT, C.C.131 (5500). Mendoza.Argentina.

La intención de los autores se centra en dar a conocer, por primera vez, una macroflora recogida en la Formación Loncoche, emplazada en la región andina de Argentina.

El estudio comenzó en 1999 con motivo del viaje de uno de los autores (C. Alvarez-Ramis) a la Unidad de Paleopalinología del IANIGLA, Mendoza, Argentina. Posteriormente se continuó (2000, 2001 y 2002) en el Laboratorio de Paleobotánica y Palinología de U.E.I (C.S.I.C.)-Departamento de Paleontología (UCM) de Madrid.

Inicialmente se pretendía clasificar los macrorestos hallados en la Formación Loncoche dentro de grupos taxonómicos establecidos, hecho que en contadas excepciones fue posible por las condiciones de fosilización.

El estudio y los desplazamientos entre los dos países se incluyen en el Proyecto "Determinación de la biodiversidad de las floras Cretácicas de la cordillera andina y del borde sur de la Sierra de Guadarrama (España)" financiado por el Programa de Cooperación Científica con Iberoamérica (M.E.C y D.).

La paleoflora fue hallada en dos localidades de la Formación Loncoche (Ranquil-co y Calmu-co) . En ambas la palinoflora es relativamente abundante: Papú (2000); Alvarez Ramis y Papú (2001), la macroflora es escasa y no muy bien conservada, por corresponder a plantas flotadas que han sufrido un proceso de sedimentación precedido de transporte.

La Formación Loncoche : Gröeber (1946) considerada de edad Campaniense-Maastrichtiense, está constituida por areniscas, pelitas y tobas con restos de moluscos, foraminíferos y carofítas. Dicha formación se habría depositado en un ambiente mixto marino-continental : Legarreta et al. (1989). Los niveles con restos de plantas se localizan en la sección inferior de la formación, depositadas en un ambiente continental.

Los macrorestos vegetales estudiados en la Formación Loncoche son muy incompletos, pues salvo excepciones, no se corresponden con un órgano, por lo que aunque sean abundantes su clasificación se muestra complicada

La mayor parte de los fósiles vegetales procedentes del perfil de Ranquil-co son Equisetites y varios tipos de conos. Los fósiles de Calmu-co, sí forman una paleofitoasociación, aunque de origen muy diverso (proceden de diferentes biocenosis).

El estado de fosilización de los macrorestos en general es muy deficiente por que las clasificaciones de los paleorestos vegetales se basan en su morfología (parataxones). Esta circunstancia y el hecho de que generalmente, no se encuentren las partes fundamentales de los organismos, le infiere a nuestras clasificaciones un valor discutible. A pesar de estas posibles deficiencias, el interés indudable del estudio paleobotánico de los macrorestos, encontrados en la Formación Loncoche, reside en ser la primera aportación al estudio de una macroflora en el Cretácico Superior de la región andina de Argentina.

El porcentaje de grupos *taxonómicos* (órdenes, familias, géneros y especies) de la paleoflora mendocina, es del 16%. Los porcentajes de formas clasificadas con carácter *parataxonómico*, es muy superior (84%).

El total de grupos incluidos en las **gimnospermas** es del 33%, de ellas corresponden a coníferas el 25%. Las **monocotiledóneas** constituyen el 12% de la palefitoasociación determinada en la Formación Loncoche y las **dicotiledoneas** el 32%. Las *criptógamas vasculares* (**helechos, Equisetos**, etc.) integran el 12%; el resto de la paleofitocenosis, que incluye sobretodo **algas**, es del 11%.

Bibliografía Local

Alvarez Ramis, C. y Papú, O.H. 2001. Sobre la paleodiversidad polínica determinada en los yacimientos cretácicos del Cerro de La Mesa (Madrid, España) y Calmu-co (Mendoza, Argentina. *XIV Reunión Bienal de la Real Sociedad Historia Natural Murcia Septiembre 2001*. Libro de Resúmenes. Pag. 105.

Groeber, P., 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70.1, Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1(3) : 177-208. Reimpreso en Asociacion Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones, 1 : 5-36 (1980).

Legarreta, L., Kokogian, D.A. y Boggetti, D.A., 1989. Depositional sequences of the Malargüe Group (Upper Cretaceous- Lower Tertiary), Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 10 : 337-356.

Papú, O., 2000. Primer hallazgo de una microflora de edad campaniana-maastrichtiana, en la localidad de Calmu-co, Sur de Mendoza, Argentina. *Ameghiana* 37 (4): 59R-60R.

FLUCTUACIONES DE ORDEN MILENIAL DE LA NAO EN LA RÍA DE VIGO: INDICIOS APORTADOS POR COCOLITOFÓRIDOS Y BIOMARCADORES

Álvarez, M. C.[1], Flores, J.A.[1], Sierro, F.J.[1], Diz, P.[2], Francés, G.[2], Pelejero, C.[3], Grimalt, J.[3]

([1]) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.
([2]) Departamento de Geociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo, 36200 Vigo.
([3]) Departamento de Química Ambiental (ICER-CSIC), Jordi Girona 18, 08034 Barcelona.

La ría de Vigo se encuentra afectada por el modelo de circulación del Agua Noratlántica del Este (ENAW) (Fig. 1) y en su interior se desarrolla una circulación de tipo estuarino. Cuando los vientos predominantes soplan del norte el efecto de Ekman da lugar a un fenómeno de surgencia en la boca de la Ría. Cuando la dirección de los vientos dominantes cambia y pasan a soplar desde el sur, la circulación estuarina queda interrumpida y su conexión con el océano es nula o muy restringida. El verdadero control de la circulación estuarina lo ejerce la surgencia y de este modo, es el agua subsuperficial, aportada por la surgencia, la que fertiliza la Ría. Así mismo, la mezcla de las aguas también se ve favorecida por la surgencia, y cuando esta se debilita, la estratificación se ve incrementada (García-Gil et. al., 1995).

La ría de Vigo es una zona de alta productividad donde, entre otros elementos del fitoplancton, abundan los cocolitofóridos en la parte superior de la columna de agua. Como elementos sensibles a los cambios ambientales, pueden ser empleados para realizar reconstrucciones paleoclimáticas.

El testigo VIR-18 fue recuperado a 45 m de profundidad en la parte central de la ría de Vigo (42°14.07N, 8°47.37W) y tiene una longitud de 380 cm. Mediante análisis de radiocarbono en dos muestras a 227 y 380 cm de profundidad se obtiene la tasa de sedimentación estimada en 2.18 mm/año para la parte más superficial y 0.81 mm/año para la más profunda (Diz et. al., 2002), representando los últimos 3000 años.

La abundancia de los distintos taxones de cocolitofóridos, así como los biomarcadores moleculares permiten diferenciar tres momentos diferentes en el ambiente de la ría de Vigo (Fig. 2). El primero, o tramo I (ca. 975 años BC-252 años AD) definido por la abundancia de *Calcidiscus leptoporus* y *Gephyrocapsa muellerae*, se interpreta como una transición entre el final de un periodo anterior, más cálido "Hipsitérmico" (Esposito, 1999), y el comienzo de otro más frío y húmedo (van Geel et. al., 1996). El tramo II (ca. 252-1368 años AD) está dominado por la abundancia de *Coccolithus pelagicus, Helicosphaera carteri* y *Syracosphaera* spp. Durante este intervalo se observa una importante contribución de carbono orgánico de procedencia terrestre (hexacosanol) (Diz et. al., 2002) coincidente con la abundancia de *C. pelagicus*. Así mismo estos aportes fluviales, favorecen la estratificación (Diz et. al., 2002) en el momento de máximo desarrollo de *Helicosphaera carteri* y *Syracosphaera* spp. La estratificación junto con los vientos predominantes, que en este periodo de tiempo soplaban desde el OSO (Goy *et. al.,* 1996) favorecerían una situación en la que se produce una restricción de la conexión de la Ría con el mar abierto. El tramo III (ca.1368-1950 años AD) está caracterizada por la abundancia de *Gephyrocapsa oceanica*. Las alquenonas alcanzan una alta concentración durante los últimos 1000 años indicando un fuerte aporte de origen marino (Diz et. al., 2002). En este periodo los vientos predominantes soplan desde el norte (Goy et. al., 1996) lo que favorece el

desarrollo de la surgencia existente en la boca de la Ría, la bajada de temperaturas y el intercambio de aguas entre la Ría y el mar abierto.

Dado que la dirección de los vientos dominantes en esta zona viene determinada por la posición del anticiclón de las Azores (Álvarez-Salgado et. al., 1993), y que la dinámica oceánico-atmosférica en el Atlántico Norte está controlada por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Hurrell, 1995), consideramos que es este fenómeno atmosférico, el responsable de las variaciones definidas en la ría de Vigo. Así, el tramo I, estaría caracterizado por una situación de NAO+ ("positiva") existiendo una buena comunicación con el océano y una surgencia activa aunque con una clara influencia del periodo Hipsitermal, el tramo II, se correspondería con una situación de NAO- ("negativa") en la que existen aportes continentales, un incremento de la pluviosidad y comunicación restringida con el océano y el tramo III se caracterizaría por un dominio de NAO+ ("positiva") produciéndose una conexión más eficaz con el océano y una reactivación de la surgencia.

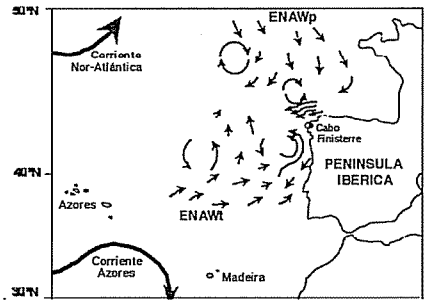


Fig. 1. Esquema de circulación del Agua Noratlántica del Este.

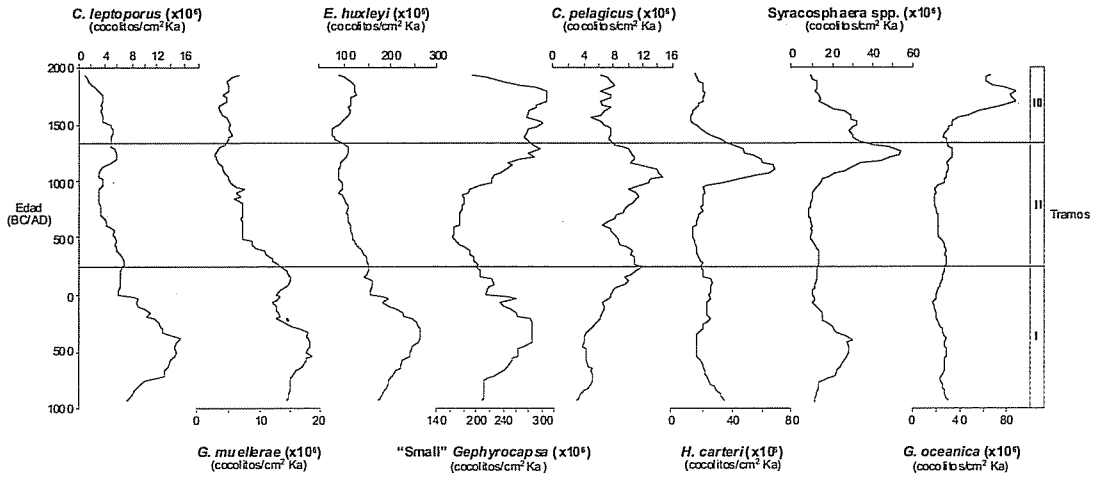


Fig. 2. Abundancia de los distintos taxones de cocolitofóridos.

PRESENCIA DE HIENA MANCHADA EN LOS DEPÓSITOS BASALES (PLEISTOCENO SUPERIOR FINAL) DEL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE LA CUEVA DE NERJA (MÁLAGA, ESPAÑA)

Arribas Herrera, A.[1], Aura Tortosa, J. E.[2], Carrión, J. S.[3], Jordá Pardo, J. F. [3] y Pérez Ripoll, M.[2]

[1] Museo Geominero. Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid[2] Dpto. de Prehistòria i Arqueologia. Universitat de València. Blasco Ibañez, 28. 46001 València
[3] Dpto. de Biología Vegetal. Facultad de Biología. Universidad de Murcia. 30100 Murcia
[4] Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. U.A.M. Ctra. de Colmenar, km 15. 28049 Madrid (jorda-sm@teleline.es)

1. Situación y contexto estratigráfico

La Cueva de Nerja (Maro, témino municipal de Nerja, provincia de Málaga, S de España) contiene un importante yacimiento arqueológico en la zona de su antigua entrada (salas de la Torca, de la Mina y del Vestíbulo) cuya cronología se encuentra comprendida entre *ca.* 25.000 y *ca.* 3.000 años BP, secuencia que cubre el Pleistoceno superior final y gran parte del Holoceno (Aura *et al.*, 1998, 2002).

La base de la secuencia en el Vestíbulo se apoya sobre un potente espeleotema y corresponde a la unidad litoestratigráfica Nerja 1 (potencia 120 cm), acotada en una horquilla cronológica comprendida entre *ca.* 25.000 y *ca.* 20.000 años BP, que se compone de tres niveles (NV13, NV12 y NV11) formados por arenas anaranjado-rojizas, con cantos autóctonos y cementación carbonatada. Corresponde a una sedimentación de muy baja energía en la que predominan los procesos de arroyada difusa; posteriormente tuvieron lugar procesos secundarios que originan la cementación por carbonatos (Aura *et al.*, 1998, 2002).

En el nivel basal de esta unidad (NV13, cuadros C-4 y B-8) se han recuperado cuatro fragmentos de coprolito de color blanco atribuibles a un gran carnívoro por sus dimensiones centimétricas. En este paquete sedimentario se han recuperado además diferentes restos paleontológicos (*Equus* sp., *Bos*, sp., *Cervus elaphus* y *Capra pyrenaica*) y algunos útiles líticos que incrementan su densidad a medida que nos alejamos del espeleotema basal.

2. Identificación y determinación de los materiales

De los cuatro elementos, tres (C-4) son muy fragmentarios, mientras que el cuarto (B-8) se ha conservado completo pudiendo ser identificado como un lóbulo inferior de coprolito. Este lóbulo tiene una altura estimada de 3 cm, un diámetro de 4,8 cm y presenta su cara inferior convexa y lisa mientras que la cara superior tiene la depresión central de anclaje (con el lóbulo medio) característica de este tipo de elementos. El icnofósil está constituido por una matriz fosfática pulverulenta, homogénea y porosa, cementada por carbonatos, que engloba a algunos fragmentos centimétricos de hueso esponjoso no digeridos.

En tanto en cuanto que los coprolitos son icnofósiles, esto es, evidencias indirectas de la actividad de los organismos del pasado, y por tanto se ha de utilizar con ellos la nomenclatura parataxonómica, sí se puede conocer a que familia de carnívoros perteneció el organismo generador de tales estructuras. Las características enumeradas anteriormente para el icnofósil de la Cueva de Nerja permiten asegurar, por su tamaño, su estructura y por la presencia de fragmentos de hueso esponjoso de tejidos de macromamíferos, que el agente generador perteneció a la familia Hyaenidae. Los representantes de esta familia procesan habitualmente gran cantidad de huesos de macromamíferos con diversos objetivos alimenticios (Arribas, 1995), generando excrementos compuestos en más del 90% por los fosfatos no asimilados por el organismo.

Por otra parte, los coprolitos de los hiénidos son unos icnofósiles que presentan una alta probabilidad de superar la etapa fósildiagenética por sus altos contenidos iniciales en fases minerales del grupo del apatito, ahora bien, este tipo de elementos no suelen superar la etapa bioestratinómica por efecto del "pisoteo". En la reducida superficie excavada de estos depósitos se apreció una baja presencia de fósiles de macromamíferos y la ausencia de estructuras de habitación de carnívoros en NV13. Esta base documental, parece indicar que la presencia de estos restos fecales sólo puede ser explicada por la visita ocasional de algún hiénido a esta zona de la cueva.

En cuanto a la adscripción taxonómica del organismo generador es reseñable que los coprolitos de los hiénidos no presentan caracteres específicos que permitan definir ni si quiera a qué género de hiénidos perteneció dicho animal. Ahora bien, en el caso de los coprolitos de la Cueva de Nerja sólo hay un candidato posible, la "hiena manchada de las cavernas" (*Crocuta crocuta spelaea*), variedad que está presente en las paleomastocenosis de España desde hace aproximadamente 128.000 años hasta el Gravetiense, siendo el único representante de esta familia durante el Pleistoceno superior.
Así pues, el hiénido generador de los coprolitos de la Cueva de Nerja debió pertenecer a la variedad *Crocuta crocuta spelaea*. Es evidente que esta determinación taxonómica es indirecta pero se ajusta a los conocimientos actuales que se poseen sobre los hiénidos de España.

Referencias

Arribas, A. (1995). Consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas del yacimiento cuaternario de Villacastín (Segovia, España). *Bol. Geol. y Minero*,106 (1): 3-22.

Aura Tortosa, J.E., Jordá Pardo, J.f., González-Tablas, J., Bécares Pérez, J. y Sanchidrián Torti, J. (1998). Secuencia Arqueológica de la Cueva de Nerja: la Sala del Vestíbulo. *In: Las Culturas del Pleistoceno Superior en Andalucía*. J.L. Sanchidrián y M.D. Simón, Eds., págs. 217-236. Patronato de la Cueva de Nerja. Málaga.

Aura Tortosa, J.E., Jordá Pardo, J.F., Pérez Ripol, M., Rodrigo García, M.J. y Badal García, E. y Guillém Calatayud, P. (2002). The far south: the Pleistocene-Holocene transitión in Nerja Cave (Andalucía, Spain). *Quaternary International*, in press.

DATOS TAFONÓMICOS DEL YACIMIENTO EOCÉNICO DE ZAMBRANA (CUENCA DE MIRANDA-TREVIÑO, ÁLAVA)

Badiola A.; Berreteaga A.; Elorza J. J.; Etxebarria N.; Beobide G.; Pereda-Suberbiola X. & Astibia H.

(1) Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Facultad de Ciencias, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apdo. 644, 48080 Bilbao, E-mail: gpbbakoa@lg.ehu.es
(2) UPV/EHU, Fc. de Ciencias, Dpto. de Mineralogía y Petrología; E-mail: nppelzaj@lg.ehu.es
(3) UPV/EHU, Fc. de Ciencias, Dpto. de Química Analítica, E-mail: qapetlon@lg.ehu.es

El yacimiento de vertebrados del Eoceno superior de Zambrana (Álava), es hasta ahora el único lugar conocido en la Península Ibérica que contiene una asociación fósil correspondiente a la biozona MP 18 (Ludiense). Dicha asociación está compuesta por restos de reptiles (tortugas y cocodrilos) y mamíferos (insectívoros, roedores, carnívoros, artiodáctilos y perisodáctilos) (Astibia *et al.*, 2000; Badiola *et al.*, en prensa). El yacimiento de Zambrana forma parte de un complejo lacustre-palustre en la pequeña Cuenca de Miranda-Treviño. La mayor parte de los restos extraídos provienen de dos niveles fosilíferos (Z4 y Z6), próximos entre sí (1 m de potencia total), asociados a margas y calizas junto con dos finas capas de carbón (fig. 1: A). Por lo general los fósiles no presentan desgaste ni signos de meteorización o abrasión. La mayoría están fracturados, aplastados y desarticulados, pero en relación y/o conexión anatómica. También hay concentraciones de numerosos elementos dermatoesqueléticos de tortugas y cocodrilos. Los fósiles son de color negro y frecuentemente incorporan una fina envoltura de calcita.

Un examen petrográfico de los restos permite observar características microanatómicas tales como zonas de hueso compacto y esponjoso y la cavidad medular de los huesos largos (fig. 1: B). No ocurre lo mismo con las estructuras de segundo orden (nivel paleohistológico), que quedan obliteradas. Con nícoles paralelos, el hueso compacto adquiere un aspecto homogéneo y granulado de color marrón oscuro, donde sólo se ven los canales de Havers y algunos contornos difuminados de las osteonas secundarias. Con nícoles cruzados son visibles áreas con tejido haversiano denso, con osteonas secundarias -que muestran de manera nítida su estructura laminar y los osteoplastos- y los sistemas intersticiales. La deformación apreciada en las osteonas confirma el aplastamiento detectado en muestra de mano. Las fracturas, las cavidades del hueso esponjoso y la cavidad medular de los huesos largos están rellenas de sedimento margoso autóctono y/o de un cemento de calcita en mosaico y drusy de idéntica composición a la envoltura calcítica. También se aprecian granos detríticos de cuarzo y pequeños agregados de pirita framboidal. Los cristales de la envoltura calcítica, perpendiculares a la superficie del hueso, han crecido en varias etapas ahora detectadas por las superficies de discontinuidad, ligeramente cizalladas y remarcadas con láminas de sedimento discontinuas. En catodoluminiscencia presentan una coloración rojiza homogénea, sin cambios en la composición. Los canales de Havers pueden rellenarse de pequeños cristales de calcita y pirita. También se observa pirita rellenado los osteoplastos.

Por lo que respecta a la composición química de los fósiles, predominan elementos mayoritarios tales como el Ca, P, Si y Fe. Es de destacar la escasa cantidad de manganeso con respecto a datos obtenidos en otros yacimientos de ambientes similares. La variación de los porcentajes de un mismo elemento (Si, Mg, K y Al) en las

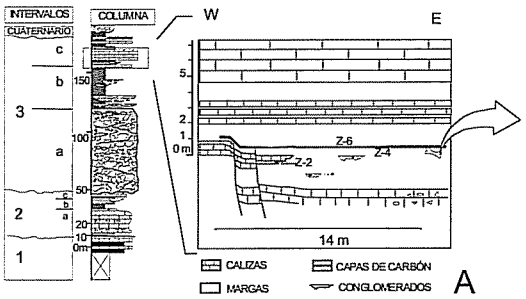
muestras del nivel Z6 es más importante que en el nivel Z4, pero no parece significativa.

Las características bioestratinómicas (escaso desgaste, ausencia de meteorización o abrasión, relación y/o conexión anatómica de algunos fósiles) y fosildiagenéticas (rellenos de igual composición que la roca caja) descartan un acusado transporte y una reelaboración tafonómica. La pirita observada en los osteoplastos podría indicar actividad bacteriana durante la descomposición de la materia orgánica en las primeras fases de la diagénesis (Pfretzschner 2001). La presencia de pirita en los rellenos junto con la distribución continua de la envuelta calcítica nos indicaría un ambiente freático reductor. Por otro lado, la luminiscencia rojiza homogénea de los cementos de calcita y relleno de la roca encajante sugiere que se ha producido en una sola fase, aunque con algunas interrupciones. Todo ello apunta a un rápido proceso de enterramiento en zonas reductoras freáticas correspondientes probablemente a un ambiente palustre. Los fósiles han sufrido una compactación importante con fracturación y posterior permineralización. Efectos tectónicos pueden haber acentuado la fracturación. La abundancia de materia orgánica y formación de sulfuros, justificaría el color negro característico de los fósiles estudiados.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- Astibia *et al.* (2000). *Geobios* 32, 233-248.
- Badiola *et al.* (en prensa). *Geodiversitas*, Paris.
- Pfretzschner H. U. (2001). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh* 220 (1), 1-23.

AGRADECIMIENTOS: Trabajo financiado por el Proyecto BOS2000-1369 MCT.



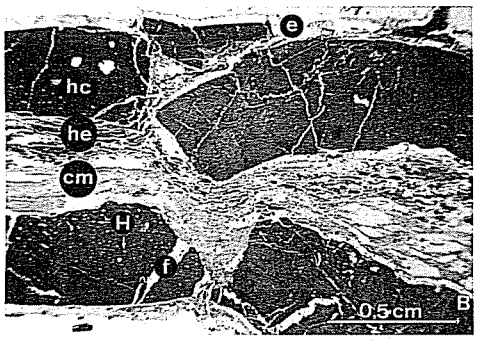


Figura 1. A. Columna estratigráfica y sección esquemática de Zambrana. B. Sección transversal de hueso largo de mamífero de Zambrana (Álava) (nivel Z4). El fósil está aplastado, con múltiples fracturas (f) y recubierto de una envoltura calcítica (e). Se observan zonas de hueso compacto (hc) y esponjoso (he), conductos de Havers (H) y la cavidad medular (cm). Ésta aparece rellena de sedimento margoso y cemento carbonatado (Barra = 50 mm).

CONFIRMACIÓN DE LA PRESENCIA DE LA SUBFAMILIA ANOPLOTERIINAE BONAPARTE, 1850 (ANOPLOTHERIIDAE, ARTIODACTYLA) EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Badiola A.; Cuesta M. A.; Astibia H.; Pereda-Suberbiola X. & Berreteaga A.

(1) Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Facultad de Ciencias, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apdo. 644, 48080 Bilbao, E-mail: gpbbakoa@lg.ehu.es;
(2) Avenida de la Castilla, 49, 34005 Palencia, E-mail: macuesta@agro.uva.es

La subfamilia Anoplotheriinae (Anoplotheriidae) Bonaparte, 1850 forma parte del grupo de los artiodáctilos Bunoselenodontia Weber, 1904 y se caracteriza por presentar una dentición de tipo bunolofoselenodonto. Los géneros mejor conocidos, *Anoplotherium* Cuvier, 1804 y *Diplobune* Rütimeyer, 1862, aparecen bruscamente en el nivel de La Débruge (MP 18), junto con los Cainotheriidae Camp & Vanderhoof, 1940, considerándose inmigrantes del Ludiense superior. Este evento ha sido uno de los principales criterios para distinguir estas faunas de las del Ludiense inferior (Aguilar *et al.*, 1997). El conocimiento de dicha subfamilia en la Península Ibérica es escaso. Tan sólo tenemos la presencia de dos vértebras caudales, clasificadas como *Anoplotherium* cf. *commune*, y una hemimandíbula incompleta de *Diplobune secundaria* Cuvier, 1822, encontradas en el yacimiento de Côja (Portugal), de edad Eoceno superior (MP 19) (Antunes 1986) y, restos dentarios y postcraneales de *Diplobune minor* en el Oligoceno de Cataluña (Calaf) (Bataller 1918).

En un estudio preliminar sobre los artiodáctilos del yacimiento del Eoceno medio de Mazaterón (Cuenca de Almazán, Soria) se determinó un fragmento de maxilar como Anoplotheriinae indet. (Cuesta 1993). Un estudio más detallado ha puesto de manifiesto la imposibilidad de asignar esta pieza a ninguno de los géneros conocidos de dicha subfamilia, asentándose las bases para el establecimiento de un género nuevo, que será próximamente publicado. El fósil correspondería al primer representante anoploterino de la Península Ibérica.

Recientemente, en el yacimiento de Zambrana (Cuenca Miranda-Treviño, Álava) se han obtenido abundantes piezas superiores e inferiores pertenecientes al género *Anoplotherium*. Este yacimiento constituye un lugar de interés para el conocimiento de los vertebrados fósiles del Eoceno superior (Ludiense), siendo el único lugar conocido en la Península Ibérica que contiene una asociación fósil correspondiente a la biozona MP 18 (Schmidt-Kittler 1987; Antunes *et al.*, 1997). Dicha asociación, está representada por restos de reptiles (cocodrilos y tortugas) y mamíferos (insectívoros, roedores, carnívoros, artiodáctilos y perisodáctilos) (Astibia *et al.*, 2000). Estudios recientes han permitido describir por primera vez el género *Leptolophus* Remy, 1965 (Perissodactyla) en el Eoceno superior europeo (Badiola *et al.*, en prensa). En la presente comunicación se da a conocer la primera cita segura del género *Anoplotherium* en la Península Ibérica.

La dentición del ejemplar de Mazaterón no se relaciona ni por talla ni por la morfología con el primero de los representantes europeos de la subfamilia, *Robiatherium* Sudre, 1988 (Bartoniense superior). Por el contrario, presenta más similitudes con *Diplobune*

que es más reciente (Ludiense superior, Sansoniense), pero su talla es menor y los estilos de los molares superiores no son tan voluminosos como en el citado género. El contorno de los molares es intermedio entre *Robiatherium* y *Anoplotherium*. La talla de los molares de Mazaterón es bastante menor que en *Anoplotherium*. A diferencia del último representante de la familia, *Ephelcomenus* Hürzeler, 1938 (Oligoceno, Estampiense medio), la pieza de Mazaterón no presenta molares superiores triangulares.

La talla de la dentición de Zambrana es bastante mayor que la de *Robiatherium* y *Ephelcomenus*, acercándose más a los anoploterinos grandes *Diplobune* y *Anoplotherium*. Los caracteres morfológicos, tales como molares superiores más largos que anchos y molares inferiores con dos cónidos anterointernos totalmente separados, son propios de *Anoplotherium*, alejándose claramente de *Diplobune*. La talla de los dientes de Zambrana parece corresponder a una forma más pequeña que *Anoplotherium commune* Cuvier, 1804 y *Anoplotherium latipes* Gervais, 1852, asemejándose más a *Anoplotherium laurillardi* Pomel, 1851 de La Débruge (De Bonis 1964).

Los anoploterinos de Mazaterón y Zambrana suponen una novedad biestratigráfica y biogeográfica en el conjunto de los anoplotéridos europeos. El de Mazaterón presentaría el carácter endémico de otros grupos de mamíferos (perisodáctilos, primates y roedores) de finales del Eoceno medio y principios del Eoceno superior de las cuencas ibéricas occidentales (Cuenca del Duero, Tajo y Oviedo) (Casanovas & Santafè, 1989; Cuesta, 1991 y 1999; Moyà-Solà y Köhler 1992 y Peláez-Campomanes 1996, entre otros). El endemismo de estas formas vendría a indicar un cierto aislamiento de las mismas, condicionada, según algunos autores (Casanovas & Santafè 1991), por la presencia del Golfo marino pirenaico, que no desaparece hasta la completa emersión de los Pirineos. La presencia más tardía de una forma europea de *Anoplotherium* en Zambrana podría indicar ya para el Eoceno superior una mayor comunicación entre el interior de Iberia y Europa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- Aguilar et al (1997). *Memoires et Travaux de l'Institut de Montpellier,* Ecole Pratique des Hautes Etudes, 21, 769-805.
- Antunes (1986). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 8, 99-110.
- Astibia *et al.* (2000). *Geobios* 32 (2), 233-248.
- Badiola *et al.* (en prensa). *Geodiversitas*, Paris.
- Bataller (1918). *Treballs Institució Catalana de Historia Natural*, Barcelona.
- Casanovas & Santafè (1991). *Bol. Cien. Nat. I. D. E. A.*, 41, 243-252.
- Cuesta (1993). *Treballs Museo Geologico de Barcelona*, 3, 81-90.
- Cuesta (1999). *Revista Española de Paleontología.*, 14 (2), 203-216.
- Moyà-Solà & Köhler (1992). In *Vertebrados fósiles de Castilla y León* (Coord., E. Jiménez). Museo de Salamanca, 121-125.
- Peláez-Campomanes (1996). *Eclogae geologicae Helveticae*, 89, 1363-1385.

AGRADECIMIENTOS: El Material fósil de Zambrana ha sido restaurado por Carmelo Corral, del Museo de Ciencias Naturales de Álava (MCNA). El trabajo está financiado por el Proyecto BOS2000-1369 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

FÓSILES DE MAMÍFEROS: ESTADO DE CONSERVACIÓN Y METODOLOGÍA DE INTERVENCIÓN EN EL YACIMIENTO DE FONELAS P-1 (CUENCA DE GUADIX-BAZA, GRANADA)

Baeza Chico, E.

Museo Geominero. Instituto Geológico y Minero de España (IGME) C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid
e.baeza@igme.es

La adecuada conservación del material paleontológico hace necesaria la intervención "in situ" desde el comienzo mismo de la apertura del yacimiento. Esto exige un equipo de excavación con conocimientos de conservación preventiva y técnicos especializados. De este modo, se evita la pérdida de materiales, de información y un trabajo posterior innecesario.

El yacimiento de grandes mamíferos de Fonelas P-1 (Villafranquiense superior; Cuenca de Guadix-Baza) cuenta, desde el inicio de su investigación en 2001, con un laboratorio de campo donde se recepcionan los fósiles y se llevan a cabo las intervenciones iniciales de limpieza, pegado, consolidación, siglado y su adscripción a una ficha informatizada. Con ello se minimizan los cambios medioambientales bruscos y nocivos para las piezas. Posteriormente se les proporciona un embalaje para garantizar una protección y transporte adecuados hasta el laboratorio del Museo Geominero.

La intervención sobre el Patrimonio Paleontológico, al igual que sobre cualquier otro bien cultural, intenta ser mínima y se aplica sólo cuando es necesario; siempre con los materiales conocidos más estables (fundamentalmente resinas y emulsiones acrílicas), con el único objetivo de conservar los fósiles, independientemente de su función científica, exhibición o divulgación. En la medida de lo posible, sobre los ejemplares más valiosos o con un grado de deterioro menor, se aplican tratamientos definitivos en el propio yacimiento.

El estado de conservación de los fósiles en este yacimiento es excepcional, si bien los diversos agentes bioestratinómicos y fosildiagenéticos producen diferentes efectos en la conservación de los restos óseos. Es frecuente encontrar deformaciones y fracturaciones diversas debidas a presiones del sedimento. Así mismo son muy abundantes las marcas de dientes de carnívoros carroñeros sobre un elevado porcentaje de la muestra fósil.

La mayoría de las piezas, especialmente las de mayor tamaño, aparecen recubiertas por un limo gris-verdoso de 2 o 3 milímetros de espesor, probablemente relacionado con procesos de descomposición de la materia orgánica. La existencia de dicha capa es muy valiosa, ya que permite localizar los fósiles en la unidad de su visualización la eliminación de sedimento, tanto en la excavación como en el laboratorio.

Los fósiles aparecen asociados en su mayor parte a depósitos de limos, arcillas o arenas de potencia milimétrica o centimétrica, con poco desarrollo lateral. En estos casos, el sedimento es fácilmente eliminable de forma mecánica, mediante útiles de madera (para evitar provocar marcas no naturales) y la ayuda de disolventes volátiles que reducen la cohesión, humectando el sedimento de forma superficial y evitando abrasiones.

En los casos de alta fracturación fosildiagenética es necesario consolidar y/o engasar los materiales y, en ocasiones, elaborar camas rígidas para su transporte.

Igualmente son muy escasos (4 frente a 600 restos) los huesos alterados por exposición prolongada a la intemperie previa al enterramiento, su alta fracturación y astillamiento requieren consolidación específica.

En casos especiales en los que se observa el tejido esponjoso, es obligado llevar a cabo una limpieza y consolidación meticulosas mediante resinas (a baja concentración, con incrementos progresivos). Del mismo modo, en casos de extrema fragilidad, como ocurre con falanges de lagomorfos, se trabaja bajo estereomicroscopio y se mantiene parte del sedimento mediante emulsiones acrílicas evitando saturaciones y subidas del tono.

Por otra parte, ligados a procesos edafogenéticos posteriores suelen aparecer encostramientos calcáreos irregulares de una dureza considerable, que hacen necesarios tratamientos mecánicos (microtorno, vibroincisor, percutor) y/o químicos (a. acético, a. fórmico, a. tioglicólico) más enérgicos para la extracción de los huesos.

La reintegración material en las piezas, en todo los casos claramente identificable y eliminable, se lleva a cabo solamente para asegurar la estabilidad material o evitar accidentes en zonas muy expuestas.

Sobre piezas singulares desde el punto de vista científico o por su especial grado de conservación, se efectúan procesos de moldeo y vaciado, tanto parciales con elastómeros de curado rápido (poliéteres, siliconas de condensación, hidrocoloides), así como moldes completos con siliconas RTV para obtener positivos (hemihidrato _, poliuretanos, poliésteres, epoxy, etc.) de alta resolución.

ETUDE STATISTIQUE PRELIMINAIRE SUR UNE POPULATION DE *GLOBIGERINITA*

Barhoun, N.

Université Mohamed V, Casablanca, Maroc

Sur une population de *Globigerinita* non identifiable, une étude statistique correspondant à une analyse en composantes principales (ACP) a été menée celle-ci avait pour but d'identifier cette population et de préciser son attribution soit à *Globigerinita glutinata* où à *Globigerinita incrusta*.

L'ACP est réalisé à partir d'une cinquantaine d'individus et onze variables. Le plan F1 - F2 représente 65% de l'inertie total du système, avec 47% de variance exprimée par l'axe F1 et 18% par l'axe F2. L'axe F1 oppose les formes de grande taille ayant un nombre d'ouvertures infralaminales élevés aux formes de petite taille et à nombre d'ouverture réduit, tandis que F2 est caractérisé par la taille de la loge quatre.

Deux nuages de points sont ainsi distingués : un nuage correspondant à une population d'individus de petite taille avec 3 loges au dernier tour, le grand diamètre du test est de l'ordre de 130 à 150 _ m, la bulla est petite (X8 et X9 faibles) et les ouvertures infralaminales sont souvent invisibles. Un autre nuage correspondant à une population d'individu de taille relativement plus grande avec une bulla plus développée, les ouvertures infralaminales sont nombreuses et bien marquées (4 à 6). Entre les 2 nuages sont situés des individus de taille moyenne avec 3 à 4 ouvertures infralaminales et au dernier tour je compte 4 loges.

Les individus de taille relativement grande (200 à 250 _ m de grand diamètre) ayant une bulla développée avec 4 à 6 ouvertures infralaminal.es bien distinctes sont rapprochées de *Globigerinita glutinata*, tandis que les petites formes à nombre d'ouvertures très réduit peuvent être considérées comme des formes juvéniles de cette espèce. Toutefois, les formes de taille moyenne montrant 3 à 4 ouvertures infralaminales peuvent être attribuées à *G. glutinata* mais aussi à *G. incrusta*; ceci peut être interprété de deux façons : soit il s'agit de formes intermédiaires entre ces deux espèces, soit *Globigerinita incrusta* n'est qu'un synonyme junior de *Globogerinita glutinata*. Une étude statistique sur une grande population pourrait être plus intéressante et permettra de trancher la question.

Parmi nos perspectives futures est d'entreprendre des études statistiques sur des groupes d'espèces présentant beaucoup d'affinité morphologiques et ayant probablement des liens phyletiques. Une telle étude pourrait servir d'une part d'argument pour le groupement des espèces et d'autre part elle permettra de tester des espèces encore mal connues ou délaissées. Ces dernières peuvent servir de repères stratigraphique en l'absence des marqueurs classiques.

RESPUESTA DE LAS ASOCIACIONES DE MICROORGANISMOS CALCÁREOS Y SILÍCEOS A LAS VARIACIONES ESTACIONALES DE LOS PARÁMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DE LA COLUMNA DE AGUA EN EL MAR DE ALBORÁN.

Bárcena, M.A[(1)]; Flores, J.A.[(2)] y Sierro, F.J.[(3)]

Dpto. Geología (Paleontologia). Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca, (España). (1) mbarcena@usal.es, (2) flores@usal.es, (3) sierro@usal.es.

Las trampas de sedimento han supuesto un importante avance para comprender los procesos del transporte vertical de los microorganismos calcáreos y silíceos. La información obtenida gracias a la utilización de estas herramientas ha supuesto un gran desarrollo en el conocimiento de los mecanismos de producción biológica en las áreas pelágicas. Asimismo, ponen de manifiesto la influencia de un transporte lateral de materia procedente de otras áreas. Destacan la importancia del flujo de ópalo, carbonato cálcico biogénico y carbono orgánico como indicadores de la productividad primaria superficial. Esta puede ser o no estacional y/o episódica, a la vez que se puede relacionar con los patrones hidrográficos del área de estudio. Por otro lado, el control del ciclo productivo de los microorganismos y su transporte vertical será determinante llevar a cabo interpretaciones acerca de paleoproductividad u otros procesos paleoceanográficos. Datos basados en la composición taxonómica de la asociación de microfósiles son fundamentales para cualquier reconstrucción paleoambiental, pero previamente se han de tener garantías de la reproductivilidad de la asociación fósil. Para ello es necesario examinar toda la secuencia desde la producción en la superficie de la columna de agua, al transporte vertical, y su almacenamiento en los sedimentos en escalas temporales lo más cortas posibles. En otras palabras, se hace necesario un análisis detallado de la asociación de estos organismos a lo largo de todo el proceso: muerte, sedimentación y enterramiento, así como de los procesos físico-químicos que están actuando sobre los primeros estadios diagenéticos.

Con este fin se ha desarrollado un estudio de los principales constituyentes planctónicos autóctonos (diatomeas, foraminíferos planctónicos y cocolitofóridos) y los acumulados en el área por procesos eólicos (diatomeas de agua dulce y fitolitos) recogidos en dos trampas de sedimentos colocadas en el Mar de Alborán (Mediterráneo occidental), ALB1-S y ALB1-F. La línea de trampas se estacionó a 36°15'N, 04°16'W, a una profundidad de 500 y 1004 m, respectivamente. Las trampas han permanecido en la columna de agua desde julio de 1997 hasta junio de 1998, siendo el intervalo de muestreo de 10 días, excepto en la primavera de 1998 que fue de 3 días.

El Mar de Alborán es la cuenca más occidental del Mediterráneo. Sus patrones de circulación y de productividad superficial están sujetos a fluctuaciones estacionales relacionados con la intensidad del intercambio de aguas a través del estrecho de Gibraltar. Esto define, en mayor o menor medida, un giro que provoca una surgencia y

la consiguiente área de alta productividad -el Giro Anticiclónico Occidental (WAG) – a la que hay que sumar un aporte extra de nutrientes provenientes del agua superficial atlántica entrante (NASW).

Los resultados obtenidos en nuestro estudio ponen de manifiesto distintos periodos de productividad biológica a lo largo del año. Se han reconocido tres periodos que se extienden entre los meses de junio-julio, noviembre-diciembre y abril-mayo. Las observaciones realizadas por satélite con sensores de concentración de clorofila *a* (SeaWiFS, Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) registran igualmente estos tres periodos. Con ello se han definido tres picos de alta productividad, condicionados por patrones físico-químicos distintos: otoño, primavera y verano.

La génesis de estos tres picos de alta productividad están condicionados por distintos factores oceanográficos:

1) Los picos de primavera y verano, donde todos los constituyentes analizados están bien representados, son consecuencia de una mayor intensidad en la entrada de la NASW que genera un WAG bien desarrollado y una intensificación de la surgencia.

2) El pico de otoño, con menor representación de los constituyentes analizados, tiene una génesis distinta. El aporte de aguas procedentes de descargas fluviales va a suministrar nutrientes a la cuenca, y el consecuente aumento en la productividad biológica sin existir un desarrollo del WAG.

Agradecimientos:

Este estudio ha sido realizado en el marco de los proyectos MAS3-CT96-0051-2WP2, FEDER1FB1997-1148, PB-98-0288 y CLI1998-1002-CO2-02

CONODONTOS –PALEOTEMPERATURAS Y BIOESTRATIGRAFÍA- EN LA SECCIÓN DEL RÍO CARES (UNIDAD DE PICOS DE EUROPA, ZONA CANTÁBRICA)

S. Blanco-Ferrera y S. García-López

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo, España.

La Unidad de Picos de Europa se encuentra en el extremo oriental de la Zona Cantábrica, situada al NO de la Península Ibérica. Está constituida por un sistema imbricado de cabalgamientos, formando una serie de escamas que afectan a una sucesión estratigráfica compuesta principalmente por calizas carboníferas. Su cabalgamiento basal emplaza a esta unidad sobre la Unidad de Pisuerga-Carrión.

La aplicación del método del índice de alteración del color de los conodontos (CAI) a las calizas carboníferas que afloran a lo largo del cañón del río Cares ha permitido obtener un modelo de distribución de paleotemperaturas que implican un aumento de estas hacia el sur, alcanzándose la ancaizona cerca del cabalgamiento basal de los Picos de Europa. Estos valores se prolongan dentro de la Unidad del Pisuerga-Carrión, observándose que el cabalgamiento basal de los Picos de Europa no da lugar a ningún salto térmico apreciable, por lo que el evento térmico fue posterior al emplazamiento de dicha unidad. Además, de acuerdo con los datos regionales, se trata de un metamorfismo tardivarisco.

El carácter progresivo hacia el sur de la distribución térmica es debido a que la posición actual de las rocas carboníferas está probablemente relacionada con el ascenso de la vertiente meridional de la Zona Cantábrica por una rampa de un cabalgamiento alpino profundo con desplazamiento hacia el sur.

El estudio sistemático de los elementos conodontales obtenidos en la sección del río Cares ha permitido el reconocimiento de 15 especies y 1 subespecie de conodontos pertenecientes a 7 géneros distintos, facultando la identificación de algunos intervalos bioestratigráficos característicos de las formaciones carboníferas de la sección estudiada. Así, dentro de la Formación Alba se han reconocido las Zonas de *-anchoralis-latus*, *-texanus*, *-praebilineatus*, *-bilineatus*, *-nodosa* y *-bollandensis* (Ivoriense superior-Arnsbergiense). En la Formación Barcaliente, la Zona de *-bollandensis* (Ansbergiense), así como un intervalo correspondiente a las Zonas de *-delicatus* y *-parvus* (Yeandoniense-Langsettiense) en materiales calcáreos de la Unidad del Pisuerga-Carrión que son equivalentes en edad a la Formación Valdeteja en la Unidad de Picos de Europa.

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de la Dirección General de Enseñanza Superior DGE98-PB1558.

LA CANTALERA: UN RESUMEN DE LOS DINOSAURIOS DEL TRÁNSITO HAUTERIVIENSE - BARREMIENSE (CRETÁCICO INFERIOR) DE LA CORDILLERA IBÉRICA (JOSA, TERUEL)

Canudo, J.I., [1] Aurell, M., [2] Barco, J.L.,[1,3] Cobos, A.,[4] Cuenca-Bescos, G.,[1] Martín-Closas, C.,[5] Murelaga, X.,[6] Pereda-Suberbiola, X.,[6] Royo-Torres, R.[1,4] y Ruiz-Omeñaca, J.I.,[1,3]

1. Área y Museo de Paleontología. Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza
2. Área de Estratigrafía Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza
3. Paleoymas. Nuestra Señora del Salz, 4. 50017 Zaragoza
4. Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel. Dinópolis. Poligono Los Planos. 44002 Teruel
5. Department d'Estratigrafia i Paleontologia. Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona
6. Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Ap. 644. UPV/EHU. 48080 Bilbao

El Hauteriviense - Barremiense es un intervalo del Cretácico inferior con escaso registro de dinosaurios. La excepción son dos zonas de Europa occidental: el "Wealden" en Inglaterra y la Cordillera Ibérica en España. En el marco del proyecto VECOBA (vertebrados continentales del Barremiense) se ha comenzado la excavación y estudio de La Cantalera, uno de los yacimientos más prometedores de la Cordillera Ibérica debido a su gran superficie de exposición y a la abundancia y diversidad de restos desarticulados de vertebrados, especialmente dinosaurios. Dado su carácter de yacimiento-resumen del Hauteriviense-Barremiense, su estudio tiene gran interés social para utilizarlo como recurso paleontológico de la provincia de Teruel.

Geológicamente se encuentra en la cubeta de Oliete, cerca de la localidad de Josa (Teruel). Se sitúa en unas arcillas grises depositadas cerca de la base de la Formación Blesa. En los alrededores del yacimiento estas arcillas están inmediatamente encima de un paleo-relieve del Jurásico. Las arcillas contienen clastos redondeados de calizas jurásicas y abundantes invertebrados marinos reelaborados.

Los invertebrados barremienses están representados por gasterópodos de agua dulce, especialmente abundantes son los Viviparidae indet. También se han reconocido pequeños ejemplares de Bàsamotophora indet. Entre los microfósiles son abundantes los ostrácodos y las carofitas. Los ostrácodos forman la mayor parte del residuo del tamiz por encima de 50 micras. Se ha reconocido *Cypridea (Ulwellia) soriana*, especie frecuente en los sedimentos lacustres y salobres del Hauteriviense superior y Barremiense del Norte de España. Las carofitas están representadas por utrículos de clavatoráceas, entre las que se han identificado *Atopochara trivolvis triquetra* (formas primitivas) y *Hemiclavator adnatus*. También son abundantes los talos de estas plantas (*Clavatoraxis* sp.). Esta asociación es equivalente bioestratigráficamente al techo de la Fm. Castellar de la Cuenca de Aliaga datado como Hauteriviense superior - Barremiense basal.

Los restos directos e indirectos de vertebrados son frecuentes. Entre los restos indirectos hay pequeños fragmentos de cáscaras de huevos de quelonios, cocodrilos y dinosaurios, posiblemente terópodos. También abundan los coprolitos de pequeño tamaño, de al menos nueve morfotipos distintos. Los restos directos más abundantes son dientes

aislados. También hay restos postcraneales desarticulados. Excepcionalmente se han encontrado vértebras caudales en conexión anatómica. Su conservación es variable, siendo escasos los restos fósiles completos. Algunos presentan evidencias de transporte postmorten.

Entre los restos microscópicos de vertebrados, los más interesantes son los dientes aislados de mamíferos multituberculados, entre los que se han identificado albionbatáridos. Los dientes más abundantes son los cocodrilos Atoposauridae indet. y Bernissartiidae indet. También se han encontrado dientes de mayor tamaño con su típica ornamentación de estrías longitudinales que se han incluido en Goniopholididae indet. Otros grupos más escasos son los quelonios y los pterosaurios. Los quelonios están representados por placas periferales de pequeño tamaño pertenecientes a una criptodira de la familia Pleurosternidae?. Dientes aislados de similares morfologías con otros yacimientos del Barremiense indican la presencia de al menos un Pterosauria indet.

Los dinosaurios son los vertebrados más diversos; están representados por saurópodos, terópodos, ornitópodos y tireóforos. Los dientes de saurópodos son escasos, habiéndose identificado Euhelopodidae indet., una familia que se encuentra bien diversificada en el Cretácico inferior de Laurasia. Los dientes de terópodos son relativamente abundantes. Al menos están representados tres taxones distintos: Baryonychidae con sus dentículos poco desarrollados y ornamentación típica, un Theropoda indet y dientes de tipo Dromaeosauridae. Los restos más abundantes son los dientes mudados de ornitópodos. Al menos hay tres taxones representados, uno de pequeño tamaño Hypsilophodontidae indet. y otro más grande, Iguanodontidae indet. Además se han encontrado dientes sin crestas secundarias, morfológicamente similares a los de Hadrosauridae. Dado que no se conocen en el Barremiense, es necesario una mejor representación para confirmar esta presencia. Los dinosaurios acorazados están representados por abundantes placas dérmicas de Ankylosauria indet.

Este yacimiento presenta dos singularidades, en primer lugar la gran diversidad de taxones de vertebrados en un único yacimiento lo que va a permitir reconstruir la diversidad taxonómica en el tránsito Hauteriviense - Barremiense en facies continentales de esta parte de la Cordillera Ibérica. En segundo lugar, la gran abundancia de dientes mudados de ornitópodos. Se han recuperado varios cientos en diferentes estados de reabsorción. La hipótesis que se plantea es que la Cantalera representaba un área palustre con abundante vegetación de carofitas. Esta área era visitada por los ornitópodos para alimentarse, algunos de ellos, de carofitas como indica su presencia en algún coprolito. Durante su alimentación se remplazaban los dientes que se incorporaban al sedimento.

Agradecimientos: El proyecto VECOBA esta financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (BTE2001-1746/.), la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel y el Departamento de Cultura y Turismo de la DGA

ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS FORAMINÍFEROS DE LA FORMACIÓN VOLCÁNICA SUBMARINA DE LA PALMA (ISLAS CANARIAS)[1].

Castillo, C.(*), Usera, J. (**), Liché, D. (*), De La Nuez, J. (***) y Casillas, R. (****)

(*) Dpto. de Biología Animal, Facultad de Biología, Universidad de La Laguna. Avda. Astrofísico Fco. Sánchez, s/n. 38206, La Laguna, Tenerife. Islas Canarias, España.
(**) Dpto. de Geología. Universidad de Valencia.

(***) Dpto. de Edafología y Geología, Facultad de Biología, Universidad de La Laguna. Avda. Astrofísico Fco. Sánchez, s/n. 38206, La Laguna, Tenerife. Islas Canarias, España.

1. Trabajo realizado en el Proyecto BTE 2000-0823 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

En este trabajo se realiza un estudio preliminar de las asociaciones de foraminíferos halladas en la Formación Volcánica Submarina de la isla de La Palma (Carracedo *et al.,* en prensa), con el objetivo de precisar la edad del inicio del vulcanismo submarino y el intervalo de tiempo en el que se ha desarrollado.

La Palma es una isla volcánicas situada al Noroeste del Archipiélago canario, construida desde un fondo oceánico de edad Jurásica, y de 4.000 m de profundidad hasta una altura de 2.426 m sobre el nivel del mar. La edificación de la isla abarca dos periodos: una primera etapa de crecimiento submarino, y una segunda de construcción subaérea, compuesta por varios volcanes en escudo.

La etapa submarina, formada por una serie basáltica y por rocas plutónicas, aflora en el interior de la Caldera de Taburiente, y es interpretada como un monte submarino levantado (Staudigel y Schmincke, 1984), con una secuencia de 650 m de lavas almohadilladas, de deposición profunda (Unidades 17-22), y otra de 1.150 m de hialoclastitas y brechas submarinas formadas en aguas someras (Unidades 1-16). Toda la serie volcánica está inclinada unos 50º hacia el SO. Algunos tramos de hialoclastitas de grano fino se dataron entre 3 y 4 Ma, por la aparición de foraminíferos como *Globorotalia crassaformis, Neoglobocuadrina humerosa y Globocuadrina altispira* al final de la secuencia de lavas almohadilladas más profundas y en los tramos de hialoclastitas y de brechas (Staudigel *et al.,* 1986).

Se han estudiado tres muestras con restos de foraminíferos. La muestra BA-6 está formada por hialoclastitas de grano fino intercaladas entre lavas almohadilladas, a techo de la unidad 6 de Staudigel y Schmincke (1984). Las muestras BA-11A y BA-11B, situadas a techo de la unidad 11, corresponden a hialoclastitas de grano fino en la matriz de las lavas almohadilladas. Se han lavado y tamizado unos 350 gr. de sedimento de cada nivel muestreado con tamices de luz de malla de 1mm, 500_m, 200_m y 100_m. Las fracciones se han triado hasta conseguir, al menos, 100 individuos de la especie más común.

La muestra más rica en foraminíferos corresponde a la unidad 11, donde no habían sido citados anteriormente. Las especies de planctónicos encontradas son: *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *G. ruber* (D'Orbigny), *G. sacculifer* (Brady), *Truncorotalia puncticulata* (Deshayes), *T. crassaformis* (Galloway & Wissler), *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi & Saito), *Neogloboquadrina dutertrei* (D'Orbigny), *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady), *Globoturborotalia apertura* (Cushman), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins),

Globigerinita glutinata (Egger), *Globigerinella siphonifera* (D'Orbigny). Los bentónicos están representados por *Gyroidinoides* cf. *longispira* Tedeschi & Zannmatti, *Heterolepa floridana* (Cushman) y *Cibicidoides kullembergi* (Parker). También se han encontrado restos de gasterópodos marinos y corales. En la unidad 6 se han identificado las formas planctónicas: *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny), *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerinoides sacculifer* (Brady) y *Orbulina universa* D'Orbigny.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, el hallazgo de *Truncorotalia crassaformis* que aparece en la parte superior del Plioceno inferior (Techo de N19), y la presencia de *Truncorotalia puncticulata* que se encuentra al inicio del Plioceno y desaparece en la zona de *Truncorotalia inflata*, hace adscribir la unidad 11 al Plioceno inferior. En la unidad 6, al ser más pobre que la anterior, no se pueden hacer precisiones bioestratigráficas. Con estos resultados se corrobora la edad pliocena de la Formación Vocánica Submarina de La Palma y se amplia el número de especies de foraminíferos citadas.

Desde el punto de vista paleoecológico, la mayor parte de estas especies viven en aguas tropicales o subtropicales cálidas, que son las condiciones climáticas inferidas en el Plioceno inferior (N19).

Bibliografía

- Carracedo J.C., Guillou H., Rodríguez Badiola E., De la Nuez J., Pérez Torrado F.J. Geological Map of La Palma Island. *Estudios Geol.* (en prensa).
- Staudigel H., Feraud G., Giannerini G. (1986) The history of intrusive activity of the island of La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 27 : 299-322.
- Staudigel H., Schminke H.U. (1984) The Pliocene Seamount Series of La Palma (Canary Islands). *J. Geophys. Res.* 89 (B13): 11190-11215.

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA ZONA COSTERA DE SANTO ANDRÉ (SO PORTUGAL) DURANTE LOS ÚLTIMOS 14.000 AÑOS UTILIZANDO DIFERENTES GRUPOS DE MICROFÓSILES COMO INDICADORES

Cearreta, A.[1]; Bao, R.[2]; Cabral, C.[3]; Cachão, M.[3]; Ramalho, M.J.[3]; Sánchez-Goñi, M.F.[4]; Santos, L.[2]; Freitas, M.C.[3] y Andrade, C.[3]

[1]Área de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao-E
[2]Departamento de Xeoloxia, Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña, Campus da Zapateira s/n, 15071 A Coruña-E
[3]Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5º Piso, Campo Grande, 1749-016 Lisboa-P
[4]EPHE, Département de Géologie et Océanographie, UMR-CNRS 5805, Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence-F

Se han analizado las asociaciones de foraminíferos, ostrácodos, nannoplancton calcáreo, diatomeas y polen contenidas en una secuencia sedimentaria de 25,5 m de longitud correspondiente a un sondeo perforado en la laguna costera de Santo André (SO de Portugal). Las diferentes zonas y subzonas identificadas en base a su contenido micropaleontológico han permitido definir 6 fases diferentes en la evolución paleoambiental de este medio litoral, que se extienden desde el Tardiglaciar hasta la actualidad. La Fase A y la zona basal de la Fase B (14,2-10,0 ka) representan un medio continental postglaciar, dominado por un bosque de pino bien desarrollado, cuando el nivel del mar se encontraba muy por debajo de su posición actual. Como consecuencia del ascenso eustático del nivel marino, se instaura un medio de bahía abierta, bajo condiciones de salinidad marino-normal, que corresponde a la zona superior de la Fase B (10,0-5,4 ka), y que coincide con la expansión regional del bosque mediterráneo. Inmediatamente antes de los 5,4 ka el medio se transforma en una laguna costera como consecuencia de la formación de una barrera arenosa que aisla este área del mar abierto. A partir de entonces, las variaciones naturales en la permeabilidad de esta barrera detrítica representan el control principal de las características físicas, químicas y biológicas que se van a suceder a lo largo del tiempo en este medio costero: durante la Fase C (5,4-3,6 ka) es una laguna de agua dulce, durante la Fase D (3,6-1,6 ka) se convierte en una laguna costera salobre, y durante la Fase E (1,6-0,5 ka) de nuevo regresa a condiciones de laguna dominada por agua dulce. Contemporáneamente se produce un descenso regional en las condiciones de humedad acompañado por la expansión de la encina. Finalmente, durante los últimos 400 años (Fase F) la intervención humana sobre la barrera arenosa (apertura artificial periódica) ha provocado rápidos y dramáticos cambios ambientales en la laguna actual de Santo André, cuyos alrededores han sido transformados también con fines agrícolas y ganaderos.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado con cargo a los proyectos de investigación PRAXIS/PCNA/T/CTE/12/96 "Evoluçao Holocénica de Sistemas Lagunares do SW Alentejano" y PRAXIS/PDCTM/P/MAR/15231/1999 "Global vs. local forcing factors and palaeoenvironmental changes of estuaries and lagoons of SW Portugal since the Lateglacial" (FCT-Fundaçao para a Ciência e Tecnologia).

Estudio sistemático de *Badulesia tenera* (Hartt *in* Dawson, 1868), TRILOBITA. Caesaraugustiense (Cámbrico Medio) de las Cadenas Ibéricas (NE de España)

Chirivella Martorell, J. B.[1], Gozalo, R.[1] y Liñán, E.[2]

[1] Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. E-46100-Burjassot (Valencia) ESPAÑA. Correo Electrónico: Rodolfo.Gozalo@uv.es
[2] Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. E-50009-Zaragoza ESPAÑA.

Se han estudiado diferentes sucesiones estratigráficas del techo de la Formación Mansilla y de la base de la Formación Murero, en las Cadenas Ibéricas. Estos niveles registran la presencia de la especie *Badulesia tenera* (Hartt *in* Dawson, 1868); destaca la sección de Jarque 1 (J1), en la que se ha encontrado en una sucesión casi contínua, más de doscientos ejemplares a lo largo de 18 m, siendo muy abundante en algunos de los niveles estudiados.

Todo ello, ha permitido realizar un estudio morfológico y un análisis morfométrico de varias poblaciones de distintas localidades, así como en Jarque el estudio de éstas en la vertical. Esta revisión ha llevado a emendar la diagnosis del género *Badulesia* Sdzuy, 1968 y de la especie estudiada. También se han definido dos morfotipos del cranidio para la especie *Badulesia tenera*: Morfotipo A sin área preglabelar y Morfotipo B con área preglabelar. Además, se analizan un amplio rango de variaciones en distintos caracteres del cefalón, que se han considerado como variaciones intraespecíficas. Debido a la existencia de una amplia variación en las crestas fixigenales en este género, se considera que sólo son de carácter específico cuando exista una simetría en la ornamentación de la fixigena.

El análisis morfométrico del cranidio ha permitido constatar que la mayoría de las variaciones están controladas por el crecimiento, mostrando un conjunto continuo que posibilita considerarlas simplemente como variaciones intraespecíficas. Solamente en los casos que en la comparación se han utilizado longitudes de la región anterior del cranidio, que sirven para diferenciar los dos morfotipos, se observa una clara separación entre las nubes correspondientes a ambos morfotipos, en estos casos los coeficientes de correlación de Pearson y de determinación (R^2) son más bajos que en el resto de las comparaciones, lo que indica un menor control de crecimiento y una mayor variabilidad para estas dimensiones.

Desde el punto de vista bioestratigráfico se destaca la importancia de la primera aparición de esta especie, considerado como el inicio del piso Caesaraugustiense que, además, permite una buena correlación entre las subprovincias Avalónica y Mediterránea.

Agradecimientos: Este trabajo es una contribución al proyecto BTE 2000-1145-C02-01 de la Dirección General de Estudios Superiores y a los proyectos del Departamento de Educación y Cultura de la Diputación General de Aragón 068/98 y 121/99.

RECONSTRUCCIÓN PALEOCEANOGRÁFICA DEL GOLFO DE CÁDIZ Y DEL MAR DE ALBORÁN DURANTE LOS ÚLTIMOS 50.000 AÑOS: LA APORTACIÓN DE LOS COCOLITOFORIDOS

Colmenero Hidalgo, E.[1], Flores, J.-A.[1], Sierro, F. J.[1], Löwemark, L.[2] y Schönfeld, J.[3]

[1]Á. de Paleontología, Dpto. Geología, Univ. de Salamanca. Plaza La Merced, S/N - 37008, Salamanca, España

[2] Institute of Earth Sciences, Academia Sinica - P.O. Box 1-55, Nankang, Taipei 115, Taiwan

[3] GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Alemania

Las asociaciones de cocolitoforales y sus variaciones registradas en los sedimentos de los testigos oceánicos M39029-7 (36°2.5'N, 8°13.8'W; a 1917 m profundidad; golfo de Cádiz) y MD95-2043 (36°9'N, 2°37'W; a 1841 m profundidad; mar de Alborán), han sido analizadas en este estudio con el objeto de reproducir la hidrodinámica de la zona durante la última época glacial, prestando especial atención a la reconstrucción paleoceanográfica de los cambios climáticos cíclicos y de corta duración denominados eventos Heinrich y ciclos Dansgaard-Oeschger.

Los datos bioestratigráficos e isotópicos muestran que estos testigos cubren los Estadios Isotópicos Marinos 1 a 3 y llegan a los 39 y 51 ka cal. BP, respectivamente. Las abundancias de diversos taxones y/o grupos de cocolitofóridos han sido comparadas con curvas de isótopos de oxígeno, temperaturas superficiales marinas y otros registros biogeoquímicos y sedimentológicos obtenidos en los mismos testigos. Los cocolitofóridos indican que los eventos Heinrich se manifestaron en la zona por la llegada de masas de agua superficiales frías, de baja salinidad y turbias. En el golfo de Cádiz el incremento de *Florisphaera profunda* -que vive habitualmente en la zona fótica inferior- es interpretado como respuesta a la probable estratificación de la columna de agua; este hecho no se observa en el mar de Alborán. Los eventos Heinrich son sincrónicos con la llegada de mayor cantidad de material retrabajado a la cuenca -que incrementaría la turbidez de las aguas- al tiempo que se produce una mayor aridez en el continente. Una situación similar se produciría durante los periodos fríos ("Stadials") de los ciclos Dansgaard-Oeschger, mientras que la mayoría de los intervalos cálidos de estos ciclos ("Interstadials") se caracterizan por la mayor abundancia de taxones característicos de alta productividad ("small" *Gephyrocapsa* y *Emiliania huxleyi* (<4 μm)) y de aguas cálidas (*Calcidiscus leptoporus*, *Oolithothus fragilis*, *Umbellosphaera* spp. y *Umbilicosphaera* spp).

Los análisis cuantitativos de la asociación de cocolitofóridos permiten interpretar que la producción de cocolitofóridos fue similar en el mar de Alborán y en el golfo de Cádiz durante el periodo glacial, mientras que en el Holoceno las abundancias de cocolitofóridos son entre 3 y 4 veces mayores en el área mediterránea.

SIGNIFICADO PALEOECOLÓGICO Y BIOESTRATIGRÁFICO DE LAS FORMAS "GRANDES" DE *Emiliania huxleyi* EN EL GOLFO DE CÁDIZ Y MAR DE ALBORÁN

Colmenero Hidalgo, E., Flores, J.-A. y Sierro, F. J

Á. de Paleontología, Dpto. Geología, Univ. de Salamanca. Plaza La Merced, S/N - 37008, Salamanca, España

Los testigos oceánicos M39029-7 (golfo de Cádiz; 36°2.5'N, 8°13.8'W; a 1917 m profundidad) y MD95-2043 (mar de Alborán; 36°9'N, 2°37'W; a 1841 m profundidad) han sido objeto de sendos análisis cuantitativos de la flora de cocolitofóridos. Un aspecto fundamental de esta investigación consistió en la realización de un estudio biométrico de la especie *Emiliania huxleyi* centrado en el intervalo Último Máximo Glacial - deglaciación - Holoceno, periodo en el que se produjeron importantes cambios climáticos y oceanográficos. Las altas tasas de sedimentación de los testigos en el intervalo estudiado (M39029-7: 16,3 cm/ka y MD95-2043: 50,4 cm/ka de media) permiten realizar un estudio de alta resolución y observar variaciones en la morfología de este taxón en intervalos submileniales. Un tercer testigo -el SU90/08 (Atlántico central; 43°41'2 N, 30°24'5 W; a 3080 m profundidad)- fue también analizado para observar la posible manifestación de este proceso en otros sectores oceánicos.

En cada muestra se midieron las longitudes y anchuras de los escudos distales de 100 individuos elegidos al azar. Para ello se utilizó un sistema de captura de imágenes digitales de microscopio óptico mejorado por la Universidad de Salamanca.

Los resultados indican que los especímenes de *Emiliania huxleyi* mayores de 4 μm son frecuentes en muestras correspondientes al periodo glacial y que la cantidad de estas formas grandes desciende abruptamente hacia techo, desapareciendo prácticamente durante la deglaciación y el Holoceno. Por el contrario, las formas pequeñas (menores de 4 μm) abundan en todas las muestras y son dominantes en las superiores (Holoceno). El descenso de formas grandes es claramente diacrónico: en los testigos más meridionales (mar de Alborán y golfo de Cádiz) se registra entre los 12 y 11 ka cal. BP, mientras que lo hace alrededor de los 8,4 ka cal. BP en el Atlántico central. Esta secuencia temporal coincide aproximadamente con la retirada del Frente Polar hacia el norte tras el periodo glacial. Los análisis con microscopio electrónico de barrido indican que ambas formas son estructuralmente similares. Los recuentos generales de *E. huxleyi* en los testigos -realizados distinguiendo entre formas mayores y menores de 4 μm- muestran comportamientos diferentes ante los cambios paleoceanográficos registrados. Bruscos descensos térmicos durante los eventos Heinrich y los periodos fríos de los ciclos Dansgaard-Oeschger se caracterizan por el incremento -mayor en el mar de Alborán- de *E. huxleyi* (>4 μm). Esta variedad es considerada en esta investigación como un taxón indicativo de aguas frías, que al microscopio óptico puede ser distiguida de la variedad más pequeña por la longitud de su escudo distal. Su incremento en eventos climáticos cíclicos de corta duración (eventos Heirich y ciclos Dansgaard-Oeschger) y su abrupto descenso en cantidad durante la deglaciación permite utilizar el registro de este taxón como indicador de eventos bioestratigráficos en el Atlántico norte y el mar Mediterráneo.

¿SE PUEDE HACER CLADÍSTÍCA CON DIENTES AISLADOS DE MICROMAMÍFEROS?

Cuenca Bescós, G.

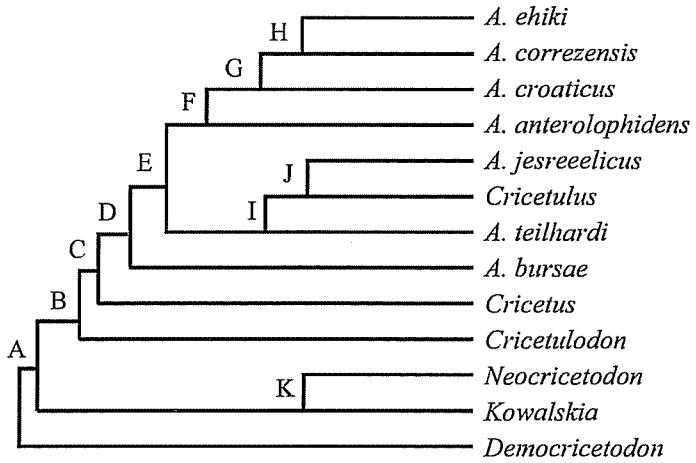
Area y Museo de Paleontología. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza, España. Email: cuencag@posta.unizar.es

Las especies de micromamíferos fósiles están representadas mayoritariamente por dientes aislados y sólo en casos excepcionales se pueden estudiar otros restos craneales y postcraneales. Es por ello que la elección de la dentición aislada para hacer cualquier estudio paleontológico en micromamíferos es más una cuestión tafonómica que metodológica. Este es el caso para los cricétidos (Rodentia) que analizamos en este trabajo, en el que mostramos que es posible hacer cladística con dientes aislados de micromamíferos. Se ha hecho un análisis de los caracteres (30 en total) de la dentición yugal que en esta familia de roedores está comprendida exclusivamente por los molares. Para el análisis de los caracteres hemos utilizado 13 taxones de cricétidos del Mioceno, Plioceno, Pleistoceno y actuales como unidades taxonómicas operativas (OTU). El análisis filogenético nos ha dado como resultado un cladograma que aporta conocimiento a las relaciones de parentesco del género *Allocricetus* con géneros afines. Los taxones analizados son *Democricetodon, Kowalskia, Neocricetodon, Cricetulodon, Cricetus, Cricetulus, Allocricetus. bursae, Allocricetus teilhardi, Allocricetus ehiki, Allocricetus jesreelicus, Allocricetus anterolophidens, Allocricetus croaticus* y *Allocricetus correzensis*. El género *Democricetodon* ha sido elegido como grupo externo por su caracter plesiomórfico. El cladograma resultante muestra dos clados principales: el de *Allocricetus – Cricetus – Cricetulodon* y el de *Kowalskia – Neocricetodon*. El clado *Allocricetus* se divide a su vez en tres clados distintos, el formado por las especies *A. ehiki, A. correzensis, A. croaticus* y *A. anterolophidens*, el de *Cricetulus, A. jesreelicus* y *A. teilhardi* y el de *A. bursae*. Por esto habría que considerar *Allocricetus* como un taxón parafilético que incluye a *A. bursae* y a las especies *A. ehiki, A. correzensis, A. croaticus* y *A. anterolophidens* o bien considerar la creación de un nuevo género que incluya a estas cuatro últimas especies. Al género *Cricetulus* deberían asignarse las especies orientales *A. jesreelicus* y *A. teilhardi*. El clado *Neocricetodon - Kowalskia* comparte con el de *Allocricetus-Cricetus-Cricetulodon* un ancestro común. En suma, nuestra hipótesis filogenética nos muestra que hay por lo menos tres líneas evolutivas distintas en el Pleistoceno, dentro de lo que hasta ahora se ha considerado como especies asignadas a *Allocricetus*: por una parte *A. bursae,* por otra el posible nuevo género caracterizado por tener una distribución predominantemente europea. La tercera sería la línea de *Cricetulus*. Las tres comparten un ancestro común que lo es también del género *Cricetus*. El análisis cladístico permite afirmar que todo el grupo anterior está estrechamente relacionado con *Cricetulodon, Neocricetodon* y *Kowalskia*.

Por otra parte, este estudio aplicado a los cricétidos de los yacimientos de Atapuerca nos indica que puede haber representadas al menos tres especies de cricetinos en estos yacimientos, *A. bursae, A. ehiki* y *A. correzensis*. Las especies *A. bursae* y *A. ehiki* se encuentran en los niveles del Pleistoceno Inferior y *A. correzensis* en los del P. Medio.

Cladograma. Longitud árbol= 89; CI=0,517; HI= 0,483. Los nodos basales **A-K** presentan las siguientes apomorfías: **A)** metalófulo MTL) y protolófulo (PRL) dobles; **B)** anterolófulo (AL, ALD) doble, anterocónidos (ACD) separados; **C)** pérdida de mesolófidos (MSLD) en $M_{1\ y\ 2}$, **D)** igual $M_{2,3}$; **E)** aparecen anterostilo y mesostilo; **F)** aparecen otros estilos cingulares; **G)** MSLD en M_3; **H)** aumento de tamaño; **I)** simplificación de PRL y MTL (reversiones), **J)** reducción de tamaño, **K)** creston labial completo.

Las apomorfías de los taxones terminales son las siguientes: ***Kowalskia*** aumenta de tamaño, y tiene MSL, el ACD es simple. ***Neocricetodon*** tiene entostilo y pierde MSLD. ***Cricetulodon*** tiene ALD lingual. ***Cricetus*** aumenta de tamaño y adquiere crestas crenuladas. ***A. bursae*** reducción del tamaño y simplifica superficia oclusal. ***A. teilhardi*** aumenta de tamaño (1) pierde el cíngulo anterior de M_2. ***A. ehiki*** tiene gran tamaño (1) y MSLD en M_1 (reversión). ***Cricetulus*** simplifica el doble MTL. ***A. jesreelicus*** pierde estilos cingulares y MSLD. ***A. anterolophidens*** tiene el cingulo anterior lingual (CiLi) largo y ALD doble. ***A. croaticus*** pierde PRL 1 y el M3 se reduce. ***A. correzensis*** tiene anterostilo y largo CiALi en M_2. ***A. ehiki*** crece en talla, simplifica MTL y pierde CiALi.



OXFORDIAN BIOSTRATIGRAPHY AND AMMONITE ASSOCIATIONS FROM WEST SICILY.

D'Arpa, C. [1], Meléndez, G. [2]

(1) Dpto. Geologia e Geodesia, Museo Geologico G.G. Gemmellaro, Corso Tukory, 131; 90134 Palermo (Italy); mgup@unipa.it
(2) Depto. De Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza. c./ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España). gmelende@posta.unizar.es

Middle to early upper Oxfordian ammonite successions from northwest Sicily are mainly composed of groups showing a typical Mediterranean character.These include common representatives of suborder Phylloceratina. Among Ammonitina, the bulk of recorded associations is formed by representatives of Mediterranean subfamilies Passendorferiinae, Euaspidoceratinae and Peltoceratinae. Over two hundred and fifty specimens have been collected from three sections located on the southern side of Mount Erice, in the province of Trapani. The recorded sections are: Erice Strada, Erice Middle or Erice-Third and Erice Difali. The present study has also included the taxonomic revision of main oxfordian specimens and taxa originally described and illustrated by G.G. Gemmellaro in his classical monographs between 1872 and 1882; in fact the section Erice Difali problably represents the type-locality of many Gemmellaro's species (D'Arpa & Meléndez, 2001).

The thickness of oxfordian beds ranges between fifty centimetres (Section Erice-Third) and three metres (Section Erice-Strada) This suggests the presence of common local stratigraphic gaps or else a rapid wedging out of some beds from one outcrop to another. The most relevant point of the studied ammonite associations is the high share of representatives of suborder Phylloceratina, most particularly of genera *Holcophylloceras* and *Sowerbyceras*, which represent over 50% of the whole association. A comparison has been taken between ammonoid associations from these sections and other near epioceanic platform areas, such as the Betic Ranges, S.Spain (Sequeiros, 1974) and central and southern Hungary (Fözy *et al.*, 1997). They show entirely similar ammonite successions, especially on what concerns the high share of typically Tethyan elements, such as Lytoceratina and Phylloceratina, but also remarkable similarities on what concerns the lesser presence of such elements as *Tornquistes* or *Lissoceratoides,* which in submediterranean areas appear as minor components. Particularly worth mentioning is the common occurrence of representatives of genus *Gregoryceras*. This form, equally common in all mentioned Tethyan areas, has allowed recognising a well-defined succession of species in the middle Oxfordian, from upper Antecedens or lower Transversarium Biozone (*G. toucasianum*) until upper Bifurcatus Biozone (*G. fouquei*). The species *G. romani* would probably be restricted to a short interval at the lower Transversarium Biozone (Parandieri Subbiozone), whilst the classical species *G. riazi* would occupy a widespread interval at the middle Transversarium Biozone (Luciaeformis to Schilli Subbiozone), recognised as the so-called *G. riazi* Zone in the Betic Ranges by Sequeiros (*loc. cit.*) The true species *G. transversarium,* subject of debate by some authors, would probably occupy a similar, or slightly higher, stratigraphic position, between the Schilli and Rotoides subzones. On the other hand, the lower part of Bifurcatus Zone; Stenocycloides Subbiozone, seems to be occupied by a form showing transitional

features between *G. transversarium* and *G. fouquei*. This form has been referred to as *G. n.sp. aff G. fouquei* by the present authors (D'Arpa & Meléndez, 2001) and by Fözy *et al.* (1997). Finally, the classical species *G. fouquei* seems to occupy a higher (terminal) horizon within the Bifurcatus Biozone, in the Grossouvrei Subbiozone.

Perisphinctidae are mainly represented by components of subfamily Passendorferiinae, most particularly by genera *Passendorferia* and *Sequeirosia*. Comparison with the well-known ammonite successions from submediterranean areas in epicontinental basins as the Iberian Basin (Meléndez, 1989) shows a remarkable similarity on what concerns the succession of representatives of *Passendorferia* and related forms, which nevertheless, are less abundant here. Representatives of Euaspidoceratinae and *Gregoryceras* are also less common than in true Tethyan areas whilst typical representatives of Perisphinctinae and Oppeliidae, quite common in submediterranean areas, are testimonial to almost completely absent in West-Sicily and true Tethyan areas. Therefore, representatives of Passendorferiinae appear as a key instrument for biostratigraphical correlation between submediterranean (where main biozonations are established on the basis of *Perisphinctes* successions) and Tethyan areas, whilst representatives of Peltoceratinae (i.e. *Gregoryceras*) appear as a taxon of utmost importance for biostratigraphic correlation across the typical mediterranean (or Tethyan) areas. The recognition of this biostratigraphic, inter-taxial correlation for the middle Oxfordian will, no doubt, greatly help establishing the standard chronostratigraphic scale.

References

D'Arpa, C. & Meléndez, G. (2001) – Middle and upper Oxfordian from West Sicily (section of Erice Difali): ammonite biostratigraphy and palaeogeography. *Seminarios de paleontología de Zaragoza (SEPAZ)*, 5.1:

Fözy, I., Pérez-Urresti, I., & Meléndez, G. (1997) – Middle and upper Oxfordian ammonite successions from the Transdanubian Central Range and from the Mecsek Mountains (Hungary): Biostratigraphy and Palaeobiogeographic affinities. *Com. IV Congr. Jurásico de España*. Alcañiz, 1997: 69-72.

Meléndez, G. (1989) – *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis doctoral. Institucion Fernando el Católico; Instituto de Estudios Turolenses. 418 p. Zaragoza.

Sequeiros, L. (1974) – Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética (II): Estudio paleontológico de los ammonites del Calloviense y Oxfordiense del sector central de la Zona Subbética. *Tesis doctorales de la Universidad de Granada*, 65: 359 p. Granada.

NUEVOS DATOS SOBRE CONODONTOS KRALODVORIENSES DE LA FM. CALIZA URBANA EN EL SINCLINAL DE GUADALMEZ (CIUDAD REAL, ESPAÑA).

del Moral, B[1,2].

[1] Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, E-28003, Madrid, España.
[2] Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, E-28040 Madrid, España.

En este trabajo se presentan las conclusiones derivadas del análisis de las asociaciones de conodontos presentes en cuatro nuevas localidades del Sinclinal de Guadalmez, con una especial atención a los aspectos tafonómicos, taxonómicos, bioestratigráficos, paleoecológicos y paleobiogeográficos.

El área de estudio se encuentra en el extremo SO de la provincia de Ciudad Real, dentro de una estructura sinclinal de dirección NO-SE, conocida como Sinclinal de Guadalmez, perteneciente al Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centroibérica (DIEZ BALDA & VEGAS, 1992).

La secuencia ordovícica en este área está constituida por areniscas, cuarcitas y pizarras, en sucesiones comparables a las de otros puntos del suroeste europeo y norte de África, que constituyeron el margen septentrional del paleocontinente Gondwana durante el Ordovícico Superior.

La Formación Caliza Urbana (TAMAIN, 1967) representa el único episodio propiamente carbonatado en el Ordovícico de la región. Está constituida por calizas y dolomías, dispuestas en bancos de escasa potencia y reducida continuidad lateral. Se ha constatado la presencia de al menos dos tipos de materiales litológicamente diferentes, los primeros corresponden a calizas packstone-grainstone bioclásticas, de colores grises, muy recristalizadas, y con numerosas venas calcíticas y estilolitos, mientras que los segundos están compuestos de dolomías anaranjadas, muy meteorizadas. Es importante destacar que los afloramientos de caliza fueron objeto de una intensa explotación para la obtención de cal, entre finales del siglo XIX y principios del XX, por lo que las únicas evidencias reconocibles de estos depósitos suelen ser las trincheras y escombreras cercanas a los antiguos hornos de cal.

Las muestras se han disgregado químicamente mediante el empleo de soluciones de ácido acético al 8%, y el residuo insoluble fue triado bajo lupa binocular. Está técnica nos ha permitido recuperar no sólo conodontos, sino también otros restos de fósiles como briozoos, pelmatozoos y ostrácodos.

Los procesos bioestratinómicos determinados incluyen biodegradación/ descomposición, necrocinesis, y desarticulaciones. En cuanto a procesos fosildiagenéticos, cabe mencionar la neoformación de cristales de calcita, la disolución y las distorsiones mecánicas (fracturas, fisuras y deformaciones plásticas).

Sin embargo, el proceso fosildiagenético de mayor interés es la carbonificación, ya que produce en los conodontos una variación del color y de la textura que permite determinar el rango de temperaturas al que ha estado sometido el material que los contiene. En este sentido, los ejemplares de las cuatro localidades estudiadas presentan una variación del CAI (o índice de alteración del color) entre el grado 3 y el grado 6, equivalentes a un rango de temperaturas entre 110 y 550°C, si bien algunos ejemplares de la localidad de San Benito llegan a alcanzar valores CAI de 8,

indicativos de temperaturas por encima de los 600°C. La existencia de valores de CAI tan dispares sólo puede explicarse considerando la acción de fluidos hidrotermales, de los que también existen otras evidencias, como la presencia de sulfuros de hierro alterados dispersos en la roca.

Del material tratado para la obtención de conodontos se han recuperado elementos correspondientes a 7 géneros incluidos, entre otras, en las familias Bellodellidae, Ansellidae, Protopanderodontidae, Panderodontidae y Balognathidae. En cuanto a las determinaciones a nivel específico se han identificado las formas: *Hamarodus europaeus* (Serpagli), *Walliserodus* sp., *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Panderodus gracilis* (Branson & Mehl), *Panderodus sulcatus* (Fahraeus), *Panderodus* sp., *Amorphognathus ordovicicus* (Branson & Mehl), *Amorphognathus* sp., *Sagittodontina robusta* (Knüpfer), *Sagittodontina* sp. e *Istorinus erectus* (Knüpfer).

La asociación anteriormente descrita corresponde a la Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*, característica del Ordovícico Superior, más concretamente del Kralodvoriense (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, en prensa).

En cuanto a las inferencias paleoecológicas, casi todos los taxones representados en la asociación son cosmopolitas, y sólo el genero *Sagittodontina* aparece restringido a materiales de ambiente somero, con energía de moderada a alta.

Paleobiogeográficamente, debido a la similitud entre la asociación estudiada con respecto a las determinadas en otros puntos de la Península Ibérica, Austria, Cerdeña, o Libia, permiten incluirlas dentro de la Provincia Mediterránea del Domino Nordatlántico. Además, la Biofacies de *Scabbardella altipes-Sagittodontina robusta* (SWEET & BERGSTRÖM, 1984) en la que se incluye esta asociación se relaciona con regiones polares o subpolares.

DIEZ BALDA, M.A. & VEGAS, R. (1992): La estructura del Dominio de los pliegues verticales en la Zona Centroibérica. *In: Paleozoico Inferior de Iberoamérica.* J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, J. SAAVEDRA & I. RÁBANO, Eds. págs. 523-534.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; ROBARDET, M.; RÁBANO, I.; SARMIENTO, G.N.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; HERRANZ ARAUJO, P. & PIEREN PIDAL, A. (en prensa): Ordovician. *In*: *The Geology of Spain.* T. Moreno & W. Wibbons, Eds. *Geological Society Special Publications*, London.

SWEET, W.C. & BERGSTRÖM, S.M. (1984): Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. *Geological Society of America Special Paper*, **196**: 69-87.

TAMAIN, G. (1967): El Centenillo, zone de référence pour l'etude de l'Ordovicien de la Sierra Morena orientales (Espagne). *Comptes Rendus de la Academie des Sciences de Paris*, 267: 385-392.

ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS DE ESTRONCIO EN CONODONTOS ORDOVÍCICOS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.

del Moral, B[1,2].

[1] Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, E-28003, Madrid, España.
[2] Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, E-28040 Madrid, España.

La composición isotópica en estroncio del agua marina viene determinada por la proporción del mismo según proceda de una fuente continental, con altas proporciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$, o de una fuente mantélica, con radios $^{87}Sr/^{86}Sr$ bajos (STAUDIGEL *et al.*, 1985). Dado que el aporte de material continental y mantélico no es constante, la concentración en $^{87}Sr/^{86}Sr$ varía a lo largo del tiempo geológico, está característica ha servido de base para la construcción de diversas curvas geocronológicas (e.g. VEIZER & COMPSTON, 1974; VEIZER *et al.*, 1999).

No obstante, cuando los materiales sometidos a estudio corresponden a calizas, hay que tener en cuenta que las concentraciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que presentan no sólo son función de la concentración de los fluidos a partir de los cuales precipitan, sino que pueden estar modificadas por otros factores, como los procesos epigenéticos y la diagénesis (VEIZER & COMPSTON, 1974).

En los últimos años se han incrementado notablemente los estudios isotópicos en fósiles de naturaleza fosfática, en concreto los conodontos. Estos fósiles están constituidos por un mineral del grupo del apatito, similar a la francolita, están propuestos como un valioso material para la realización de curvas isotópicas de estroncio de alta resolución, debido no sólo a su abundancia en rocas paleozoicas, sino a su precisión biocronológica (QING *et al.*, 1998). Además, las altas concentraciones en estroncio que presentan estos restos permiten realizar este tipo de análisis en muestras muy pequeñas.

En nuestro caso las muestras tratadas, un total de cuatro, corresponden a elementos conodontales procedentes de la Fm. Caliza de Cistoideos (Cordillera Ibérica oriental) y de la Fm. Caliza Urbana (Sierra Morena oriental), ambas de edad kralodvoriense. Los ejemplares presentan unos valores del índice de alteración del color comprendidos entre 3.5 y 5.5.

El método aplicado para la realización de este trabajo incluye técnicas correspondientes a dos disciplinas diferentes, por un lado se han aplicado métodos propiamente micropaleontológicos y por otro se han llevado a cabo procedimientos geoquímicos. En primer lugar, para la obtención de los conodontos las muestras se disolvieron con ácido acético al 10%, recuperándose posteriormente los ejemplares mediante el triado del residuo insoluble bajo lupa binocular y se limpiaron cuidadosamente para eliminar cualquier partícula mineral adherida a ellos, que pudiera modificar los resultados.

Como segundo paso, las muestras se sometieron al proceso cromatográfico, con el fin de lograr el fraccionamiento del estroncio. Una vez individualizado este elemento se determinaron las relaciones isotópicas de los distintos isótopos de estroncio con un espectrómetro de ionización termal (VG-SECTOR-54). Estos análisis se efectuaron en el Centro de Geocronología y Geoquímica Isotópica, CAI de la UCM, dependiente del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

La importancia de la analítica desarrollada radica en que corresponde a la primera referencia de análisis isotópicos de estroncio en conodontos ordovícicos de la Península Ibérica, ya que un trabajo previo existente (BOGOLEPOVA & FELITSYN, 2001) se refiere a análisis isotópicos de neodimio en conodontos de la Zona de Ossa-Morena.

Los valores obtenidos para las concentraciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$, aproximadamente 0.708, se desvían de los determinados para el mismo periodo de tiempo en las curvas construidas para el Fanerozoico (VEIZER *et al.*, 1999). La explicación para esta desviación ha de buscarse en la historia geológica de los materiales analizados, dado que su composición isotópica puede haberse modificado por las diferentes fases orogénicas y por los fluidos hidrotermales que los han afectado, además de haber sufrido una intensa diagénesis, según las paleotemperaturas indicadas por la alteración del color de los conodontos (SARMIENTO *et al.*, 1999). Sin embargo, en el estado de conocimiento en que nos encontramos no es posible discernir cual de todos estos factores ha tenido una mayor influencia.

BOGOLEPOVA, O.K. & FELITSYN, S.B. (2001): The Nd signatures in late Ordovician brachiopods and conodonts from Spain and the Carnic Alps of Austria. *In*: N. Hamoumi (ed.) *The Gondwana platform during Ordovician times: Climatic, eustatic and geodynamic evolution.* Official business meeting and field excursion of the subcommission on Ordovician stratigraphy International Commision on Stratigrapgy/IUGS, págs: 15-16.

QING, H.; BARNES, C.R.; BUHL, D. & VEIZER, J. (1998): The strontium isotopic composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts: Relationship to geological events and implications for coeval seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62** (10): 1721-1733.

STAUDIGEL, H.; DOYLE, P. & ZINDLER, A. (1985): Sr an Nd isotope systematics in fish teeth. *Earth and Planetary Science Letters*, **76**: 45-56.

VEIZER, J. & COMPSTON, W. (1974): $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**: 1461-1484.

VEIZER, J.; ALA, D.; AZMY, K.; BRUCKSCHEN, P.; BULH, D.; BRUHN, F.; CARDEN, G.A.F.; DIENER, A.; EBNETH, S.; GODDERIS, Y.; JASPER, T.; KORTE, C.; PAWELLEK, F.; PODLAHA, O.G. & STRAUSS, H. (1999): $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**: 59-88.

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.

LOS AGNOSTIDOS (TRILOBITA) DE LA FORMACIÓN VALDEMIEDES, CÁMBRICO MEDIO BASAL (CADENAS IBÉRICAS).

Dies, M.E*., Gozalo, R.** & Liñán, E.*

*Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain.
**Departamento de Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjasot, Spain.

Aunque los agnóstidos es un grupo de trilobites miomeros relativamente abundantes en facies sublitorales abiertas y circalitorales a partir de la mitad del Cámbrico Medio, son escasos los taxones registrados durate el Cámbrico Medio basal. Por lo que su registro en los niveles leonienses (Cámbrico Medio basal) de la Formación Valdemiedes constituyen hallazgos de gran interés.

En este trabajo se revisan y aportan nuevos datos sobre los agnóstidos previamente descubiertos en el Leoniense Inferior de la sección Rambla de Valdemiedes 1 (RV1), y se estudian los nuevos descubrimientos del Leoniense Medio basal de la sección de Villafeliche 1 (Vi1).

Los taxones hallados en estas secciones son *Condylopyge cruzensis* Liñán y Gozalo, 1986 y *Peronopsis* sp. A. De *Condylopyge cruzensis* se han estudiado más de cien ejemplares, entre cranidios y pigidios, aunque por el momento no se ha encontrado ningún ejemplar completo; el nuevo material ha permitido completar el estudio morfológico de esta especie, así como realizar un estudio morfométrico de la misma.

En cuanto a *Peronopsis* sp. A, se han encontrado quince ejemplares, entre cranidios y pigidios, pero su conservación no es muy buena, lo que ha impedido realizar una caracterización morfológica completa; aun así, su comparación con las otras especies asignadas a este género parecen indicar que se trataría de una nueva especie, pero a la espera de encontrar mejor material, se prefiere describirla en nomenclatura abierta.

La presencia de agnostidos en estos niveles marca un cambio en las condiciones ambientales, pasándose de un ambiente sublitoral restringido a uno más abierto, mostrando una mejor conexión con el mar abierto que en épocas anteriores.

Agradecimientos: Este trabajo es una contribución al proyecto BTE 2000-1145-C02-01 de la Dirección General de Estudios Superiores. Mª Eugenia Dies es becaria del Departamento de Educación y Cultura del Gobierno de Aragón y disfrutó de una ayuda para estancias de investigación del programa Europa (CAI-CONSI+D).

CONSIDERACIONES PALEOECOLÓGICAS DE LA UNIDAD INTERMEDIA DEL MIOCENO DE MADRID BASADAS EN LA FLORA Y VERTEBRADOS FÓSILES

Fernández Marrón, M.T.[1], Fonollá Ocete, J.F.[1], Sesé Benito, C[2]. y Jiménez Rodrigo,J.C.[3]

1Departamento/UEI de Paleontología. Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM)/ Facultad de C. Geológicas. 28040 Madrid 2.Departamento de Paleobiología. Museo Nacional de Ciencias Naturales CSIC. 3.Geólogo-Paleontólogo. C/ Bancaleros, nº 8 Talavera de la Reina. 45600.

En este trabajo se exponen algunos aspectos paleoecológicos de la paleoflora que colonizó la Cuenca de Madrid en el Mioceno Medio, derivados del estudio de los vegetales fósiles procedentes de 5 yacimientos de la Unidad Intermedia y de otro cercano a ellos, en el que aparecen fósiles de pequeños vertebrados.

Fernández Marrón *et al.* (2002) dan a conocer los resultados preliminares del estudio de estos vegetales fósiles que proceden de dos yacimientos descubiertos en la prospección y muestreo paleontológico de las obras de la Estación Depuradora de Aguas Residuales (EDAR) de la Cuenca media-alta del arroyo Culebro, en el ramal-colector de Parla, dentro del término municipal de Pinto. Se han determinado restos foliares, frutos, pólenes y esporas.

Posteriormente, se han hallado nuevos yacimientos de plantas fósiles y pisadas de aves en los terrenos del ramal de Fuenlabrada, así como restos de pequeños vertebrados en el Ramal de Parla, en un paquete de arcillas verde oscuras de aspecto jabonoso y satinado, muy bioturbada por raices. Éstos corresponden a cricétidos, lagomorfos e insectívoros.

Los yacimientos se encuentran en la Unidad de transición, que constituye una banda continua entre los sistemas de abanicos aluviales, de composición arcósica, procedentes del Sistema Central y las facies lacustres del centro de la Cuenca (Calvo *et al.* 1989).

Los datos del estudio paleobotánico de restos macroscópicos, esporas y polen identificados en estos yacimientos (Fernández Marrón *et. al.* 2002) se representan en un perfil y se ubican ecológicamente en un bloque diagrama esquemático, basado en Lomoschitz *et al.* (1985), Calvo (2000) y Sánchez *et al.* (2000) que representa los diferentes ambientes. Los datos paleobotánicos se contrastan con los de los Vertebrados fósiles recientemente descubiertos.

El estudio de la flora fósil (Fernández Marrón *et al.* 2002) pone de manifiesto una vegetación muy diversa, con especies características de medios terrestres, ripícolas, y acuáticos. El clima sería de tipo subtropical semiárido, con oscilaciones estacionales: una estación cálida más o menos húmeda y otra cálida y seca.

Las laderas montañosas estarían pobladas por bosques de Pináceas, *Tsuga, Fagus, Zelkova* e *Ilex.* Los ambientes de abanicos aluviales tendrían una vegetación adaptada a la xericidad en praderas abiertas, con matorrales y arbustos de : *Podogonium, Celastrus, Pistacia,* Caesalpináceas, *Robinia, Colutea, Paliurus, Ephedripites,* Compuestas y Ericáceas.

La zona entre el abanico aluvial y el margen lacustre-palustre se caracterizaría por un ambiente ripícola de praderas húmedas y bosques de ribera, con *Populus, Alnus, Carya, Daphnogene.* Serían zonas de inundación por desbordamiento de los ríos, aumento de los límites lacustres o por aguas aflorantes al pie de los abanicos.

Existirían zonas pantanosas reducidas con *Riccia, Taxodium, etc.* y en las zonas de deltas y margen lacustre crecerían *Myrica, Phragmites*, Sparganiáceas, Typháceas, *Glyptostrobus*, y algas de agua dulce.

Aproximadamente dos metros por encima de los niveles que han proporcionado los fósiles vegetales, en un paquete de arcillas del tramo superior del Ramal Parla, aparecen restos de pequeños vertebrados que corresponden a *Megacricetodon collongensis - crusafonti* (Mein, 1958) - (Freudenthal, 1963), (una forma característica de Aragoniense Superior según Daams & Freudenthal (1988), *Heteroxerus cf. rubricati* Crusafont, Villalta y Truyols, 1955 y cf. *Armantomys,* así como a restos indeterminados de Lagomorpha, Insectivora,Osteichthyes, Lacertidae y Anguidae.

La ardilla terretre del género *Heteroxerus* vive en un hábitat estepario de clima seco (Van de Weerd & Daams, 1978) y el glírido del género *Armantomys*, tiene una dentición característica de herbívoro especializado en "vegetación dura" y es de hábitat estepario (Van der Meulen & De Bruijn, 1982). Estas condiciones de aridez se corroboran por la presencia de dos taxones de reptiles Lacertidae y Anguidae.

Los Vertebrados de las arcillas del tramo superior nos indica la progradación de los ambientes de abanicos aluviales sobre ambientes palustres-lagunares, corroborado por la desaparición de las lutitas laminadas y la presencia de arcillas arenosas de colores azulados. Además se produce la progradación de las praderas abiertas con matorrales y arbustos xerofíticos sobre ambientes ripícolas de praderas húmedas , bosques de ribera y zonas pantanosas propias del margen lacustre. Se aprecia, por tanto,una evolución ambiental con un mayor desarrollo de las áreas esteparias sobre las áreas lacustres.

AGRADECIMIENTOS

Las intervenciones paleontológicas se han realizado en cumplimiento de la Ley 18/1998 de 9 de Julio de Patrimonio Histórico de la Comunidad de Madrid, estando autorizadas, gestionadas y supervisadas por la Dirección General de Patrimonio Histórico Artístico de la Consejería de las Artes.

BIBLIOGRAFÍA

Calvo, J.P. *et al.*. 1989 Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geológica Hispánica,* 24, 3-4: 281-298.

Calvo, J. P. 2000 Geología del Mioceno de Madrid. En J. Morales (coord..): *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid.* Monografía nº 6: 95-101.

Daams, R. & Freudenthal, M. 1988. Cricetidae (Rodentia) from the type-Aragonian; the genus *Megacricetodon. Scripta Geol.*, Spec. Issue; 1: 39-132.

Fernández Marrón. M.T *et al.*. 2002 Primeros datos Paleobotánicos y Palinologicos de una flora miocenica procedente de la unidad intermedia en el sector central de la cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 31

Lomoschitz, A. *et al.* 1985 Sedimentología de las facies detríticas de la unidad intermedia del mioceno al sur y este de Madrid. *Estudios Geológicos*, 41, 343-358.

Sánchez, I. *et al.* 2000 Tafonomía. En J. Morales (coord..): *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid.* Monografía nº 6: 140-149.

Van der Meulen, A. J. & De Bruijn, H. 1982. The Mammals from the lower Miocene of Aliveri (Island of Evia, Greece). Part II: The Gliridae. *Kon. Ned. Akad. Wet. Proc.* B, 5 (4): 485-524.

Van der Weerd, A. & Daams, R. 1978. Quantitative composition of rodent faunas in the Spanish Neogene and paleoecological implications. *Kon. Ned. Akad. Wet. Proc.* B, 81 (4):448-473.

DINÁMICA SUPERFICIAL Y PRODUCCIÓN DE CARBONATO CÁLCICO DURANTE LOS ESTADIOS ISOTÓPICOS 9 A 13 EN EL ATLÁNTICO SUR: RELACIÓN ENTRE LOS NANOFÓSILES CALCÁREOS E INDICADORES GEOQUÍMICOS

Flores, J.A. [1], Sierro, F.J.[1], Filippelli, G.[2] y Latimer, J.C.[2]

[1]Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca. Spain
[2]Department of Geology. Indiana University - Purdue University Indianapolis. USA.

Los nanofósiles calcáreos (actuales Cocolitofóridos), como organismos autótrofos que se desarrollan en la zona fótica, han demostrado ser una excelente herramienta para la realización de reconstrucciones paleoceanográficas. Sin embargo, este grupo de microfósiles puede ser afectado por disolución debido a su composición de carbonato cálcico. En este estudio presentamos un estudio comparativo entre nanofósiles calcáreos y diferentes técnicas geoquímicas, con el objeto de estimar el grado de disolución de las asociaciones de nanofósiles, y examinar la producción primaria de estos organismos y su relación con la dinámica superficial de masas de aguas. Analizamos diferentes testigos en los sectores Atlántico y Pacífico del Subantártico, en el intervalo entre los estadios isotópicos (MIS) 9 a 13, con especial atención al punto ODP 1089 (Cape basin, Océano Atlántico). Este intervalo esta caracterizado en todo el océano por el dominio de *Gephyrocapsa caribbeanica* (un placolito pequeño -<3μm-, pero robusto y bien calcificado). Aunque el registro de este microfósil es continuo, observamos fluctuaciones en el grado de preservación en las asociaciones de nanofósiles, identificando algunos intervalos en los que se produce una disolución alta o moderada durante períodos interglaciales. Por el contrario, los episodios glaciales se caracterizan por poseer una preservación entre moderada y buena. Durante la Terminación IV y V observamos máxima abundancia en la acumulación de nanofósiles calcáreos, aunque con preservación moderada, indicando que esos máximos responden a incremento en la producción. Este modelo de preservación en las asociaciones de nanofósiles calcáreos, es comparado con el índice de fragmentación de foraminíferos planctónicos, mostrando un buena correlación. Estos datos concuerdan con los geoquímicas como son la relación P/Ti (un indicador de paleoproductividad) y la concentración de Sr. Estos indicadores no están afectados por procesos de disolución, mostrando igualmente claros incrementos en las Terminaciones IV y V. Esto contrasta con la dinámica general del océano, donde se evidencia que la producción y sedimentación de carbonato cálcico fue más alta durante interglaciales. En el caso del MIS 11, relacionado con el denominado "mid-Brunhes event", observamos un episodio de alta disolución. Para explicarlo sugerimos un ascenso del CCD y la lisoclina como consecuencia de la intensificación de la producción y sedimentación de carbonato cálcico. Por otra parte, estas variaciones van acompañadas de cambios en las asociaciones de nanofósiles calcáreos, que nos permiten reconstruir variaciones de los frentes Subtropicales y Subantártico para ese lapso.

EL APARATO BRAQUIAL DE BIMERISTINA N.G. DEL PRAGUIENSE (DEVÓNICO INFERIOR) DE ESPAÑA

García-Alcalde, J.L.

Departamento de Geología (Paleontología), Universidad de Oviedo. Email: jalcalde@geol.uniovi.es

Los meristélidos (Athyrididina, Meristelloidea, Meristellidae) constituyen un grupo de braquiópodos articulados caracterizados por la posesión de placas dentales subparalelas, relativamente cortas en los géneros devónicos, septalio soportado por un septo medio largo y aparato braquial complejo, con estructuras yugales más o menos elaboradas. El grupo se originó en el Ordovícico Superior (Ashgilliense) y a lo largo del Devónico produjo numerosos géneros que colonizaron, en general, medios marinos de baja energía, cerca de los bordes de la plataforma de casi todo el mundo.

Binnekamp (1965) describió como *Whitfieldella* spec. una especie del Praguiense de Palencia, bastante abundante en la parte alta de la Formación Lebanza (miembro E) (Figura 1). Dicha especie, sin embargo, no pertenece al género referido, debido al gran desarrollo del septo medio dorsal, que alcanza más de la mitad de la longitud de la valva braquial y tiende a intruir el septalio, ausencia de placas cardinales cubriendo el septalio y presencia de yugo bifurcado posteriormente (Figura 2). El estudio de las numerosas secciones seriadas realizadas por Binnekamp, depositadas en el Museo Real de Leiden, y de material nuevo, bien conservado, de las mismas localidades, muestran algunas características internas próximas a las de *Meristina*, pero difieren en la presencia de un aparato braquial bastante más complicado que el descrito por Binnekamp, donde destaca esencialmente la doble conexión del arco yugal con las lamelas primarias y secundarias de los conos espirales, y el tallo yugal bifurcante, con las ramas volviéndose sobre sí mismas para formar sendas volutas entre las lamelas primarias y secundarias de los conos, a la manera de *Meristella* (Figura 2C). Este tipo de estructura braquial es completamente original, por cuya razón se propondrá en su momento un nuevo género, *Bimeristina*, cuya especie-tipo, *B. binnekampi* n.sp. es la antigua *Whitfieldella* spec. descrita por Binnekamp (1965).

Bimeristina n.g., es el primer meristélido identificado, sin dudas, en el Devónico de España. Su presencia ha sido detectada, además de en su área tipo, en la Cordillera Ibérica oriental, en capas de la Fm. Nogueras, del Praguiense, y en el Guadarrama oriental, en capas de la Fm. Cercadillo.

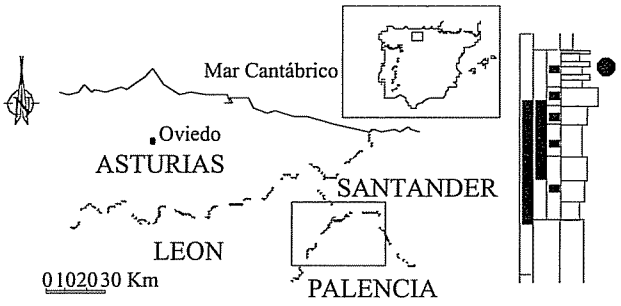


Figura 1

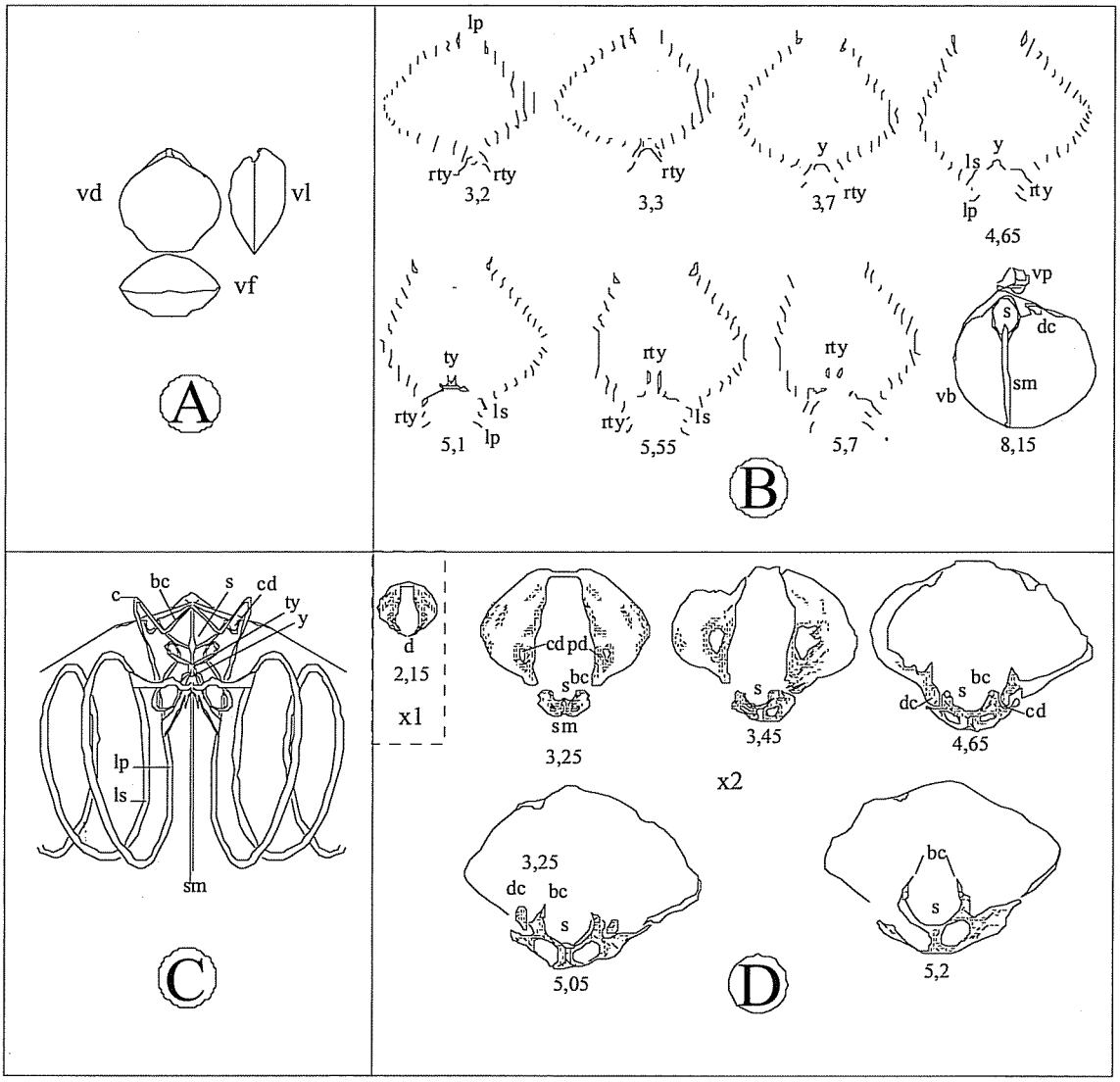


Figura 2

Figura 1. Situación geográfica y estratigráfica del área y estrato típico de *Bimeristina binnekampi* n.sp.

Figura 2. *Bimeristina binnekampi* n.sp. Devónico Inferior (Praguiense).
A: Dibujos a cámara clara de un ejemplar típico, procedente de los alrededores de Lebanza (Palencia), yacimiento a-176, de la parte alta de la Fm. Lebanza (miembro E), donde se aprecia el desarrollo del septo medio dorsal (Dimensiones: l=17 mm, a=16,4 mm, g=9,8 mm).
B:Secciones paralelas (todas x2) al plano de la comisura en sentido ventrodorsal del ejemplar anterior. Distancias en milímetros al plano tangente a la valva ventral donde se iniciaron las secciones seriadas.
C: Reconstrucción idealizada del cardinalio y braquidio a partir de las secciones anteriores. Para simplificar sólo se representa parte de la valva y de las espiras del braquidio.
D: Secciones transversales a la comisura de un ejemplar procedente de la Cordillera Ibérica Oriental, corte Escalambreras, Fm. Nogueras, yac. A-133 (transición d2ca-d2cb) (Dimensiones: l=18,35 mm; a=18,95 mm; g=12,75 mm). Distancias en milímetros al ápice de la valva ventral.

Abreviaturas: a=anchura de la concha; bc=base crural; c=crus; cd=cavidad dental; d=deltidio; dc=diente cardinal; g=grosor de la concha; l=longitud de la concha; lp=lamelas primarias del braquidio; ls=lamelas secundarias del braquidio; pd=placa dental; rty=ramas del tallo yugal; s=septalio; sm=septo medio; ty=tallo yugal; vb=valva braquial; vd=vista dorsal; vf=vista frontal; vl=vista lateral; vp=valva peduncular; y=yugo.

BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS CONTINENTALES DEL TUROLIENSE (LÍMITE TORTONIENSE-MESSINIENSE) DE LA DEPRESIÓN DE GRANADA

García-Alix A., Minwer-Barakat R., Martín Suárez E. & Freudenthal M.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada

La depresión de Granada es una cuenca intramontañosa que se localiza en el sector central de las Cordilleras Béticas. La cuenca se constituye como tal en el Mioceno superior. El relleno sedimentario es inicialmente marino y en el Tortoniense superior pasó a ser continental. Los yacimientos de micromamíferos estudiados pertenecen a una de las primeras fases de relleno continental de la depresión, y están situados en una cantera en Jun y en Víznar. En el panel se simbolizará la columna estratigráfica de la zona, junto con el catálogo faunístico de cada yacimiento.

Los yacimientos se sitúan en unos materiales que representan un sistema fluvio-lacustre. Es un sistema fluvial braided, que probablemente desembocaba hacia el centro de la depresión en un gran lago, ya que en esta época la cuenca de Granada era endorreica. El la llanura de inundación de este sistema fluvial se formaron pequeñas zonas pantanosas aisladas del curso principal. Es en este contexto donde se depositaron los materiales aquí estudiados.

La lista faunística obtenida de los yacimientos es la siguiente:
JUN2: *Castromys littoralis y Galerix iberica.*
JUN2B: *Castromys littoralis Occitanomys adroveri,* Muridae indet., *Muscardinus* sp., *Heteroxerus* sp., *Galerix iberica, Blarinella* sp., y *Prolagus crusafonti.*
JUN2C: *Castromys littoralis Occitanomys adroveri, Hispanomys adroveri, Blarinella* sp., y *Prolagus crusafonti.*
JUN4: *Galerix iberica.*
JUN7: *Castromys littoralis*
VIZ1: *Castromys littoralis Occitanomys adroveri* y *Galerix iberica.*

Esta fauna se corresponde al límite de la Biozona MN12-MN13 de Mein (Turoliense medio-Turoliense superior). A partir del estudio faunístico, se deduce que el clima de la zona durante esta época había sido un clima frío y seco.

NUEVOS REGISTROS DEL GÉNERO *Canis* EN EL VILLAFRANQUIENSE IBÉRICO: FONELAS P-1 (CUENCA DE GUADIX-BAZA, GRANADA)

Garrido, G. y Arribas, A.

Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Ríos Rosas 23. 28003 Madrid
g.garrido@ igme.es; a.arribas@igme.es

La evolución y dispersión de la familia Canidae constituye uno de los temas todavía pendientes de una cuidadosa revisión taxonómica que permita esclarecer las relaciones existentes entre las especies fósiles y los representantes actuales del género *Canis*. Los primeros cánidos modernos aparecen en Norteamérica a principios del Plioceno, dispersándose hacia Eurasia hace unos 3.5 Ma a través del estrecho de Bering. Es durante el límite Plio-Pleistoceno cuando los representantes primitivos de éste género hacen su aparición por vez primera en Europa occidental en un evento de dispersión faunística conocido como *"Wolf-event"* (Azzaroli 1983; Azzaroli *et al.*, 1988), el cual queda evidenciado en Olivola (~1.9 Ma). En este yacimiento italiano se registra por primera vez en Europa occidental la especie *Canis etruscus*, aunque la presencia de un pequeño cánido en el yacimiento francés de Senèze (~2 Ma), descrito como *Canis senezensis*, adelantaría la entrada en Europa de este género. A su vez, en el yacimiento italiano de Il Tasso (~1.6 Ma) se tiene constancia de la presencia de *Canis etruscus*, el cual coexiste con otro cánido de pequeño tamaño descrito como *Canis arnensis*. La especie francesa *Canis senezensis* probablemente represente un sinónimo de este último.

Por tanto, en el límite Plio-Pleistoceno aparecen en Europa occidental dos cánidos de origen asiático, uno de tamaño moderadamente grande (*Canis etruscus*) y otro de talla menor (*Canis arnensis/senezensis*). A ellos se tendría que añadir una tercera especie de cánido hipercarnívoro, *Canis (Xenocyon) falconeri*, de mayor tamaño que las anteriores y relacionado con el actual licaón africano, cuyo primer dato conocido hasta el año 2001 había sido cifrado en 1.6 Ma, estando bien representado en yacimientos del Valdarno superior (Tasso y Casa Frata) y Pirro Nord.

Hasta el descubrimiento de Fonelas P-1 (Arribas *et al.* 2001) no se disponía de registro alguno que permitiera confirmar la presencia del género *Canis* en la Península Ibérica durante el límite Plio-Pleistoceno, periodo en el cual hacen su aparición en Europa estos representantes del género junto con otros taxones de procedencia tanto asiática como africana (Arribas y Palmqvist, 1999).

Entre el material recuperado durante la excavación sistemática de 2001 en Fonelas P-1 se encuentran diversos elementos pertenecientes a tres especies: *Canis etruscus*, *Canis* sp. cf. *Canis (Xenocyon) falconeri* y *Canis* n. sp.

El primero de ellos, *Canis etruscus*, está representado por una hemimandíbula completa que muestra una serie de caracteres tanto anatómicos como métricos atribuibles a esta especie. En la Península Ibérica *Canis etruscus* ha sido citado con anterioridad en dos yacimientos del Pleistoceno inferior: Venta Micena y Cueva Victoria (1.3 y 1.1 Ma, respectivamente), ejemplares que Rook (1993) revisa y atribuye a *Canis* aff. *arnensis*. De ser cierta esta última determinación, el ejemplar de Fonelas P-1 constituiría el primer y único registro conocido de *Canis etruscus* en la Península Ibérica.

Canis sp. cf. *Canis (Xenocyon) falconeri* aparece representado por un fragmento de cráneo que conserva el primer molar superior, el cual muestra los caracteres de un cánido hipercarnívoro de gran tamaño, y un metatarsiano IV izquierdo. Estos fósiles constituyen la cita más antigua de este taxón en la Península Ibérica, y a pesar del origen asiático de *Canis (Xenocyon) falconeri*, no se puede descartar la posibilidad de que alcanzara Europa por vía africana. Esta especie también ha sido descrita en el yacimiento granadino de Venta Micena.

Por último, *Canis* n. sp. aparece representado por abundantes fósiles entre los que cabe destacar un cráneo completo y varios huesos íntegros pertenecientes al esqueleto postcraneal. El cráneo de este pequeño espécimen muestra un primer molar superior con un talón bicuspidado, carácter no descrito hasta la actualidad en ninguna especie de cánido fósil conocido. Además, este nuevo taxón presenta unas dimensiones menores que cualquiera de los ejemplares fósiles euroasiáticos pertenecientes a este género. Esta singularidad, tanto anatómica como métrica, permite plantear la posible descripción de una nueva especie, cuestión que se pretende evaluar en un futuro una vez que se disponga de más material, ya que es posible que esté relacionada con el grupo de los cánidos africanos y en concreto con el caberú etíope *Canis simensis*, única especie que muestra un talón bicuspidado.

Por tanto, los cánidos identificados en Fonelas P-1 aportan al registro europeo una serie de novedades bioestratigráficas y taxonómicas: por un lado se adelantaría la entrada en la Península Ibérica de *Canis etruscus* y *Canis (Xenocyon) falconeri*, y por otro añade una nueva especie de cánido al registro Plio-Pleistoceno que posiblemente suministre valiosa información sobre la evolución del género hacia las especies que pueblan el planeta en la actualidad.

BIBLIOGRAFÍA:

Arribas, A. y Palmqvist, P. 1999. On the ecological connection between sabre-tooths and hominids: Faunal dispersal events in the Lower Pleistocene and a review of the evidence for the first human arrival in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 26, 571-585.

Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J.M., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. Y Carrión, J. 2001. Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranquienses en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (4), 3-34.

Azzaroli, A. 1983. Quaternary mammals and the "End-Villafranchian" dispersal event, a turning point in the history of Eurasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44, 117-139.

Azzaroli, A., De Giuli, C., Ficcarelli, G. y Torre, D. 1988. Late Pliocene to early mid-Pleistocene mammals in Eurasia. Faunal succession and dispersal events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, 77-100.

Rook, L. 1993. *I cani dell'Eurasia dal Miocene superiore al Pleistocene medio.* Dottorato di Recerca in Paleontologia. Università di Modena-Bologna-Firenze-Roma "La Sapienza".

ISÓTOPOS ESTABLES DE C Y O EN EL BIVALVO *Ostrea virleti* DESH. Y PALEOAMBIENTES DEL NEÓGENO Y CUATERNARIO DEL VALLE DE JORÓS (SUR DE FUERTEVENTURA, ISLAS CANARIAS)

González-Delgado, J.A. [1,a] , Zazo, C. [2,b], Goy, J. L. [1,c], Dabrio, C.J. [3,d] y Civis, J. [1,f]

1.- Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Univ. Salamanca, c/Parque 8, 37008 Salamanca.
2.- Dpto. Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC, José Gutierrez Abascal 2, 28006 Madrid
3.- Dpto. Estratigrafía-Instituto Geología Económica-CSIC. Universidad Complutense. 28040 Madrid

a: angel@usal.es; b: mcnzc65@mncn.csic.es; c: joselgoy@usal.es; d: dabrio@eucmax.sim.ucm:es; f: civis@usal.es

El valle de Jorós, en la península de Jandía (Sur de Fuerteventura, Islas Canarias), registra la secuencia más completa de unidades marinas del Cenozoico terminal de Canarias, ya que se han reconocido 9 de los 12 episodios marinos descritos recientemente en las islas de Fuerteventura y Lanzarote (Zazo *et al.*, en prensa). Dichos episodios, numerados del I al XII y cronológicamente más modernos también del I al XII, se encuentran a diferentes cotas sobre el nivel del mar actual: I: 60-65 m; II: ~ 60 m; III: 50-55 m; IV: ~ 40 m; V: 30-35 m; VI: 20-25 m; VII: 16-18 m; VIII: 12-14 m; IX: 8-10 m; X: 0-0,5 m; XI: 0-4 m; y XII: 0-1,5m. En el valle de Jorós se reconocen 9 terrazas marinas (episodios I-VII, XI y XII). La edad de las terrazas VII a XII es con seguridad Cuaternaria, y las más antiguas (I a VI) probablemente en su gran mayoría sean de edad Pleistocena por su estructura morfosedimentaria y contenido faunístico similar a las más modernas (Zazo *et al., op. cit.*).

Todas las terrazas marinas contienen fundamentalmente fauna de Moluscos, y en mucha menor proporción en muchas están además presentes Corales, Algas calcáreas, Briozoos, Esponjas y Cirrípedos. La terraza VII, la de mayor extensión lateral, destaca por su mayor diversidad y por la abundancia de rodolitos. En el conjunto de terrazas, los bioclastos no llegan a sobrepasar nunca el 15% del total de la roca. La desarticulación de valvas de Bivalvos es generalizada, la fragmentación es siempre bastante alta, la abrasión y la bioerosión son variables.

Para la realización de los análisis isotópicos de C y O se han utilizado valvas de *Ostrea virleti* Deshayes, un taxón considerado de aguas cálidas, y que constituye el bivalvo más abundante. Las muestras han sido obtenidas mediante un microtorno dental, siguiendo el diámetro umbo-paleal, para obtener una muestra que represente los valores isotópicos medios de la vida del animal. Muestreos más detallados, para la obtención perfiles de isótopos estables que registran las variaciones intra-anuales debidas a la estacionalidad, han sido realizados sobre *Strombus bubonius* del Último Interglaciar de Matas Blancas (Fuerteventura) por González Delgado *et al.* (1998), y *Strombus ?coronatus* del Pleistoceno medio de Punta Pechiguera (Lanzarote) (González Delgado *et al.*, 2000). En todas las muestras ha sido eliminada la materia orgánica mediante calentamiento a 200° C en vacío durante 2 horas. Los análisis isotópicos han sido realizados por el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, y se refieren al standard PDB.

Los primeros resultados obtenidos (Tabla I) muestran una muy pequeña variabilidad en la señal isotópica del Carbono (rango de 0,54 δ), dentro de valores típicamente marinos, lo que indicaría probablemente muy pocos cambios en el ambiente

en el que vivieron los Ostreidos. El rango de variabilidad para el Oxígeno es algo mayor (1,32 δ), lo que sugiere pequeños cambios en temperatura y/o salinidad. El hecho de que no se aprecien variaciones importantes en las asociaciones faunísticas y en su diversidad sugiere que probablemente el factor salinidad apenas se modificó, al no cambiar de un modo importante el ambiente deposicional (sugerido por la señal isotópica del C). El valor mínimo (δ18O = -0.36 ‰) se registra en el episodio IV, y probablemente corresponde al más cálido. Posteriormente se aprecia un incremento progresivo (episodios V, VI y VII, Figura 1) del isótopo más pesado, coincidiendo con la no presencia de Corales, lo que sugiere un deterioro progresivo del carácter cálido de las aguas, como sucedió durante el Pleistoceno. No obstante, la paleotemperatura en las terrazas I a VII, por la presencia constante de otros taxones cálidos como *Nerita emiliana* y *Strombus* acompañando a *O. virleti*, debió de ser mayor a la actual. Estos tres taxa desaparecen en la terraza X, sugiriendo un deterioro importante en la paleotemperatura, probablemente entre los Estadios Isotópicos 11 y 9 (Zazo *et al.*, *op. cit.*).

Referencias:

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.) *Comunic. XIV Jorn. Paleont. La Laguna*: 88-92.

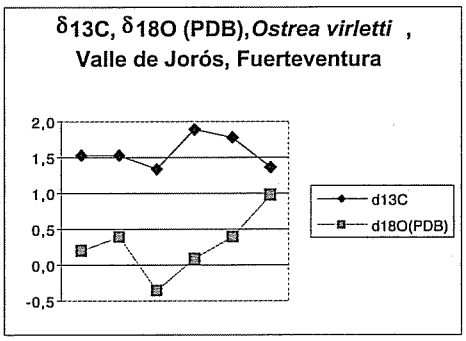
González Delgado, J.A., Goy, J.L., Zazo, C., Civis, J. y Dabrio, C.J. (2000). Perfiles de isótopos estables de C y O en *Strombus* actuales, Cuaternarios y Pliocenos. Abstracts *I Congr. Iber. Paleont./XVI Jorn. Paleont. Evora*: 89-90.

Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J. & Ghaleb, B. (2002, en prensa). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited. A reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews.*

muestra	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$
FUE-T-1	1,541	0,204
FUE-T-2	1,527	0,390
FUE-T-4	1,342	-0,357
FUE-T-5	1,876	0,073
FUE-T-6	1,766	0,386
FUE-T-7	1,365	0,971

Tabla I: Relación de valores isotópicos ($\delta^{13}C_{PDB}$, $\delta^{18}O_{PDB}$) en *O. virleti* de las terrazas estudiadas

Figura 1



Agradecimientos:

Trabajo financiado por el MCYT, Proyectos PB98-0514, PB98-0265 y BTE2000-1311

Braquiópodos linguliformes del Tremadoc de la Montaña Negra: resultados preliminares.

González-Gómez, C.

Dpto. de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

La utilización de técnicas de ataque ácido en rocas carbonatadas ha facilitado la extracción de los microbraquiópodos fosfáticos del Ordovícico Inferior de la Montaña Negra, lo que permite evaluar la importancia de este grupo y añadir nuevos datos a los estudios previos, que quedaban restringidos a los taxones de tamaño macroscópico (Thoral, 1935; Havlícek, 1980).

Las dos secciones secciones analizadas, Saint-Martial y Les Combes de Barroubio, se encuentran en la vertiente sur de la Montaña Negra, concretamente en el departamento de Hérault, cercanas a las localidades homónimas respectivas. Estructuralmente se sitúan en el manto de Pardailhan, que contiene sucesiones que van del Cámbrico al Carbonífero.

En cuanto a la estratigrafía, estos niveles pertenecen a la Formación Saint-Chinian, de potencia desconocida aunque superior a 500 m, formada por una sucesión monótona de pizarras gris oscuro y verdosas con intercalaciones de areniscas. En algunas áreas aparecen alternancias de calizas rojizas y pizarras, consideradas por algunos autores como pertenecientes a una nueva formación todavía no definida (Vizcaïno *et al.*, 2001). El material ha sido extraído de estos niveles calizos, siendo en el caso de Saint-Martial solamente uno, de 40 cm de espesor. Estos niveles carbonatados contienen una importante fauna de trilobites, conodontos y braquiópodos. Dentro de la asociación de trilobites, la aparición de *Shumardia pusilla* permite la correlación con el Tremadoc medio de Escandinavia e Inglaterra (Brögger, 1882; Lake, 1907).

En estos estratos se había citado un único braquiópodo linguliforme, *Lingulella lepis* (Havlícek, 1980), lo que evidencia la necesidad de un análisis sistemático en profundidad del grupo. Los resultados preliminares del estudio taxonómico revelan la presencia de al menos cinco géneros: *Eurytreta*, *Orbithele*, *Schizambon*, *Siphonotretella*? y Obolidae gen. et sp. indet. En el Languedociense (Cámbrico Medio superior) y en el Cámbrico Superior de la Montaña Negra ya aparecen *Orbithele* y *Schizambon* (González-Gómez, 2001). La presencia de *Orbithele* durante el Ordovícico ya era conocida en Alemania, Bohemia y Marruecos (Sdzuy, 1955; Mergl, 1981) mientras que los géneros *Eurytreta* y *Schizambon* se citan por primera vez en el Tremadoc del margen Norte de Gondwana.

Otros grupos fósiles como trilobites y equinodermos revelan un descenso importante en la biodiversidad en este área durante el Tremadoc medio, si se compara con el tránsito Cámbrico Superior-Tremadoc (Vizcaïno *et al.*, 2001). Los datos preliminares del estudio de la asociación de braquiópodos linguliformes parecen confirmar esta tendencia, pero es necesario un análisis en profundidad para poder corroborar o no este hecho.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PB98-1625 de la DGSEIC. Cristina González-Gómez disfruta una beca predoctoral del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Referencias

Brögger, W.C. 1882. Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Universitätprogramm, Kristiana, 376p.

González-Gómez, C. 2001. Presencia de los géneros *Neotreta* y *Stilpnotreta* (braquiópodos linguliformes) en el Cámbrico Superior de la Montaña Negra, Francia. *Publicaciones del seminario de Paleontología de Zaragoza*, vol. 5.2, p.511-520.

Havlícek, V. 1980. Inarticulate brachiopods in the lower Ordovician of the Montagne Noire (South France). *Mémoire de la Société des Etudes Scientifiques de l'Aude,* 11p.

Lake, P. 1906-1946. A Monograph of the Bristish Cambrian trilobites. *Palaeontological Society (Monograph)*, 60-62, 66, 71, 83, 84, 86, 88, 90, 91, 94, 96, 47pls.

Mergl, M. 1981. The genus *Orbithele* (Brachiopoda, Inarticulata) from the Lower Ordovician of Bohemia and Morocco. *Vestník Ústredního ústavu geologického*, 56 (5), p.287-292.

Sdzuy,K. 1955. Die Fauna der Leimitz-Schiefer (Tremadoc). *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 492, 73p.

Thoral, M. 1935. Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision sommaire de la faune cambrienne de la Montagne Noire. Imprimerie de la Charité, 362p.

Vizcaïno, D., Álvaro, J.J. y Lefebvre, B. 2001. L'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire méridionale. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 8 (serie 2ª), p.213-220.

TAFONOMÍA DE LOS EQUINODERMOS DEL ORDOVÍCICO MEDIO DEL SW ESPAÑOL

M. Huineman[1], M.D. Gil Cid[1], F. Arroyo[1], R. Lara[1], N.P.C. Rodrigues[1,2] & A. Torices[1]

[1] Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-U.C.M.), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España. *E-mail*: gilcid@geo.ucm.es.

[2] Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural, Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal.

En este trabajo vamos a mostrar algunos atributos de carácter tafonómico aplicables al Filum Echinodermata, utilizando para ello material procedente del Ordovícico Medio del SW español.
Los estudios sobre los procesos tafonómicos que actúan en los equinodermos son muy recientes. Desde finales del siglo XX se vienen realizando trabajos en este tema, siendo el más moderno de ellos él de Ausich (2001) donde se puede encontrar un enmarquè histórico, conceptual y bibliográfico muy completo.
En la actuación de los procesos tafonómicos hemos de tener en cuenta las características intrínsecas a los distintos grupos de equinodermos (morfología, modo de vida, etología, composición anatómica, paleobiología, autoecología, etc.). Por otro lado, tenemos que determinar los diferentes agentes biológicos, físicos y/o químicos que han podido actuar, en su momento, sobre estos organismos, y que han permitido dejar evidencias de carácter tafonómico al concluir el proceso de fosilización.
Los equinodermos están formados por placas poligonales de calcita que se distribuyen según patrones de gran variabilidad, cubriendo el cuerpo del animal. En los fósiles del Paleozoico Inferior español podemos observar que existen distintas formas de organización de las placas, dando lugar a las morfologías de los diversos grupos de equinodermos (crinoideos, diplopóridos, rombíferos, etc.).
La naturaleza calcítica de las placas de los equinodermos (con porcentaje variable de Mg) y la presencia de tejido conectivo entre ellas, son dos factores clave en el tipo de preservación de las mismas. Otro factor importante es el hecho de que la temperatura del agua marina supone una mayor o menor velocidad de desintegración por acciones bacterianas de ese tejido. Un rápido enterramiento, una baja energía y/o la ausencia de depredadores, pueden facilitar la existencia de yacimientos con fósiles de equinodermos más o menos completos.
La preservación del exoesqueleto en conexión anatómica de un equinodermo se consigue en ocasiones verdaderamente excepcionales. Debido a la abundancia de tejidos de conexión, los procesos de putrefacción y destrucción constituyen un mecanismo que se activa en el momento de la muerte del animal: A esto hay que sumar el proceso de putrefacción de la masa visceral propia del organismo, y que añade elementos de desorden estructural.
Después de la muerte de un equinodermo comienza un proceso de descomposición y desarticulación que va a ser diferente según el grupo. Así, Brett *et al.* (1997) distinguen tres tipos o categorías diferentes de equinodermos (tipos 1, 2 y 3) en función de la resistencia a la desarticulación, obteniéndose resultados distintos en la variable preservación (Fig. 1).
En los procesos tafonómicos que actúan sobre los equinodermos hay que tener atención a los siguientes elementos: tipo estructural (con o sin pedúnculo, sésil, vágil, erecto), forma general del cuerpo (redondeado, fusiforme, alargado), tipo de placas en la teca y/o pedúnculo si lo hubiera (homogéneas o poligonales de varios órdenes), cantidad de tejido conectivo, parámetros ambientales (temperatura, salinidad, energía, elementos asociados) y tasa de sedimentación. De estos factores, y su mayor o menor incidencia, obtendremos resultados distintos en las entidades registradas.

De la relación de atributos tafonómicos señalados por Fernández López (2000, pp. 137-140) hemos realizado una labor de selección de aquellos que se encuentran en el material del

Ordovícico Medio del SW español. Así, los más frecuentes son: abrasión, disolución, desarticulación, reorientación, impregnación, moldes (internos y externos), colonización, alineación, deformación, colapso y bioerosión. En algunos casos hemos visto una relación entre procesos e incluso una posible secuencia temporal, como es el caso de la disolución, desarticulación y orientación.

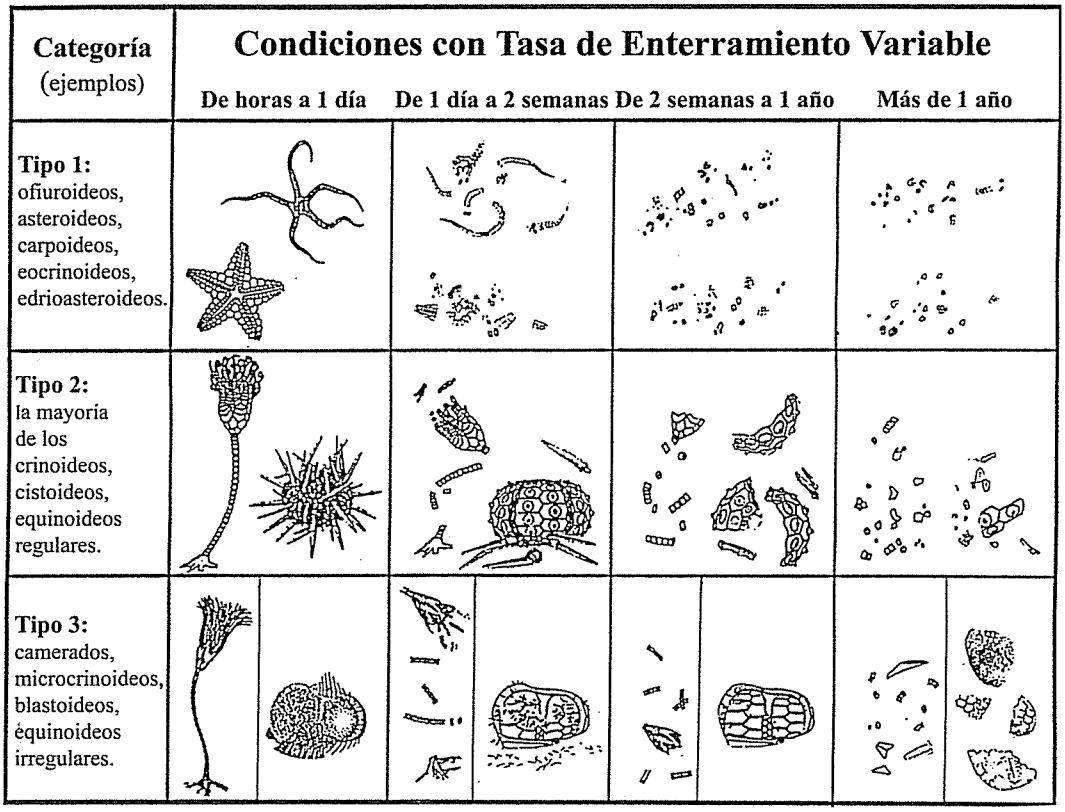


Fig. 1. Condiciones tafonómicas para tres categorías de equinodermos en distintos tiempos de exposición post-mortem (modificado de Brett *et al.*, 1997).

Bibliografía

Ausich, W.I. 2001. Echinoderm Taphonomy. In: Jangoux, M. & Lawrence, J.M. (Eds.), *Echinoderm Studies - Volume 6*. A.A. Balkema, Rotterdam, 171-227.

Brett, C.E.; Moffat, H.A. & Taylor, W.L. 1997. Echinoderm taphonomy, taphofacies, and Lagerstätten. In: Waters, J.A. & Maples, C.G. (Eds.), *Geobiology of Echinoderms*. The Paleontological Society Papers, **3**, 147-190.

Fernández López, S.R. 2000. *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 167 pp.

FORAMINÍFEROS, OSTRÁCODOS Y MOLUSCOS: SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL Y CORRELACIÓN CON LAS FASES CLIMÁTICAS DEL CUATERNARIO EN EL MARGEN MAGREBÍ DEL MAR DE ALBORÁN

El Khanchoufi, A.[1]; Civis, J.[2] y González Delgado, J.A.[2]

(1):Univ.Sidi Mohammed Ben Abdellah, Fac. Sci..D.E.M. Dept.Géologie,B:P.1796,Fès-Maroc
e-mail:abdesalam@newsup.univ-mre.fr
(2):Dpto de Geología,Fac. Ciencias, Univ. Salamanca, 37008 Salamanca (Spain)
e-mail: civis@usal.es; angel@usal.es

El objetivo de este trabajo es presentar los resultados macro y micropaleontológicos (moluscos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos) del estudio del testigo Alb.86 K 10 (fig.1) obtenido a 440 m. de profundidad, y de una potencia de 680 cm., que abarca el Pleistoceno superior y el tránsito al Holoceno, y el significado paleoambiental de las asociaciones definidas. Estudios litológicos, sedimentológicos así como micropaleontológicos (foraminíferos planctónicos), han sido objeto de estudios precedentes (El Moumni, 1994; El Moumni, *et al.* 2000; El Hmaidi, 1999).

La parte inferior del testigo está caracterizada por arcillas grises con sulfuros y con la intercalación de un nivel arenoso–conchífero. Estos niveles son ricos en materia orgánica y, en el muro, son frecuentes los restos vegetales. La parte superior del testigo está constituido básicamente por fangos grises.

Los Foraminíferos bentónicos están muy bien representados, con un total de 66 especies determinadas dominando claramente las formas hialinas (hasta un 96 %) seguidas por las formas aglutinadas y las porcelanoides. La abundancia de foraminíferos planctónicos destaca a partir de los 200 cm. del testigo, con valores que llegan a alcanzar el 90 %. Las asociaciones diferenciadas de muro a techo son:

1.-Entre los niveles comprendidos entre 682 y 450 cm., la asociación está claramente dominada por *Hyalinea balthica*, *Brizalina subaenarieonsis*, *Cassidulina laevigata*, *Melonis barleanum*, *Uvigerina peregrina*, *Planulina ariminensis*, *Pyrgo* spp. Esta asociación se puede correlacionar con la fase fría del último glacial (Wurm IV, estadio isotópico 2)

2.-Hasta los 250 cm., la asociación es sustancialemte diferente y las especies dominantes corresponden a *Uvigerina mediterranea*, *Bulimina marginata*, *Brizalina alata*, *Amphycorina scalaris*, *Bigenerina nodosaria* y *Clavulina crustata*. Esta asociación refleja un calentamiento junto con un incremento en el índice de pelagismo y se puede correlacionar con la fa fase Bolling/Alleröid.

3.-Entre los 250–200 cm. se asiste a un nuevo cambio, con el dominio de *H. balthica* junto a formas que caracterizan una nueva fase de enfriamiento (Yaunger Dryas).

4.-Posteriormente se asiste a la desaparición de *B. subaenariensis* y *B dilatata* junto a una fuerte reducción en las formas representadas en el tramo anterior. Se corresponde con el calentamiento ya global en el Holoceno.

En este último tramo, se ha realizado un análisis de componentes principales, basado en la proyección de 26 muestras, que ha diferenciado 5 distribuciones, y permite la separación entre dos grupos de muestras: el primero comprendido entre 180-130 cm., atribuído al Holoceno inferior y el segundo entre 110-20 cm., al Holoceno superior. Otros datos como la densidad de foraminíferos bentónicos y variaciones en la asociación, corroboran esta separación.

Resultados similares se obtienen a partir del estudio de los Ostrácodos y los Moluscos, si bien estos últimos, por su registro más limitado, permiten diferenciar la última fase glacial del

Pleistoceno de la fase posterior de calentamiento , si bien no permiten con claridad la diferenciación de las fases Bolling/Alleröid y Yaunger Dryas así como la distinción dentro del Holoceno

Conclusiones

Las asociaciones macro y microfaunísticas obtenidas en el testigo Alb86 K10, son ricas, muy diversificadas y comunes con las regiones vecinas del mediterráneo occidental (margen español, islas Baleares, margen argelino) y similares a las constatadas por los autores en el testigo Alb86K09 (El Kanchoufi *et al.*, 2000)

La confrontación de los resultados, aunque no se dispone aún de dataciones absolutas, permite poner en evidencia los diferentes límites cronológicos y la sucesión de grandes fases climáticas del Cuaternario terminal en este sector del Mediterráneo. Así, se pueden diferenciar las tres fases climáticas del Pleistoceno superior (fin del úlitmo glacial, Bolling/Alleröid y Yaunger Dryas) y las fases climáticas del Holoceno inferior y superior.

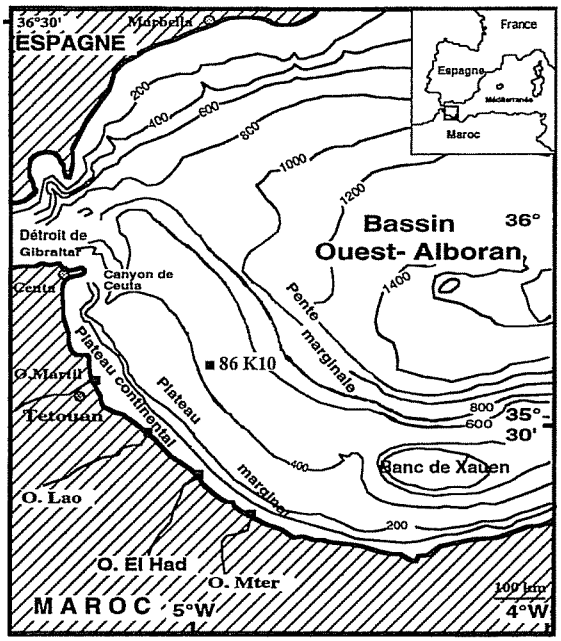


Figura 1: Localización geográfica del testigo estudiado.

Referencias

El Khanchoufi, A., Civis, J y El Moumni, B (2000).- Rev. Soc. Geol. España,13(1):157-163
El Moumni , B.(1994).- Thèse d'Etat, Univ. My Ismail, Fac. Sci. Meknès: 259 p.
El Moumni , B.,Semlali,H., Ammar,A., El Hmaidi, A y Gensous,B (2000).- CIESM, 13: 27-37
El Hmaidi, A. (1999).- Thèse d'Etat, Univ. My Ismail, Fac. Sci. Meknès:225 p.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el Proyecto BTE2000-1311 (MCYT)

BIODIVERSIDAD DE EQUINODERMOS DEL CÁMBRICO Y ORDOVÍCICO DEL SW DEL MACIZO HESPÉRICO

R. Lara[1], M.D. Gil Cid[1], F. Arroyo[1], M. Huineman[1], N.P.C. Rodrigues[1,2] & A. Torices[1]

[1] Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-U.C.M.), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España. *E-mail*: gilcid@geo.ucm.es.

[2] Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural, Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal.

La observación del registro fósil a lo largo del Cámbrico y Ordovícico muestra como en algunos grupos de invertebrados resulta relativamente sencillo poner de manifiesto los cambios en la biodiversidad. Sin embargo, no son muy abundantes los trabajos que cuantifiquen estos aspectos, aunque los distintos eventos de biodiversificación sean explicados, mediante gráficos, por algunos autores como Sepkoski (1978, 1979, 1984) y Sprinkle (1980).

De cualquier forma, existe la necesidad de elaborar estudios más detallados que aclaren como se desarrollan estos sucesos biodiversificadores, aplicados a grupos de organismos en concreto. En las secuencias estratigráficas del Paleozoico Inferior español están bien representados algunos grupos de organismos (trilobites, braquiópodos, moluscos, equinodermos, etc.) y cuya valoración permitiría ajustar más objetivamente estos hechos.

En este trabajo vamos a emplear los equinodermos, esquematizando los datos conocidos sobre su presencia en las secuencias cámbricas y ordovícicas españolas, para intentar establecer sus posibles cambios en los valores relativos a la biodiversidad. Para ello, aplicaremos el término biodiversidad a varios aspectos con el fin de tener una visión general de los cambios adoptados por este grupo en el intervalo Cámbrico-Ordovícico. Así, contemplaremos los siguientes apartados: morfodiversidad (morfologías y planes estructurales presentes), diversidad genérica y/o específica (diferencia cuantitativa de géneros y/o especies), diversidad ecológica (biotopos ocupados y sus características) y abundancia o riqueza (número de individuos presentes en las asociaciones).

Desde el Cámbrico Inferior se puede comprobar un primer evento de diversificación de los equinodermos, hecho que queda todavía más patente en el Cámbrico Medio (Sprinkle, 1980; Sprinkle & Guensburg, 1997) con un incremento de géneros y especies de este grupo. Este suceso viene acompañado por la radiación de otros organismos, como los trilobites, que compartían los mismos ecosistemas marinos.

Al comprobar los listados de equinodermos existentes en el Ordovícico Medio, se pone de manifiesto el gran incremento experimentado en lo que se refiere a la taxodiversidad de este grupo de invertebrados marinos. Podemos asegurar que este incremento de la diversidad taxonómica está íntimamente relacionado con otros aspectos importantes, tales como la ocupación de diferentes ambientes y la aparición de nuevas morfologías y planes corporales. Otro factor muy relevante fue la evolución de las plataformas marinas en el intervalo que nos ocupa. De esta forma, a mediados del Ordovícico es mucho mayor la superficie disponible para la ocupación por parte de los equinodermos.

En la Fig. 1 aparece representada una comunidad hipotética del Ordovícico Medio, considerando las observaciones realizadas en distintos yacimientos del SW de España, dando especial énfasis a la diversidad y riqueza de equinodermos.

A todo esto se debe añadir la favorable evolución de los factores físico-químicos de las aguas marinas (mayor temperatura, cantidad de sales disponibles, etc.), que influyeron en la radiación ordovícica del grupo.

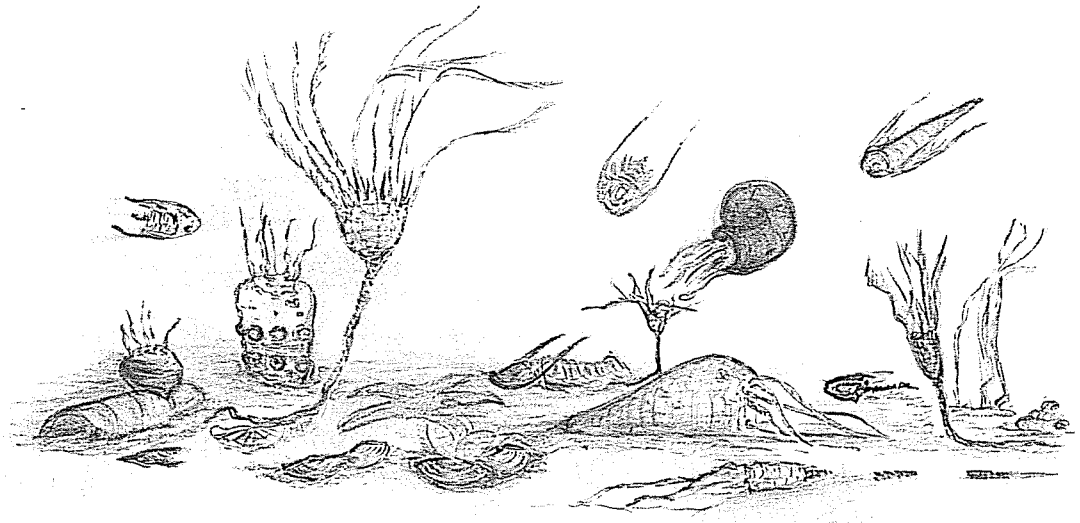


Fig.1. Representación de un paisaje marino idealizado del Ordovícico Medio del SW de España, poniéndose de manifiesto la diversidad y riqueza en equinodermos.

Bibliografía

Sepkoski, J.J. 1978. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity I. Analysis of marine orders. *Paleobiology*, **4**, 223-251.

Sepkoski, J.J. 1979. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity II. Early Phanerozoic families and multiple equilibria. *Paleobiology*, **5**, 222-252.

Sepkoski, J.J. 1984. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity III. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology*, **10**, 246-267.

Sprinkle, J. 1980. Early Diversification. In: Broadhead, T.W. & Waters, J.A. (Eds.), *Echinoderms: Notes for a Short Course*. University of Tennessee, Department of Geological Sciences, Studies in Geology, **3**, 86-93.

Sprinkle, J. & Guensburg, T.E. 1997. Early radiation of echinoderms. In: Waters, J.A. & Maples, C.G. (Eds.), *Geobiology of Echinoderms*. The Paleontological Society Papers, **3**, 205-224.

COMPORTAMIENTO FÍSICO DE LOS OJOS DE LOS TRILOBITES

R. Lara[1] , A. Torices[1], M. Huineman[1], M.D. Gil Cid[1], F. Arroyo[1] & N.P.C. Rodrigues[1,2]

[1] Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-U.C.M.), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España. *E-mail*: gilcid@geo.ucm.es.

[2] Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural, Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal.

Los trilobites presentaban unos órganos de la visión que a pesar de desempeñar la misma función tenían diferentes características que hacía que estuvieran especializados en diferentes funciones visuales, siendo este tipo de ojos los más antiguos que se pueden hallar en el registro fósil.

A pesar de que los ojos de los trilobites partían de un mismo modelo funcional, el de ojos facetados con cada faceta formada por una lente calcítica, estas especiales características facilitaban la existencia de tres tipos de ojos diferenciados:

- Ojos holocroales, en los que las facetas que formaban los ojos estaban unidas entre sí de tal manera que existía una unión perfecta entre lentes, sin ningún tipo de elemento que las separase y/o sirviese de unión o comunicación entre ellas.
- Ojos esquizocroales. En esta ocasión, las facetas se hallan separadas entre sí por tejido interlenticular que en sección, se proyectaba hacia abajo.
- Ojos abatocroales, que externamente presentan el mismo aspecto que los esquizocroales con facetas también separadas por material interlenticular que en esta ocasión, y en corte transversal, se proyectan lateralmente.

Se pueden diferenciar, por tanto, los ojos de los trilobites en dos grandes grupos: los que disponían de facetas en contacto y aquellos en los que esta circunstancia no se daba. Si a los primeros unimos el pequeño tamaño de sus facetas, el resultado es que también funcionalmente estos dos grandes grupos presentan diferencias.

Los primeros, los que tendrían facetas pequeñas y en contacto serían ojos típicos de trilobites que necesitasen una gran nitidez en la imagen, al igual que cuanto más pequeños son los puntos con los que definen a una imagen, más detalles tendrá esta, siendo este tipo de ojos los holocroales. Por otro lado, otra característica fundamental de este primer gran grupo de ojos es que, y precisamente debido a su perfecta unión entre si, las facetas estarían truncadas lateralmente, lo que les haría perder una parte de la información visual que llegase a cada faceta individual.

Los otros dos tipos de ojos, esquizocroales y abatocroales tendrían facetas más grandes que las de los anteriores y separadas por un tejido interlenticular. Este segundo gran tipo de ojos estaría caracterizado por abarcar una mayor cantidad de información (puesto que amplian su campo visual) pero con una nítidez menor que la que se obtiene en los ojos holocroales.

Los trilobites que dispusieran de alguno de los dos últimos tipos de ojos estarían capacitados para captar elementos en movimiento, debido a que tenían lentes completas y no truncadas como en el caso de los ojos holocroales. Para poder observar a un objeto en movimiento, tendrían que ser capaces de tratar cada faceta independientemente (conocido como efecto "flicker"), usando así las que estuvieran justo enfrente del objeto en movimiento captando así tanto la existencia de dicho objeto como su dirección, sirviendo el tejido interlenticular de enlace entre dos facetas diferentes.

La existencia de este tejido es necesaria puesto que al ser lentes completas no truncadas, y ser el ojo de los trilobites hemiesférico en la mayoría de los casos, la posición que tendrían que tener esas lentes para pasarse la información entre sí sería demasiado forzada.

De esta forma, al existir un tejido intermedio, la acomodación de las facetas se realiza de manera mucho más efectiva, no produciendose roces entre ellas lo que podría causar daños entre a las lentes. Dicho téjido tendría una naturaleza nerviosa ya que tendría que pasar una "señal de activación" de una faceta a otra, necesitándose activar para la visión en una faceta determinada tan sólo una señal puntual (como ocurre en los ojos abatocroales en los que este tejido se limita a una pequeña tira transversal entre facetas) o bien una señal más amplia, que afectaría a más elementos de la unidad visual, lo que explicaría su proyección hacia abajo en el caso de los ojos esquizocroales.

Los trilobites tendrían por tanto dos grandes tipos de visión: la nítida, pero de pequeño campo visual y la menos nítida pero de mayor campo. Esto haría que en el primer caso, los trilobites se vieran, forzosamente, especializados en captar objetos estáticos, mientras que en el segundo de los casos y a pesar de disminuir su nitidez visual, sí que podrían seguir, al menos "con la vista" un objeto que se situase dentro de su amplio campo visual. Así se facilitaría la huida ante posibles depredadores mientras que los trilobites con ojos de pequeñas facetas y de visión más clara preferirían, seguramente, la alimentación en sentido estricto.

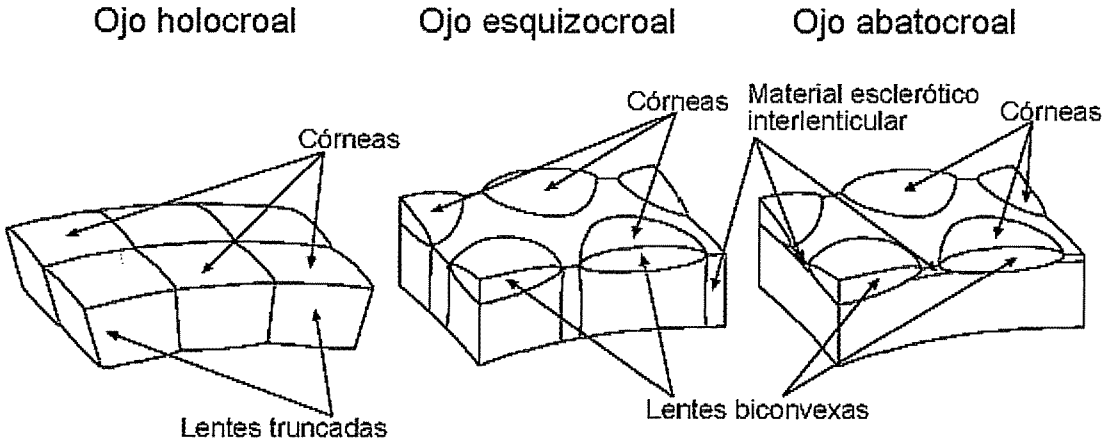


Figura 1. Esquemas mostrando los diferentes elementos que formaban la parte más superficial en los diferentes tipos de ojos de trilobites.

Bibilografía.

Gon, S. M. The trilobite eye. 2002. http://www.aloha.net/~smgon/eyes.htm

Kimball, J. W. 2002.
http://www.ultranet.com/~jkimball/BiologyPages/C/CompoundEye.html.

Conodontos del Givetiense del Pirineo Central Español. Una visión preliminar

Jau-Chyn Liao[1,2], José I. Valenzuela-Ríos[2] and Sergio Rodríguez[1]

[1] *Depto.de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid; 28040 Madrid, Spain, Jau.Liao@uv.es; sergrodr@geo.ucm.es*
[2] *Depto. de Geología; Universitat de València ; Dr. Moliner 50; 46100 Burjassot, Spain; Jose.I.Valenzuela@uv.es*

En los últimos años, uno de los objetivos de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Devónico (SDS) es la subdivisión del Givetiense en varios subpisos. De hecho, el último año solicitó la aportación datos de todos los lugares posibles para contribuir a las decisiones que se tendrán que adoptar en un futuro próximo. Siguiendo estas recomendadciones intensificamos nuestros esfuerzos en la sección Renanué y comenzamos el estudio de la sección Compte, ambas localizadas en los Pirineos Centrales espanyoles.

El objetivo de este trabajo es presentar una síntesis preliminar de los datos de conodontos procedentes de las secciones Renanué y Compte e indicar la posición tanto de los límites inferior y superior como de los subpisos (todavía no formales) inferior, medio y superior.

La localización de ambas secciones se muestra en la fig.1.

Nuevos hallazgos en la Sección Renanué permiten corraborar la presencia del Eifeliense más alto, y por tanto precisan la posición del límite Eifeliense/Givetiense en la misma. En esta sección se identifican la Zona varcus con sus tres subzonas, y sus posteriores subdivisiones (p. ej., la Zona de *Polygnathus timorensis* y de *P. rhenanus* dentro de la Subzona de *varcus* Inferior). La Zona de *varcus* Superior no se encuentra completa, y encima del último estrato con conodontos de esta Zona, se hallan formas de la Zona de *Skeletognathus norrisi* (la última Zona del Givetiense), que son seguidos por otras del Frasniense inferior. Esta secuencia de conodontos y estratos fue interpretada por Liao *et al.* (2000) como una paraconformidad estratigráfica. Según las intenciones de subdivisión del Givetiense, en Renanué se podrían reconocer el Givetiense inferior, la mayor parte del medio y la parte final (equivalente a la Zona de *Sk. norrisi*) del Givetiense superior.

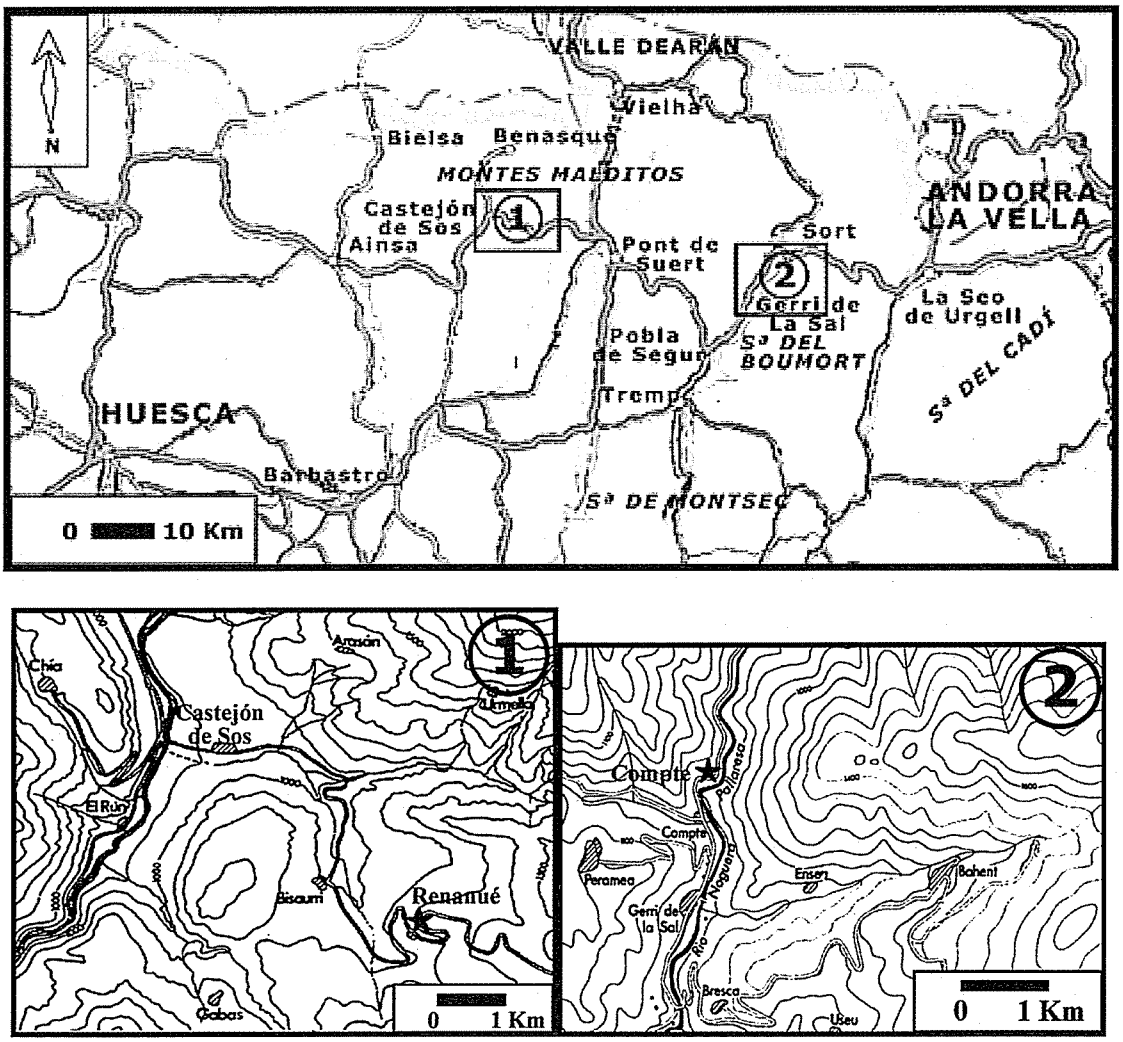
La sección Compte se compone de cinco secciones parciales que han sido correlacionadas por criterios de campo. En Compte, el límite Eifeliense/Givetiense no se puede trazar por el momento aunque tiene que estar por debajo de la capa –1; el resto de zonas de condontos del Givetiense, excepto la Zona de *S. norrisi*, se pueden reconocer aunque sus límites en algunas ocasiones no pueden marcarse en una sola capa. Aunque la Zona de *Sk norrisi* no ha podido ser identificada mediante conodontos, ésta se tiene que encontrar en el intervalo de cuatro capas (55-58) entre el último registro de *Klapperina disparilis* (54) y el primero de *Mesotaxis falsiovalis* (59) que indica ya el Frasniense basal.

En la sección Compte los límites entre las subzonas *varcus* Inferior/*varcus* Media y *varcus* Media/*varcus* Superior no están tan delimitados como en Renanué. Sin embargo, la presencia de *Schmidtognathodus hermanni*, *P. cristatus* y *Klapperina disparilis* permiten la identificación de las zonas de *Sch. hermanni* inferior, *Sch. hermanni* superior y de *Kl. disparilis*, que no se habían podido reconocer en Renanué. La entrada de *Sch. hermanni* es uno de los índices seleccionados por la SDS para trazar el límite inferior del Givetiense superior. Como ya se ha mencionado anteriormente el límite Givetiense/Frasniense no se puede precisar por el momento en la sección Compte (estaría dentro del intervalo entre las capas 55-58).

La combinación de los conodontos aportados por estas dos secciones permite tener una visión preliminar del Givetiense en el Pirineo Central. Mediante la comparación de ambas

secciones se pueden trazar los límites del Givetiense y los de todas sus zonas y subzonas. Algunas de estas subdivisiones bioestratigráficas están mejor caracterizadas que otras, y habrá que seguir obteniendo datos de éstas y otras secciones para ir mejorando y completando esta visión de la fauna de conodontos que ahora disponemos.

Este trabajo constituye una contribución a los proyectos PICG 421 y DGICYT PB98/1558.



Sección Renanué Sección Compte

Fig. 1: Localización geográfica de los afloramientos estudiados en el Pirineo Central Español.

MALACOFAUNA DEL PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO DE LA SALA DEL VESTÍBULO, CAMPAÑA 1962/63 (CUEVA DE NERJA, MÁLAGA)

Lozano-Francisco, M. C.[(1)], Vera-Peláez, J. L.[(1)], Simón Vallejo, M. D.[(2)] y Cortés Sánchez, M.[(3)]

(1) Museo Municipal de Paleontología de Estepona. Avda. Matías Prats s/n. Plaza de Toros. 29680 Estepona (Málaga). Tfno: 952807148. e-mail: delcultu@teleline.es
(2) Fundación Cueva de Nerja. C/ Carretera de Maro, s/n. 29787 Nerja (Málaga). e-mail: msimon@vnet.es
(3) Área de Prehistoria. Universidad de Córdoba. Plaza Cardenal Salazar, s/n, 14071-Córdoba. e-mail: mm.cosi@teleline.es

INTRODUCCIÓN

La Sala del Vestíbulo de Nerja dispone de una serie estratigráfica subdividida en cinco unidades (Aura *et al*, 1998). El presente trabajo aborda el estudio de la malacofauna procedente de la Sala del Vestíbulo, perteneciente a la excavación de los años 1962-1963, procedentes de la actuación de pobladores prehistóricos en la Cueva de Nerja, enmarcado en el proyecto autorizado por la Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía y patrocinado por la Fundación Cueva de Nerja: Proyecto de Investigación Fundación Cueva de Nerja.

MATERIAL Y MÉTODOS

Se han reconocido 13 capas o estratos que se agrupan en 5 unidades estratigráficas que de muro a techo son: Unidad 1: 25000-21000 bp; Pleistoceno superior (Würm III) (Paleolítico superior inicial, Auriñaciense). Unidad 2: 20000-17000 bp; Pleistoceno superior (Würm III-IV) (Paleolítico superior medio, Solutrense). Unidad 3: 12500-11500 bp; Pleistoceno superior (Tardiglaciar) (Paleolítico superior final, Magdaleniense superior). Unidad 4:11000 bp; Tránsito Pleistoceno-Holoceno (Industrias Epipaleolíticas). Unidad 5: 7500-6000 bp; Holoceno (tercio central del Holoceno) (Neolítico). Se procedió al lavado de las muestras para su clasificación y posterior identificación, con el recuento del número de especies y la abundancia por niveles. En el caso de los bivalvos, la estimación del número mínimo de individuos es el resultado de sumar todas las valvas/2, en el caso de ejemplares fragmentados sólo se contaron umbos. En el caso de los gasterópodos fragmentados se procedió del siguiente modo: de los patéllidos, se contaron los ápices, de los demás gasterópodos se contaron las columelas. Una vez realizada la sistemática, se procedió a estudiar el hábitat, tipos de sustrato, el tipo de alimentación (autoecología), reconstrucción del medio, acción antrópica sobre los moluscos (ornamentación, alimentación, etc.)

RESULTADOS

Se ha encontrado un total de 56 especies de invertebrados: 53 moluscos, 1 equinodermo y 2 crustáceos, pertenecientes a los Niveles 1 a 11 (21.000 – 6000 b. p.) con 5355 ejemplares contabilizados.

Podemos diferenciar tres ambientes fundamentales: litoral rocoso, infralitoral arenoso y/o fangoso algo más profundo y por último continental. Cuando se agrupan las distintas especies identificadas según su hábitat se observa que en todos los casos el mayor porcentaje (siempre entorno al 50%) pertenece a fauna de litoral rocoso. De las especies de litoral rocoso identificadas es importante destacar a *Mytilus edulis*, presente siempre en todos los niveles. Es una especie que vive fijada mediante un biso a sustratos duros desde la zona intertidal a infralitoral. Su recolección se realiza mediante métodos de marisqueo y en todos los niveles se

observa que no existe selección alguna en su recolección, encontrándose desde ejemplares juveniles de pequeña talla a ejemplares de gran talla (Ø umbo-paleal mínimo medido: 54 mm; Ø umbo-paleal máximo medido: 105 mm). Son también abundantes los pulmonados. En las unidades 2 y 3 aparece *Jujubinus exasperatus,* que indica la existencia de praderas de *Posidonia, Ciclope donovania* que vive formando colonias sobre fondos de arenas finas en aguas someras y *Nassarius corniculus* que vive también en aguas someras sobre fondos de arenas en aguas calmadas y poco salinas. Es en la unidad 3 (12.500-11.500 b. p.) donde aparecen asociaciones de especies eurihalinas, es decir, que pueden soportar cambios de salinidad (*N. corniculus, Tapes decussatus* y *Cerastoderma edule*).

Si se realizan estudios comparativos con malacofauna de las Salas de la Mina y la Torca vemos como para el Paleolítico superior, el análisis de la fauna nos permite concluir que la línea de costa, con un nivel eustático relativamente bajo, estaría retirada mar adentro de la posición actual, dejando una parte de la plataforma emergida (Serrano *et al,* 1995; 1997). En esta situación, el ambiente costero sería fundamentalmente de playa, lo que propicia la captura de fauna infralitoral arenosa-fangosa. Datos que coinciden con los de las unidades 2 y 3 correspondientes al Paleolítico superior (Würm III-IV a Tardiglaciar) donde aparece fauna asociada a mares fríos. Respecto a la repartición geográfica y temporal, la malacofauna estudiada es la misma que habita hoy en la provincia, con excepciones como *Nucella lapillus*, actualmente atlántica, presente en la provincia de Cádiz mediterránea.

Respecto al uso antrópico de la fauna recolectada, del total de especies algo más de la mitad se utilizó como alimento, 1/3 como adorno y del resto no se puede precisar su utilidad. Hay que destacar que algunos ejemplares fueron recolectados ya muertos en la playa, tal como *Pecten maximus,* este hecho se detecta por encontrarse los ejemplares fuertemente bioerosionados. El 46,5% de la fauna se encontró quemada. Algunas especies de pulmonados (helícidos y *Rumina decollata*) pueden ser elementos intrusivos, que habitaban en la cueva. *Iberus alonensis* presenta perforaciones debidas a líquenes que pueden ser posterior a recolección (Mayoral, comunicación personal).

La variación de la dieta es manifiesta en las diferentes culturas, siendo en general la más abundante la constituida por *M. edulis* y patéllidos. Algunos moluscos tenían una función ornamental, pues se trata de conchas muy vistosas, no comestibles y de pequeña talla, como es el caso de los escafópodos *Antalis inaequicostatum, Antalis vulgare* o del gasterópodo *Jujubinus exasperatus* de un fuerte color rojo.

BIBLIOGRAFÍA

Aura Tortosa, J. E., Jordá Pardo, J. F., González-Tablas, J., Bécares Pérez, J. y Sanchidrián Torti, J. L. 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; 217-236.

Serrano, F., Lozano-Francisco, M. C., Vera-Peláez, J. L. y Guerra Merchán, A. 1995. Malacofauna en yacimientos prehistóricos de la Cueva de Nerja. *Patronato de las Cuevas de Nerja*, 5, 297-373.

Serrano, F., Guerra-Merchán, A., Lozano-Francisco, M. C. y Vera-Peláez, J. L. 1997. Multivariate analysis of remains of molluscan foods consumed by latest Pleistocene and Holocene humans in Nerja Cave (Málaga, Spain). *Quaternary Research,* 48: 2, 215-227.

HALLAZGO DE UN ARRECIFE DEL RAHETIENSE (TRIÁSICO SUPERIOR) EN ESTEPONA (MÁLAGA)

Márquez-Aliaga, A.[1], Lozano-Francisco, M.C.[2] y Vera-Peláez, J.L[2].

[1] Instituto de Biodiversidad y Biología Evolutiva; Departamento de Geología, Campus de Burjassot. Universidad de Valencia. Burjassot 46100 (Valencia)
[2] Museo de Paleontología. Plaza de Toros. Matias Prats s/n. 29680 Estepona (Málaga)

El registro fósil del Triásico Medio y Superior de las Cordilleras Béticas es poco frecuente y en general se trata de moluscos escasos y mal conservados (Márquez-Aliaga, 1985). Han sido citados bivalvos del Triásico Superior en el área de Cordoba (Formación Majanillos y Formación Zamoranos) y en el área de Cadiz- Algeciras y Cadiz-Boyar (Márquez-Aliaga, 1995; Márquez-Aliaga y Martínez, 1996). En la Cordillera Ibérica fueron encontrados fósiles del Noriense muy mal conservados (Goy y Márquez-Aliaga, 1998). Los fósiles que se estudian en el presente trabajo pertenecen al Triásico Superior (Rhaetiense), constituyen una asociación de tipo arrecifal con ejemplares muy bien conservados. El conocimiento de este interesante material paleontológico, que aparece por primera vez en nuestro país constituye el objetivo de nuestra comunicación.

El hallazgo de este afloramiento se ha debido a la excavación realizada para la construcción de un edificio de apartamentos en pleno centro urbano de Estepona (coordenadas UTM: 0306883/4032786). Los propios trabajadores de la obra que habían extraído parte del material mostraron su sorpresa ante la presencia de "algo con conchas". En cuanto dos de nosotros, L-F y V-P, como personal del Museo Municipal de Paleontología de Estepona (MMPE), tuvimos noticia de este hallazgo, activamos todas las gestiones necesarias para recuperar, en lo posible, el material fosilífero deteniendo el avance de la obra. Se procedió a una excavación de urgencia, mediante percutor, fragmentando el bloque calizo en piezas que oscilan entre 2 metros y 2 centímetros. Los fragmentos fueron transportados en 12 camiones a la entrada del Museo en donde se procedió al lavado y tamizado de los mismos. El material obtenido, unas tres toneladas, ha sido depositado en el MMPE en donde se está procediendo a su inventario, estudio paleontológico y catalogación.

El afloramiento está constituido por un bloque de morfología circular, de 3,7 m de altura, 5 m de anchura y un máximo de 10 m de profundidad. Está formado por calizas blanco-grisáceas de tipo packstone, sin estratificación aparente y aspecto de bioconstrucción. El citado bloque se encuentra incluido a unos 7-8 m de profundidad del suelo, entre materiales mucho menos consistentes de areniscas y limos del Plioceno Inferior de la Cuenca Pliocena de Estepona.

Dada la urgencia con que hubo de realizarse la excavación no se pudieron hacer estudios geológicos pertinentes y por tanto no se conoce su continuidad estratigráfica y no se tienen, por ahora, datos de materiales equivalente en áreas próximas. Es posible que se trate de un bloque errático (olistostroma) pero estudios geológicos posteriores y/o sondeos próximos son necesarios para confirmar ésta hipótesis.

El estudio tafonómico de los grandes fragmentos permite considerar que se trata de un arrecife cuyo cuerpo principal está formado por una potente colonia de escleractinia que lateralmente se enriquece en bivalvos y braquiópodos. Los estudios de microfósiles en levigado y lámina delgada permitirán mayores observaciones. Los bivalvos se registran con las conchas conservadas pero neomorfizadas y en ocasiones reemplazadas en calcita. Los gasterópodos y los corales han sido neomorfizados. La conservacón de los escasos braquiópodos presenta reemplazamientos piritosos.

El estudio paleontológico ha permitido determinar varias especies de:

Bivalvos: *Atreta intusstriata* (Emmrich,1853), *Isocyprina concentricum* (Moore, 1852), *Protocardia rhaetica* (Meriam, 1852), *Plagiostoma punctatum* (Soberby 1815), *Rhaetavicula contorta* (Portlock, 1843), *Pleuromya* sp y *Placunopsis* sp.;

Gasterópodos: *Loxonema* sp., *Purpuroidea* sp. y *Pleurotomaria?* sp.

Corales: *Montlivaltia* af. *rhaetica* Tomes, 1878 y *Heterastrea* af. *rhaetica* Tomes 1903.

También destaca la presencia de numerosas algas calcáreas, estromatopóridos, serpúlidos y escasos porífera.

La asociación estudiada se corresponde con materiales del Triásico Superior de edad Rhaetiense. Se trata de una bioconstruccción de tipo arrecifal en donde la gran biodiversidad ha podido determinarse por las excepcionales condiciones de preservación. Su hallazgo constituye el primer arrecife del Triásico superior en España y su conservación en el MMPE va a permitir estudios posteriores que erriquecen el patrimonio paleontológico de Estepona y el conocimiento del Triásico de nuestro pais.

Goy, A. y Márquez- Aliaga, A. (1998).- Bivalvos del Triásico Superior en la Formación Imón (Cordillera Ibérica, España). Boletin Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.), 94, (1-2), 77-91.

Márquez- Aliaga, A. (1985).- Bivalvos del Triásico Medio del Sector Meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides . Colección Tesis Doctorales. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid. 40. 429pp. 14 láms. Madrid.

Márquez- Aliaga, A. (1995).- Western Tethys Triassic Bivalves. p. 20-21. IN: Canadian Palaeontology Conference. I.S. Paleobiology and Evolution of the Bivalvia, 41 pp. Ed. Paul Johnston. Royal Tyrrell Museum of Palaeontology. Drumheller (Canadá). ISSN 1183-0298X

Márquez- Aliaga, A. y Martinez, V. (1996).- Asociaciones de bivalvos del Triásico en España.. Revista Española de Paleontología. Nº Extra, 101-111.

Trabajo subvencionado por el proyecto PB 98-0488

BRAQUIÓPODOS MISISIPIENSES DE LOS ALREDEDORES DE BARCELONA (ESPAÑA)

M.L. Martínez Chacón[1], C.F. Winkler Prins[2], J. Sanz López[3], E. Ferrer[4] y J. Magrans[5]

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, E 33005 Oviedo

2 Nationaal Natuurhistorisch Museum, Postbus 9517, NL 2300 RA Leiden
3 Facultad Ciencias de la Educación, Universidad de A Coruña, Paseo de Ronda 47, E 15011 A Coruña
4 C/ Lluís Solé Sabarís 31-B, E 08850 Gavà (Barcelona)
5 C/ Aragó 24, E 08859 Begues (Barcelona)

Las Cadenas Costeras Catalanas constituyen dos alineaciones montañosas con una depresión central, paralelas a la costa mediterránea. Las cadenas fueron formadas en el margen oriental de la cuenca del Ebro durante la compresión alpina, y su posterior individualización responde a la formación de una cuenca extensional rellenada por rocas terciarias. Las rocas paleozoicas están afectadas por una deformación y metamorfismo de edad Varísca y por la intrusión de cuerpos extensos de granitoides.

Los materiales carboníferos muestran una amplia extensión geográfica en el sector meridional de las Cadenas Costeras Catalanas (Anadón *et al.*, 1985), donde las sucesiones preservadas superan los dos kilómetros de espesor y alcanzan una edad Pensilvaniense. En cambio, los afloramientos en los sectores meridional y septentrional (al norte de la Serra de Miramar) están limitados a algunos sinclinales y tan sólo preservan rocas del Misisipiense.

La sucesión estratigráfica carbonífera está dispuesta sobre una disconformidad desarrollada sobre las calizas y pizarras del Silúrico y Devónico Inferior (Ashauer y Teichmuller, 1935; Puschmann, 1968; Melgarejo i Draper, 1992; Sanz-López *et al.*, 2000). La sucesión comienza por un tramo de 10-16 m de cherts y pizarras atribuidas al Turnesiense medio-Viseense inferior sobre el que se disponen 5-6 m de una alternancia de capas centimétricas de calizas, primero de color blanco o gris y luego rojo o ocre, entre margas. Por encima, se observan 2,2 m de margas laminadas de color beige, verde o púrpura, con calizas en capas centimétricas hacia el techo. En las margas por debajo y en las que se encuentran entre las calizas abundan las faunas de crinoides, pequeños corales, braquiópodos, bivalvos, cefálopodos y trilobites. Por encima de las mismas siguen 1,8 m de margas con niveles centimétricos más carbonatados y desarrollo de bioturbación y entre 6-10 m de margas rojas con capas delgadas de arcillitas, donde también se encuentran horizontes de acumulación de fauna. Estas margas son sucedidas por pizarras verdes con niveles de limolitas y desarrollo de bioturbación, o bien por capas de areniscas y conglomerados ambas incluidas en las Facies Culm.

La edad de las calizas y margas es atribuida al Viseense (Pruvost, 1912) basado en la fauna localizada hacia el final de la sedimentación carbonatada. Los trilobites corresponden a *Drevermania (Dr.) pruvosti* Richter y Richter y/o *Phillipsia bittneri* (Kitll), según los autores. Además, Gandl en Anadón *et al.* (1985) citó la presencia de conodontos de la Zona de *Gnathodus bilineatus* en las calizas, mientras que un cefálopodo procedente de las capas altas de margas (yacimiento de El Papiol 3) indicaría el límite Viseense-Namuriense (Kullmann *et al.*, 2001).

El material estudiado corresponde a los niveles ricos en fauna y con braquiópodos localizados desde la parte más alta de la alternancia de calizas y margas a las margas con pizarras y niveles más carbonatados de varias localidades situadas en el sector septentrional de las Cadenas Costeras Catalanas. Concretamente en la Cordillera Litoral, los afloramientos de Can Puig (yacimientos de El Papiol 1-3) se encuentran en la Serra de Collserola (al oeste de la ciudad de Barcelona). Mientras que los afloramientos de Cànoves y Aiguafreda (barranco del Avencó) se encuentran en las estribaciones del macizo del Montseny (Cordillera Prelitoral).

Los braquiópodos son relativamente escasos, pues sólo se han podido recoger unos pocos ejemplares de cada taxón después de exploraciones minuciosas. Proceden de lutitas de color beige, verdoso o púrpura. Están conservados casi exclusivamente como moldes internos o externos, en ocasiones de una sola valva, no permitiendo los moldes externos en la mayoría de los casos observar detalles de la ornamentación. Todo esto dificulta su clasificación y nos ha obligado a utilizar nomenclatura abierta, con dudas en las atribuciones genéricas y a limitarnos en muchas ocasiones al nivel familia o incluso orden.

Los ejemplares son en general de pequeño tamaño, habiéndose reconocido: *Drahanorhynchus* sp., Caenanopliinae indet. (*Globosochonetes*?), *Parmephrix*? sp., *Semenewia*? sp., *Aseptella*? sp., *Plicatifera*? sp., Rhynchonellida indet., Athyridida indet., *Martinia* sp., *Plicotorynifer* sp., *Phricodothyris* sp., *Kitakamithyris*? sp., *Tomiopsis*? sp., Spiriferida indet., Spiriferinida indet. y Terebratulida indet.

Algunas de estas formas son comunes con las faunas típicas del Viseense en facies Culm del norte de Europa, especialmente de Alemania (Nicolaus, 1963): *Drahanorhynchus*, Caenanopliinae, *Parmephrix*, *Semenewia* y *Martinia*. *Martinia*, *Phricodothyris* y *Kitakamithyris* o *Tomiopsis* son géneros comunes con el "Culm" de los Pirineos franceses, de edad algo más joven (Serpukhoviense, ¿Bashkiriense?; Legrand-Blain *et al.*, 1983 y 1984).

Es de destacar el elevado número de formas comunes con la Formación Ricacabiello del Bashkiriense de la Cordillera Cantábrica (Martínez Chacón y Winkler Prins, 1977; Martínez Chacón *et al.*, 1985): *Drahanorhynchus*, Caenanopliinae, *Aseptella*, *Plicatifera*, *Martinia*, *Phricodothyris*, *Plicotorynifer* y *Kitakamithyris*.

Las faunas de las facies Culm al igual que las de la Fm. Ricacabiello se han interpretado como indicativas de aguas calmas, en ambientes con escasos aportes terrígenos y fondo fangoso y blando (Martínez Chacón y Winkler Prins, 1977, 1993; Legrand-Blain *et al.*, 1984; Martínez Chacón *et al.*, 1985; Sánchez de Posada *et al.*, 2001). Por sus características generales, ésta es también la interpretación del medio de las asociaciones de braquiópodos de los alrededores de Barcelona, aunque unos pocos ejemplares (2 atribuidos a *Parmephrix*? sp. y 1 a *Semenewia*? sp.) pertenecen a géneros con capacidad para fijarse sobre un sustrato duro.

Bibliografía:

Anadón, P., Julivert, M. y Saez, A. 1985. Aportación al conocimiento del Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas. *X Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Madrid, 1983*, 1, 99-106.

Ashauer, H. und Teichmuller, R. 1935. Die variszische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Gess. Wiss. Gött. math. phys.*, 3, 1-79.

Kullmann, J., Magrans, J., Ferrer, E. y Abad, A. 2001. Primer hallazgo del género *Dombarites* (Cephalopoda, Ammonoidea) del Carbonífero inferior en El Papiol (Cataluña, España). *Batalleria*, 10, 5-8.

Legrand-Blain, M., Delvolvé, J.-J. et Perret, M.-F. 1983. Les brachiopodes Carbonifères des Pyrénées Centrales Francaises. 1: Cadre stratigraphique et sedimentaire; étude des Strophomenida. *Geobios*, 16, 285-327.

Legrand-Blain, M., Delvolvé, J.-J. et Perret, M.-F. 1984. Les brachiopodes Carbonifères des Pyrénées Centrales Francaises. 2: Étude des Orthida et des Spiriferida; biostratigraphie, paléoécologie, paléobiogéographie. *Geobios*,17, 297-325.

Martínez Chacón, M.L. and Winkler Prins, C.F. 1977. A Namurian brachiopod fauna from Meré (Province of Oviedo, Spain). *Scripta Geologica,* 39, 1-67.

Martínez Chacón, M.L. and Winkler Prins, C.F. 1993. Carboniferous brachiopods and the palaeogeographic position of the Iberian Peninsula. *Comptes Rendus XII International Congress of Carboniferous-Permian Stratigraphy and Geology, Buenos Aires, 1991*, 1, 573-580.

Martínez Chacón, M.L., Menéndez-Alvarez, J.R., Sánchez de Posada, L.C. y Truyols, J. 1985. Aportaciones al conocimiento de la Formación Ricacabiello (Carbonífero de la Zona Cantábrica, N de España) y su contenido paleontológico. *Trabajos de Geología,* Universidad de Oviedo, 15, 53-65.

Melgarejo i Draper, J.C. 1992. Estudio geológico y metalogenético del Paleozoico del sur de las Cordilleras Costeras Catalanas. Tesis de Doctorado. *Memorias del ITGE,* 103, 605 pp.
Nicolaus, H.J. 1963. Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 53, 1-246.

Pruvost, P. 1912. L'âge des schistes pourprés de Papiopl, près Barcelone. *Annales de la Societé géologique du Nord, Lille*, 41, 263-280.

Puschmann, H. von 1968. Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoicum des Montseny (Katalonien/Spanien). *Geol. Rundschau*, 57, 1066-1088.

Sánchez de Posada, L.C., Martínez Chacón, M.L., Méndez, C.A. y Villa, E. 2001. Rasgos paleontológicos del Carbonífero marino cantábrico. In: *Memorias de las VII Jornadas Aragonesas de Paleontología. "La Era Paleozoica. El desarrollo de la vida marina"* (Eds. J.A. Gámez Vintaned y E. Liñán). Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 191-222.

Sanz-López, J., Melgarejo, J.C. and Crimes, T.P. 2000. Stratigraphy of Lower Cambrian and unconformable Lower Carboniferous beds from the Valls unit (Catalonian Coastal Ranges). *Compte Rendu Academie des Sciences*, Paris, 330, 147-153.

ON A LARGE CROCODILE VERTEBRAE OF cf. *Machimosaurus* FROM THE LATE JURASSIC OF LOURINHÃ (PORTUGAL)

Mateus, O.

GEAL- Museu da Lourinhã, 2530 Lourinhã, Portugal
Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, UNL. 2825 Monte da Caparica, Portugal, omateus@mail.telepac.pt

Two dorsal vertebrae, ML452, were found by Jesper Milàn and Octávio Mateus in 1999 at Escadinhas near Porto das Barcas, Lourinhã, in Late Jurassic outcrops (Tithonian, Sobral Unit; fig. 1)

The centrum is sub-round in anterior or posterior view and is not significantly wider than it is high. The centrum length is greater than its height or width. The centrum is slightly amphicoelous. In the anterior and posterior edges of the centrum there are muscle insertion sulcus. The ventral face bears a non-sharp ventral keel in the middle. The centrum is moderately excavated but no pleurocoels is present. However several foramina for blood vessels are present in the lateral sides of the centrum.

The pedicels are well fused but the suture line is very conspicuous.

The neural arch and spine are quite high being almost twice as high as the centrum. The neural canal is completely round and the pedicels are short and robust. The diapophyses are not transverse to the vertebral axis but slightly in diagonal where the right diapophysis is a little further forward than the left, due to a geological or a biological deformation.

The diapophysis is expanded anteroposteriorly and in its anterior edge in the middle of this transverse process is located the parapophysis for the contact of the tuberculum of the dorsal rib. The prezygapophysis is not strong and long. the articulation facets of the zygapophyses are in diagonal and form a very open V-shape, with an angle wider than 45°.

The neural spine is posteroventrally bigger than the rest of the vertebra. It is quite flat laterally and expanded anteroposteriorly along the spine. The anterior and posterior edges of the neural spine are sub-parallel and the top is truncated. In each side at the top of the neural spine are several sulcus longitudinal to the spine. The existence of many muscle insertions (mainly in diapophyses, neural spine and centrum) and the large areas for the several apophyses suggest that this animal was very well muscled and powerful.

These vertebrae can be assigned to crocodile due to having: horizontal diapophyses projected laterally, neurocentral suture well defined, marks for muscle insertions in centrum, parapophysis located anterior to the diapophysis to articulate the tuberculum, and centrum just slightly amphicoelous.

It is comparable with the vertebrae of the crocodiles *Metriorhynchus*, *Steneosaurus*, and *Machimosaurus*. Because of its size it is provisionally classified as cf. *Machimosaurus* sp. This genus was previously reported in Portugal by Sauvage (1897-98), Teixeira (1943) and Krebs (1968).

The Late Jurassic crocodiles of Portugal are:

Lisboasaurus estesi
Lisboasaurus mitrocostatus
Machimosaurus hugii
Goniopholis cf. *simus*
Goniopholis sp.
cf. *Bernissartia* sp.
Theriosuchus sp.
Theriosuchus cf. *ibericus*
cf. *Alligatorium* sp.
aff. (?)*Hamadasuchus* sp. (ML739)
Steneosaurus sp.

The five vertebrae (MHNUL) from Praia da Areia Branca previously assigned to "*Megalosaurus insignis*" by Lapparent and Zbyszewski (1957: p.23 and 24) are almost equal to the vertebrae now described and are therefore reclassified as *Machimosaurus* sp.

Acknowledgements:

I am grateful to Miguel Telles Antunes, Raymund Windolf, and Patricia Lamb that reviewed the manuscript, to Jesper Milàn that prepared the specimen and to Simão Mateus that illustrated the vertebra. Bolsa Praxis XXI BD/21616/99.

References cited:

KREBS, B. (1968). Le crocodilien Machimosaurus. Contribuição para o conhecimento da fauna do Kimmeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal), 1A. Parte. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 14: 21-53.

LAPPARENT, A.F. De & ZBYSZEWSKI, G. (1957). Les dinosauriens du Portugal. Mémoires du Service géologique du Portugal, 2:1-63.

SAUVAGE, H.E. (1897-98). Vertébrés Fossiles du Portugal. Direction des Travaux Géologiques du Portugal. 1-46.

TEIXEIRA, C. (1943). Um dente de Machimosaurus. Bol. Soc. Geol. Port. 3: 109.

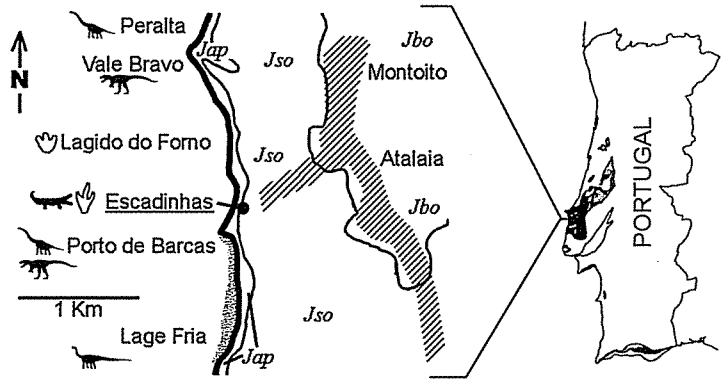


Fig. 1- Map of Atalaia, near Lourinhã. **Jso**- Late Jurassic of Sobral Unit; **Jbo**- Late Jurassic, Bombarral unit; **Jap**- Late Jurassic, Amoreira Porto Novo Unit;

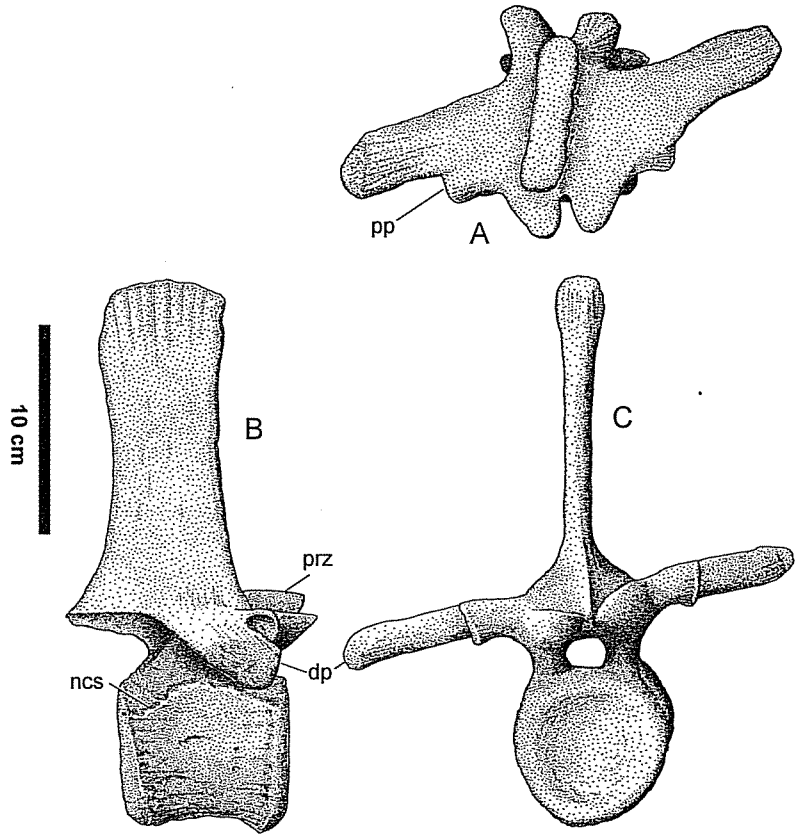


Fig. 2- Dorsal vertebra of cf. *Machimosaurus* sp. (ML452) in (A) dorsal, (B) lateral, and (C) anterior view. dp- diapophysis, ncs- neurocentral suture, pp- parapophysis, prz- prezygapophysis.

Análisis tafonómico de las sucesiones de ammonites del Calloviense - Oxfordiense de la Cordillera Ibérica nororiental

Meléndez, G., Bello, J. Pascual, G. Ziani, H.

Depto. De Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza. c./ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España). gmelende@posta.unizar.es

En la Cordillera Ibérica nororiental, (Sierra de Arcos) entre los sectores de Moneva-Peñisquera y el Río Martín (Ariño-Oliete) los materiales del Calloviense y Oxfordiense se caracterizan por el desarrollo de secciones condensadas, en relación con el sector más noroccidental de la Cordillera. Las sucesiones de ammonites, caracterizadas por su abundancia y buena conservación, han permitido reconocer en este sector una sucesión bioestratigráfica detallada para este intervalo. Por otra parte, la importancia patrimonial de estos yacimientos paleontológicos, objeto frecuente de recolección indiscriminada y expolio ha propiciado su atención preferente por parte de la comunidad científica con vistas a su conservación, y su inclusión por parte de la Administración dentro del Parque Cultural del Río Martín. Por otro lado, el análisis tafonómico de las asociaciones registradas de ammonites del Calloviense y Oxfordiense en este sector realizado a lo largo de los últimos años (Meléndez *et al.*, 1997; Meléndez y Ramajo, 2001; Meléndez *et al.*, 2002) ha permitido realizar una reconstrucción paleogeográfica en el tránsito Jurásico Medio-Superior y reconstruir de manera ajustada la evolución de la plataforma desde el Calloviense inferior hasta el Oxfordiense superior.

El Calloviense inferior se encuentra reducido prácticamente a un único banco de 0.40 a 0.70 m, de calizas biomicríticas, *wackestone* muy fosilíferas con abundantes ammonites, bivalvos y braquiópodos, y con belemnites, gasterópodos y equinodermos más escasos. Este banco basal corresponde a la Biozona Bullatus por la frecuente presencia de ejemplares resedimentados de *Macrocephalites* gr. *verus* Spath, *Bullatimorphites (Bomburites) bullatus* (D'Orbigny) y *Homoeoplanulites* cf. *homeomorphus* Buckman.

Por encima de este banco inferior se desarrolla un intervalo de espesor variable (c. 1m) de calizas *wackestone* a *packstone* de calizas micríticas con bioclastos, filamentos y oolitos ferruginosos estratificadas en varias capas irregulares, en ocasiones claramente lenticulares. En ambos sectores se puede distinguir dos intervalos sucesivos: uno inferior, de 0.4 a 0.5m de espesor en Moneva y 0,20m en Ariño, que contiene ammonites del Calloviense inferior y medio (hasta la base de la Biozona Coronatum) con frecuencia reelaborados: moldes micríticos fragmentados y/o desarticulados, y moldes truncados, que muestran discontinuidad entre el relleno y la matriz. Algunos ejemplares muestran estructuras de abrasión tales como facetas elipsoidales y/o surcos anulares. La edad de este intervalo es difícil de precisar debido a la escasez de elementos no reelaborados. No obstante los datos existentes parecen indicar que se encuentran representadas parcialmente las biozonas Anceps y Coronatum (Biohorizonte Vilanyensis) con una laguna estratigráfica local de la Biozona Gracilis.

Referencias

Meléndez, G., Bello, J., Delvene, G., y Pérez Urresti, I. 1997. El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en el sector de la Llanura de Arcos (Ariño-Oliete, Teruel): análisis tafonómico y Bioestratigrafía. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23, 269-300.

Meléndez, G., Bello, J., Ramajo, J., y Ziani, H. 2002. The Callovian-Oxfordian ammonite succession in the NE Iberian Chain revisited: taphonomic gradients and palaeogeography. *International Conference Taphos 2002* Ayuntamiento de Valencia, Col. Encontres, 5, 407-418.

Meléndez, G. y Ramajo, J. 2001. El nivel límite Jurásico Medio-Superior (capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío) en Moneva (Zaragoza): Tafonomía y análisis de facies. XVII Jornadas de Paleontología (SEP) *Public. Seminario de Paleontología de Zaragoza (SEPAZ) 5.1*, 153-161.

Patrones en la estructura trófica de las comunidades de mamíferos y sus posibilidades en la caracterización paleosinecológica

Mendoza, M. y Palmqvist, P.

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071-Málaga, Spain. E-mail: lolo@cica.es, Paul.Palmqvist@uma.es

Introducción

En este artículo se identifican los patrones en la estructura trófica de las comunidades de grandes mamíferos que resultan característicos del tipo de ecosistema, a partir del análisis de un conjunto amplio de comunidades actuales africanas. Tales patrones se aplican posteriormente a un conjunto de comunidades asiáticas, cuya composición faunística es completamente diferente, con la finalidad de contrastar si son independientes de las circunstancias históricas y la composición taxonómica de las comunidades (*taxon-free;* Damuth, 1992).

La estructura trófica de una comunidad de mamíferos se puede representar como un punto en el hiperespacio teórico definido por el número de especies de cada uno de los grupos tróficos. Las comunidades que pertenecen un mismo tipo de ecosistema (vg., selvas, savanas y desiertos) ocupan una región común en dicho "trofoespacio", distinguible de las de otro tipos de ecosistema, con lo que se puede aceptar que compartirían un patrón común en su estructura trófica. Tales patrones, a pesar de definirse en un espacio multidimensional, se pueden identificar con ayuda del análisis discriminante. Las funciones resultantes, igualadas a la media multivariante o centroide de cada grupo, constituyen entonces una representación matemática aproximada del patrón que caracteriza los patrones.

Material y métodos

Para llevar a cabo los análisis discriminantes se partió de 19 variables, establecidas a partir del número de especies presentes en cada comunidad según su pertenencia a una serie de grupos tróficos y clases de tamaño; dichas categorías son caracterizables en las especies fósiles a partir de Mendoza *et al.* (2002). Como muestras se utilizaron 83 comunidades africanas, que se corresponden con distintos tipos de áreas protegidas (vg., parques nacionales y reservas de caza), clasificadas previamente según los tipos generales de ecosistema que se pretenden caracterizar (selvas, savanas y comunidades áridas desarboladas).

Los análisis discriminantes se llevaron a cabo mediante el método a pasos (*stepwise*). Si se realizan una serie de análisis previos, incrementando el grado de exigencia para incorporar variables a las funciones, se obtienen una serie de algoritmos que implican cada vez menos variables, pero más significativas. De todas estas funciones se seleccionaron aquellas que presentaban una mayor capacidad predictiva sobre comunidades africanas que no habían sido utilizadas para llevar a cabo los análisis.

Resultados

La mayoría de las funciones discriminantes seleccionadas reclasifican correctamente al 100% de las comunidades. Una primera evidencia de su capacidad predictiva sobre nuevas muestras es que la mayoría de las comunidades no utilizadas para obtener los algoritmos, debido a que presentan un mosaico de formaciones vegetales características de dos tipos generales de ecosistema, se situaron en una zona intermedia respecto a las comunidades de esos ecosistemas.

Todas estas comunidades, sin embargo, podrían compartir un mismo patrón con las utilizadas para la obtención de los algoritmos, como consecuencia de presentar especies comunes, que habitan el mismo tipo de ecosistema y no están separadas por barreras biogeográficas importantes. La prueba de que dichos patrones son propiedades intrínsecas de los ecosistemas queda de manifiesto tras la aplicación de las funciones discriminantes a las comunidades asiáticas. Ello posibilita la aplicación de estos algoritmos a tafocenosis de grandes mamíferos, como la del Pleistoceno inferior de Venta Micena (VM en Fig. 1), clasificada como comunidad caducifolia.

Finalmente, Mendoza *et al.* (en prep.) proponen y simulan informáticamente un modelo teórico, basado en la teoría de los sistemas dinámicos, para explicar el origen de tales patrones a partir de un proceso de autoorganización, como consecuencia de la dinámica de los flujos de energía entre los distintos grupos tróficos.

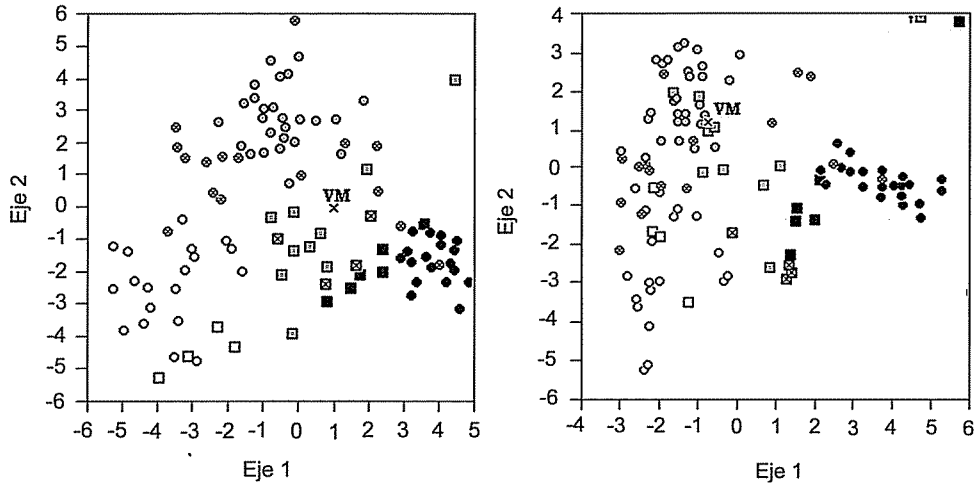


Figura 1. Aplicación de los algoritmos 1 y 2 a las comunidades africanas (círculos; utilizadas para su obtención) y asiáticas (cuadrados; no usadas para elaborar los algoritmos). En negro: selvas; en gris: comunidades caducifolias (savanas arboladas las africanas y bosques caducifolios las asiáticas); en blanco: comunidades áridas desarboladas.

Referencias

Damuth, J. 1992. Taxon-free characterization of communities. *En* Behrensmeyer, A. K., Damuth, J.D., DiMichele, W.A., Potts, R., Sues, H.D. y Wing, S.L. (eds.) *Terrestrial ecosystems throught time.* Chicago University Press.

Mendoza, M., Janis, C.M. y Palmqvist, P. 2002. Characterising complex craniodental patterns related to feeding behaviour in ungulates: a multivariate approach. *Journal of Zoology,* **256,** en prensa.

Mendoza, M., Criado, C. y Goodwin, B. (en prep). How communities evolve.

Algoritmos para estimar la masa corporal en especies fósiles de ungulados: un estudio sobre el uso del método de regresión múltiple

Mendoza, M. [(1)], Palmqvist, P. [(1)] y Janis, C.J. [(2)]

(1) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071-Málaga, Spain. E-mail: lolo@cica.es, Paul.Palmqvist@uma.es
(2) Department of Ecology and Evolutionary Biology, Box G-B207. Brown University, Providence, RI 0291, USA. E-mail: Christine_Janis@brown.edu

Introducción

Las dimensiones de los dientes y elementos del esqueleto de los mamíferos presentan una correlación positiva con la masa corporal, lo que permite obtener inferencias sobre el tamaño de las especies ya extintas. Ahora bien, la morfología dental y esquelética de las especies no depende exclusivamente de su tamaño, pues también se ve afectada por sus adaptaciones ecológicas concretas, las limitaciones construccionales impuestas por las propiedades de los biomateriales y el legado filogenético de cada grupo (Damuth y MacFadden, 1990). Tales factores tienden a reducir la correlación entre cualquier medida esquelética y la masa corporal, lo que disminuye la precisión y fiabilidad de las retrodicciones obtenidas para las especies fósiles. En este trabajo se proponen estrategias que permiten reducir dicho problema en el caso concreto de los ungulados, como el uso de regresiones múltiples en lugar de simples, la obtención de funciones específicas para grupos de especies que compartan una misma adaptación ecológica y la contrastación del resultado de la aplicación de las distintas funciones sobre especies no utilizadas en su ajuste. El resultado es un conjunto de algoritmos que permiten determinar la masa corporal de los ungulados. Dichas funciones se aplican a tres especies fósiles, un équido (*Dinohippus leidyanus*), un camélido tipo gacela (*Stenomylus hitchcocki*) y un dromomerícido (*Aletomeryx scotti*), cuyas adaptaciones tróficas han sido determinadas previamente (Mendoza *et al.*, 2002).

Material y métodos

Para la elaboración de los análisis de regresión se utilizó como variable dependiente la masa corporal de 115 especies, representativas de todos los géneros actuales de ungulados, partiendo de 22 medidas craneodentales como variables predictoras independientes, transformadas en escala logarítmica.

La regresión múltiple se efectúa por lo general aplicando el método directo, con el que se incluyen en la función todas las variables predictoras de las que se parte originalmente. Sin embargo, incorporar muchas variables no resulta una buena estrategia, especialmente cuando el número de muestras no es demasiado alto, siendo particularmente inapropiada la inclusión de aquellas variables que realmente no contribuyen a la correlación. El paquete estadístico *SPSS* v. 10.0 permite usar diferentes opciones para seleccionar las variables, habiendo optado en este caso por el método a pasos *backward,* que resulta especialmente útil para tener en cuenta aquellos grupos de variables que se correlacionan mejor con la variable dependiente de forma conjunta que por separado. Dicho método procede incorporando al principio todas las variables a la función de regresión, para excluir tras cada paso aquella que explica menos varianza de la fracción no explicada por las restantes

variables (esto es, la variable craneodental que presenta un coeficiente de correlación parcial más bajo con la masa corporal). Tras cada eliminación se recalculan los coeficientes de la regresión y, como consecuencia de ello, se ve modificada la correlación parcial de las variables que todavía permanecen. El proceso se detiene al exceder todas las variables un criterio de contribución a la correlación, establecido previamente. Cuando dos o más variables se correlacionan de forma conjunta con la masa corporal, al ser excluida una de ellas las restantes pierden su significación al mismo tiempo.

Resultados

Un primer análisis de tanteo, estableciendo un nivel muy alto de significación para las variables que permanezcan en la función, termina con la eliminación de la mayoría de ellas, lo que permite observar la evolución del coeficiente de correlación ajustado y el error estándar de la función resultante tras cada exclusión, así como el nivel de significación de cada una de las variables que aún permanecen. De este primer análisis se pueden seleccionar entonces aquellas funciones que presentan un mayor coeficiente de correlación ajustado y un menor número de variables, lo que resulta especialmente importante de cara a permitir su uso con especies fósiles, cuyo registro suele ser bastante fragmentario. Esto último se ve favorecido, además, por la elaboración de algoritmos que, presentando una capacidad predictiva similar, incorporen distintas combinaciones de variables, lo que facilita la elección del más adecuado en cada caso.

Se han obtenido distintos conjuntos de algoritmos, de los que a continuación se presentan los más interesantes (para las abreviaturas de las variables, ver Damuth y MacFadden, 1990; Mendoza *et al.*, 2002):

Todos los ungulados (N = 115): $0.7404LM_{12} + 0.4424LM_3 + 0.6225PAW + 0.3548SB - 0.2409SD + 1.2045SC - 0.9667$, $r^2 = 0{,}965$.

Herbívoros (N = 110): $0.4828\ LM_3 + 0.1268\ IWB + 0.5893\ BL + 0.7000\ SB + 0.5987\ LM_{12} - 0.3368\ SD - 1.0494\ CA + 0.9694SC + 4.3406$, $r^2 = 0{,}968$.

Omnívoros (N = 5): $2.3928JMB - 1.4943$, $r^2 = 0{,}945$.

Categorías tróficas de hábitat abierto (N = 58): $0.5896JD - 0.2749IWA + 0.2866LM_3 + 0.5024BL + 0.5071WM_3 + 1.5150SB - 0.4312$, $r^2 = 0{,}970$.

Categorías tróficas de hábitat abierto (N = 52): $1.7542SC + 0.5300LM_3 + 0.6688LM_{12} - 1.0351$, $r^2 = 0{,}974$.

Pacedores (N = 28): $1.3207\ PAW + 0.5633\ SB + 0.6992\ BL + 0.5326\ LM_3 - 0.4954$, $r^2 = 0{,}974$.

Ramoneadores y frugívoros (N = 32): $0.7436JMB - 0.3433JD + 2.2870SC - 2.1795$, $r^2 = 0{,}977$.

Los valores promedio de masa corporal inferidos para las especies fósiles con los algoritmos más apropiados en cada caso son los siguientes: 270 kg para *D. leidyanus*, 25 kg en el caso de *S. hitchcocki* y 35 kg para *A. scotti.*

Referencias

Damuth, J. y MacFadden, B.J. (eds.) 1990. *Body size in Mammalian Paleobiology: Estimation and Biological Implications.* Cambridge University Press, Cambridge.

Mendoza, M., Janis, C.M. y Palmqvist, P. 2002. Characterising complex craniodental patterns related to feeding behaviour in ungulates: a multivariate approach. *Journal of Zoology,* **256,** en prensa.

Algoritmos para la caracterización ecomorfológica del género de vida de los bóvidos (Mammalia, Artiodactyla) y sus posibilidades en paleoautoecología

Mendoza, M. [1], Janis, C.J. [2] y Palmqvist, P. [1]

(3) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071-Málaga, Spain. E-mail: lolo@cica.es, Paul.Palmqvist@uma.es

(4) Department of Ecology and Evolutionary Biology, Box G-B207. Brown University, Providence, RI 0291, USA. E-mail: Christine_Janis@brown.edu

Introducción

Con 140 especies distribuidas en 49 géneros, que cubren un rango de tamaños corporales de casi tres órdenes de magnitud, los bóvidos son el grupo más diverso de ungulados desde el Neógeno, momento en el que experimentan una importante radiación adaptativa como respuesta a los cambios en la vegetación. En la actualidad, esta familia ocupa una amplia variedad de ambientes, mostrando diversas adaptaciones tróficas (Spencer, 1995). Diversos estudios ecomorfológicos (Mendoza *et al.,* 2002) han puesto de manifiesto aspectos de la morfología craneodental de los ungulados que permiten caracterizar sus adaptaciones tróficas. En ninguno de ellos, sin embargo, se aborda de manera simultánea una caracterización métrica de la arquitectura craneana y postcraneal, siguiendo un enfoque multivariante. En este trabajo se analizan, con ayuda del análisis canónico discriminante, las adaptaciones de los bóvidos a distintos tipos de alimentación y hábitat.

Material y métodos

Los patrones craneodentales se evaluaron usando 22 variables métricas en 66 especies modernas, incluidas en la base de datos recopilada para el conjunto de los ungulados por Mendoza *et al.* (2002). Las especies se clasificaron en las siguientes categorías: hábitat abierto ($N = 44$) *vs.* cerrado ($N = 22$), pacedores indiferenciados (especies que consumen >75% de hierba a lo largo del año; $N = 13$), pacedores de hierba fresca ($N = 5$), comedores mixtos (25%-75% de hierba), tanto de ambiente abierto ($N = 25$) como cerrado ($N = 6$), ramoneadores de hojas (<25% de pasto; $N = 11$) y frugívoros (>50% de fruta; $N = 4$). Los patrones métricos que caracterizan cada grupo se establecieron mediante análisis canónico discriminante en comparaciones dos a dos, usando un método de selección de variables craneodentales. Las funciones cuadráticas discriminantes se presentan en tablas, en las que se incluyen sus valores propios, la correlación canónica, los valores de la chi-dos y del estadístico lamda de Wilks, los centroides de los grupos comparados y la distancia de Mahalanobis entre los mismos, y el valor del estadístico F para evaluar su significación.

El análisis de las adaptaciones morfológicas relacionadas con el tipo de hábitat se efectuó, usando la misma metodología, con 43 medidas del esqueleto postcraneal en 70 especies tomadas de Scott (1985), que se clasificaron según habiten en espacios abiertos ($N = 47$), bosque ($N = 12$) y zonas montañosas ($N = 11$).

Finalmente, se utilizó el método de la regresión múltiple para identificar aquellas combinaciones de variables craneodentales y postcraneales que se encuentran mejor

correlacionadas con el tamaño corporal de los bóvidos modernos, a efectos de obtener algoritmos que permitan inferir la masa de las especies pretéritas.

Resultados y discusión

Adaptaciones tróficas.- La primera pareja de grupos comparados comprende las especies de medios abiertos (pacedores y comedores mixtos) frente a las de medios arbolados (comedores mixtos y ramoneadores). Los algoritmos permiten reclasificar correctamente entre un 86,4% y un 93,9% de las especies. Estos porcentajes son igualados, e incluso mejorados, por las funciones discriminantes obtenidas para las restantes comparaciones de grupos, establecidas según los tipos tróficos que se encuentran ya en un mismo medio, en las que se alcanza a veces el 100% de reclasificaciones correctas. Destacan en particular el algoritmo que permite discriminar a los pacedores de hierba fresca del resto de pacedores, así como el que compara frugívoros y ramoneadores.

Tipo de habitat.- La función que permite discriminar simultáneamente los tres tipos de hábitat reclasifica correctamente un 98,6% de las especies de bóvidos modernos, aunque incluye un número relativamente alto de variables. Una alternativa razonable es aquella otra que emplea sólo las dimensiones máximas de los tres huesos largos de la extremidad posterior (esto es, la longitud del femur, de la tibia y del metacarpo), la cual consigue un 87,1% de reclasificaciones. Finalmente, y a efectos de permitir la aplicación de los algoritmos a las especies fósiles (cuyo registro del esqueleto postcraneal es normalmente desigual, viniendo condicionado por la intervención de diversos factores bióticos y abióticos; ver revisión en Palmqvist y Arribas, 2001), se obtuvieron distintas funciones que incluyen exclusivamente variables de cada elemento; los porcentajes de reclasificaciones correctas obtenidos con ellas fluctúan entre el 77,1% en el caso del fémur y el 94.3% en el de la tibia, resultados que contrastan con los ofrecidos por Kappelman *et al.* (1997), quienes evaluaron al fémur como el elemento más adecuado para la retrodicción del tipo de hábitat en los bóvidos del Plio-Pleistoceno.

Masa corporal.- Las funciones de regresión múltiple se obtuvieron utilizando el método *forward* para la inclusión de variables. Su capacidad predictiva se contrastó con las estimaciones obtenidas para diversas especies no utilizadas en el ajuste; el porcentaje medio de error de las determinaciones obtenidas para ellas fluctúa entre el 17% y el 49%. La mejor función es aquella que combina sólo dos variables, una craneodental (la altura máxima del hueso occipital) y otra postcraneal (la anchura transversal de la epífisis proximal del radio).

Referencias

Kappelman, J., Plummer, T., Bishop, L., Duncan, A. & Appleton, S. 1997. Bovids as indicators of Plio-Pleistocene paleoenvironments in East Africa. *Journal of Human Evolution,* 32, 226-256.

Mendoza, M, Janis, C.M. y Palmqvist, P. (2002). Characterising complex craniodental patterns related to feeding behavior in ungulates: a multivariate approach. *Journal of Zoology (London),* **256,** en prensa.

Palmqvist, P. y Arribas, A. 2001. Taphonomic decoding of the paleobiological information locked in a lower Pleistocene assemblage of large mammals. *Paleobiology,* **27,** 512-530.

Scott, K.M. 1985. Allometric trends and locomotor adaptations in the Bovidae. *Bulletin of the American Museum of Natural History,* **179,** 197-288.

Spencer, L.M. 1995. Morphological correlates of dietary resource partitioning in the African Bovidae. *Journal of Mammalogy,* **76,** 448-471.

PRECISIONES CRONOESTRATIGRÁFICAS SOBRE EL MASTODONTE DE CASTROVERDE DE CAMPOS (ZAMORA)

Mazo Pérez, A. V.[1] y Jordá Pardo, J. F. [2]

Dpto. de Paleobiología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. C.S.I.C. C/ José Gutierérrez Abascal, 2. 28006 Madrid (España). Correo electrónico: mcam611@mncn.csic.es

[1] Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. U.A.M.Ctra. de Colmenar, km 15. 28049 Madrid (España). Correo electrónico: jorda-sm@teleline.es

1. Introducción

Formando parte de la colección del Museo Nacional de Ciencias Naturales se encuentran unos molares recogidos por Corral en 1913 en Castroverde de Campos (Zamora) adscritos por este autor (Corral, 1917) a *Trilophodon angustidens*. En esa publicación se indica que los citados restos proceden del paraje conocido como "Las Fontanicas" y que fueron encontrados en arcillas silíceas del tramo medio del Mioceno. Estas piezas figuran también en Hernández Pacheco (1930), quien erróneamente sitúa Castroverde de Campos en la provincia de Valladolid, y en Mazo (1977) que las estudia de nuevo e identifica como *Gomphotherium angustidens* CUVIER. No obstante la presencia de estos fósiles no aparece reflejada en la cartografía geológica de la zona (I.G.M.E., 1981). Este hecho nos indujo a tratar de contextualizar estratigráficamente con mayor precisión el lugar donde aparecieron los citados fósiles, incluyendo este trabajo en el marco de las investigaciones que venimos desarrollando desde 1994 en el Mioceno medio del sector central de la Cuenca del Duero (Mazo y Jorda, 1997).

2. El material paleontológico y su contexto estratigráfico

Los dientes de Castroverde de Campos son dos segundos molares inferiores (M_2) siglados MNCN 40422 y 40423, un segundo molar superior (M^2) siglado como MNCN 40424, y un tercer molar superior (M^3) siglado como MNCN 40425. Pertenecen a un mismo individuo adulto pero no viejo, ya que los M_2 y M^3 forman una unidad funcional masticatoria. Los segundos molares tienen desgaste fuerte pero evidencian tres colinas. El tercer molar, con abrasión media, tiene cuatro colinas y talón. La trilofodoncia de los molares intermedios, la morfología simple y las medidas corroboran su identificación como *G. angustidens* CUVIER.

Una vez localizado el paraje denominado "Las Fontanicas", lo situamos geológicamente y recorrimos la zona con el fin de realizar una estratigrafía detallada, utilizando como datos de partida los proporcionados por la cartografía geológica existente (I.G.M.E., 1981). El citado paraje se encuentra situado sobre unas arcillas arenosas en la parte media de la "unidad" Tierra de Campos (Hernández Pacheco, 1915) del Mioceno medio del la Cuenca del Duero, como acertadamente había indicado Corral (1917).

Una mayor precisión cronoestratigráfica la aportan los restos de *G. angustidens* CUVIER, taxón que se conoce en España y resto de Europa desde el Aragoniense inicial (biozona MN4 de MEIN, 1975, 1990) hasta el Aragoniense superior (parte inferior de la biozona MN7/8) (Mazo, 1977, 1996). Esta distribución es diferente en Europa central ya que en Alemania se conoce en la localidad vallesiense de Eppelsheim (Lehmann, 1950; Tobien, 1980). La figura 1 muestra la distribución de los molares definitivos de los *G. angustidens* españoles conforme a la longitud y anchura y la posición de los dientes de Castroverde de Campos en este contexto. La posición de las piezas de Castroverde de Campos respecto a las correspondientes a las localidades de la figura, sugiere que este yacimiento pertenece al

Aragoniense medio, posiblemente a la zona MN5. Una futura toma de muestras en "Las Fontanicas" para realizar análisis de microfauna (roedores) permitirá la contrastación de lo hasta aquí expuesto.

Referencias

Corral, A. (1917): Restos de dinoterio y de mastodonte en el mioceno de Valladolid. *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. Congreso de Valladolid*, tomo VI, sección IV: 61-66.

Hernández Pacheco, E. (1915): Geología y Paleontología del Mioceno de palencia. *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, memoria nº 5.

Hernández Pacheco, E. (1930): Fisiografía, geología y paleontología del territorio de Valladolid. *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, memoria nº 37: 102-198.

I.G.M.E. (1981): Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. 309 (14-13) Villalpando. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Lehmann, U. (1950): Ubre Mastodontenreste in der Bayerischen Saatssammlung in München. *Palaeontographica*, 99 (A): 121-228.

Mazo, A. V. (1977): *Revisión de los mastodontes de España*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 420 pp.

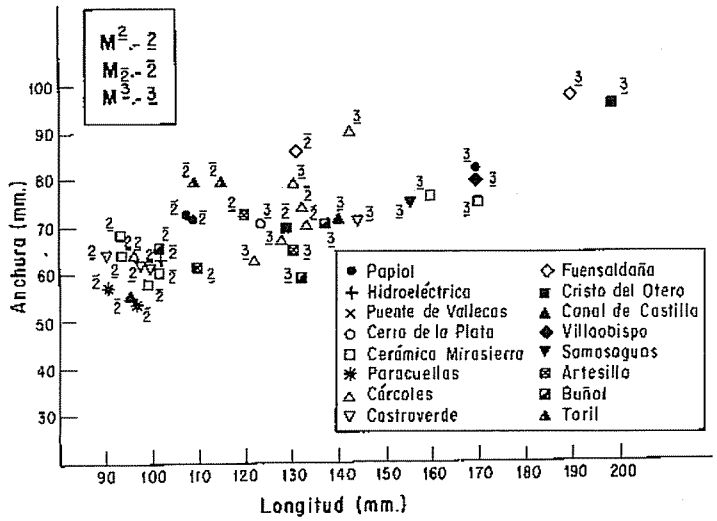
Mazo, A.V. (1996): Gomphotheres and mammutids from the Iberian Peninsula. In: J. Shoshani and P. Tassy (Eds.), *The Proboscidea, Evolution and Palaeoecology of elephants an their relatives*. Oxford Science Publications. Oxford Universiti Press: 136-142.

Mazo Pérez, 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.

Mein, P. (1975): Resultats du Groupe de Travail des Vertebrés. In: J. Senes (ed.), *Abstracts of VI Congress of Regional Commitee of Mediterranean Neogene Stratigraphy*: 78-81. VEDA, Publishing House of the Slovack Academy of Sciences. Bratislava.

Mein, P. (1990): Updating of NM zones. In: E.H. Lindasay, V. Falhlbusch and P. Mein, *European Neogene mammal chronology*: 73-90. Plenum, New York.

Tobien, H. (1980): A note of the mastodont taxa (Proboscidea, Mammalia) of the "Dinotheriensande" (Upper Miocene, Rhinhessen, Federal Republic of Germany). *Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen*, 9: 187-201.



BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS CONTINENTALES DEL PLIOCENO DEL SECTOR DEL TOLLO DE CHICLANA (DEPRESIÓN DE GUADIX, GRANADA)

Minwer-Barakat R., García-Alix A., Martín Suárez E. & Freudenthal M.

Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada

La depresión de Guadix es una cuenca intramontañosa situada en el sector central de las Cordilleras Béticas, en la parte septentrional de la provincia de Granada. Esta cuenca se establece como tal en el Mioceno superior, después de los principales movimientos tectónicos que formaron las grandes estructuras del orógeno bético. La sedimentación en la cuenca comenzó en el Tortoniense, tras el cierre parcial del Estrecho Norbético, antiguo paso marino entre el Mediterráneo y el Atlántico al norte de la cordillera. El relleno de la cuenca puede dividirse en dos etapas: una fase de sedimentación marina, que termina en el Tortoniense final, y una fase de sedimentación continental que dura hasta el Pleistoceno superior, momento en el que se produce la colmatación de la cuenca, coincidiendo con el fin del estadio de relleno endorreico. Desde entonces, toda el área ocupada por la depresión ha sido capturada por la red de drenaje del río Guadalquivir, pasando a ser un dominio erosional.

La sedimentación durante la etapa continental viene marcada por la interrelación entre varios sistemas deposicionales: un sistema de drenaje longitudinal, sobre el que se superponen áreas de sedimentación lacustre, y dos sistemas de drenaje transversales. En los depósitos palustres y lacustres someros asociados a estos sistemas de drenaje, y también en las facies fluviales más distales, es posible encontrar restos de micromamíferos que permiten datar estos materiales.

La secuencia del Tollo de Chiclana se sitúa en la parte central de la depresión, en los depósitos continentales del Plioceno que afloran entre las poblaciones de Gorafe y Cuevas del Campo. En esta zona, donde las facies más distales de los dos sistemas transversales entran en contacto con los sistemas longitudinal y lacustre, se han detectado seis yacimientos con abundantes restos de micromamíferos fósiles, dispuestos en superposición estratigráfica. De más antiguo a más moderno, estos yacimientos son: Tollo de Chiclana 1, 1B, 3, 13, 10 y 10B; los dos últimos son estratigráficamente equivalentes. Sus catálogos faunísticos son los que se detallan a continuación:

Tollo de Chiclana-1: ***Stephanomys donnezani, Castillomys crusafonti, Apodemus atavus, Paraethomys meini, Dolomys adroveri, Eliomys intermedius,*** **Soricidae indet. y Talpidae indet.**

Tollo de Chiclana-1B: ***Stephanomys donnezani, Castillomys crusafonti, Apodemus atavus, Occitanomys brailloni, Raghapodemus frequens, Mimomys stehlini, Blancomys meini, Trilophomys vandeweerdi, Pliopetaurista pliocaenica, Eliomys intermedius, E. truci,*** **Soricidae indet. y Talpidae indet.**

Tollo de Chiclana-3: ***Stephanomys thaleri, S. minor, Castillomys crusafonti, Apodemus atavus, Mimomys minor, Kislangia ischus, Eliomys intermedius,*** **Soricidae indet. y Talpidae indet.**

Tollo de Chiclana-13: ***Stephanomys thaleri, S. minor, Castillomys crusafonti, Apodemus atavus, Micromys praeminutus, Mimomys minor, Eliomys truci*** **y Talpidae indet.**

Tollo de Chiclana-10: *Stephanomys balcellsi, Castillomys rivas, Mimomys medasensis,* Soricidae indet. y Talpidae indet.

Tollo de Chiclana-10B: ***Stephanomys balcellsi, Castillomys rivas, Micromys praeminutus, Mimomys medasensis,*** **Soricidae indet. y Talpidae indet.**

El estudio de los roedores presentes en cada yacimiento ha permitido la determinación de su edad y de la correspondencia temporal con yacimientos de otras cuencas. Las asociaciones más antiguas, TCH-1 y 1B, corresponden al Plioceno inicial más tardío (unidad MN15 de Mein). Las intermedias, TCH-3 y 13, pertenecen a la unidad MN16 y las más recientes, TCH-10 y 10B, se correlacionan bien con el Plioceno final (MN17)

En el panel se muestran las columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio, la posición de los yacimientos, la distribución vertical de los distintos taxones identificados en cada uno de ellos y las correlaciones bioestratigráficas.

ESTRATIGRAFÍA INTEGRADA Y CRONOESTRATIGRAFÍA DEL TRÁNSITO YPRESIENSE-LUTECIENSE EN EL CORTE DE FORTUNA (REGIÓN DE MURCIA)

Molina, E.[1], Gonzalvo, C.[1], Ortiz, S.[1], Schmitz, B.[2] y Von Salis, K.[3]

1.- Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. E-50009 Zaragoza.
2.- Marine Geology. Earth Sciences Centre. SE-40530 Goteborg.
3.- Geological Institute. ETH Zentrum. CH-8092 Zürich.

El corte de Fortuna está situado en las Cordilleras Béticas, concretamente en el Prebético Meridional que presenta una facies de transición entre el Subbético Externo y el Prebético Interno. Se localiza al norte del pueblo de Fortuna (Región de Murcia) y está levantado en el cierre periclinal del anticlinal de La Garapacha (Gonzalvo *et al.* 2000). Dada su buena exposición ha permitido muestrear detalladamente el tránsito Ypresiense-Luteciense y resulta ser uno de los mejores cortes, conocidos hasta el momento, para la definición del estratotipo del límite Ypresiense/Luteciense.

Los foraminíferos planctónicos son abundantes y están relativamente bien conservados. Han permitido reconocer la biozonación de Gonzalvo y Molina (1998): Zona de *Acaninina pentacamerata* (Subzona de *Subbotina boweri* y Subzona de *Truncorotaloides praetopilensis*), Zona de *Hantkenina nuttalli* (Subzona de *Hantkenina nuttalli* y Subzona de *Globigerapsis subconglobata*) y Zona de *Globigerapsis kugleri* (Subzona de *Globigerapsis kugleri*). El relevo faunístico mayor se produce en la base de la Subzona de *Hantkenina nuttalli*, donde aparecen varias especies simultáneamente en coincidencia con la aparición del género *Hantkenina*. El incremento en el número de especies supone alrededor del 35 % de nuevas especies aparecidas a partir de la evolución de *Hantkenina*. Este género ha sido utilizado para marcar el límite Ypresiense/Luteciense, ya que su aparición parece coincidir con la base del piso Luteciense (Molina *et al.* 2000) y con la base de la Zona P10 de Berggren *et al*, (1995).

Los pequeños foraminíferos bentónicos están bastante diversificados y se encuentran en porcentajes, en relación a los foraminíferos planctónicos, que varían del 5 al 35%, indicando un paleoambiente de plataforma externa o talud superior. Los porcentajes más bajos se encuentran en la Zona de *Hantkenina nuttalli*, en coincidencia con los valores más altos de los isótopos del $\partial^{13}C$.

El nanoplancton calcáreo es frecuente, pero hay un alto porcentaje de ejemplares resedimentados alocrónicamente, si bien ha permitido reconocer las biozonas NP14, NP 15 y NP16 de Martini (1971). El marcador zonal de la base de la Zona NP14, *Discoaster sublodoensis*, se ha encontrado desde la base del corte. Los marcadores de la base de la Zona NP15, *Nannotetrina fulgens* y *Rhabdosphaera gladius*, no se han encontrado, por lo que se ha situado aproximadamente por la aparición de *Nannotetrina cristata*, que es una especie próxima a *N. fulgens*. El marcador de la

base de la Zona NP15, *Rhabdolithus gladius*, no se ha encontrado, por lo que se ha utilizado la última aparición de *Sullivania gigas*. Asimismo, se han reconocido las biozonas CP12, CP13 y CP14 de Bukry y Okada (1980), ya que han sido encontradas *Rhabdosphaera inflata*, *Sullivania gigas* and *Reticulofenestra umbilicus*.

Los isótopos estables del $\partial^{13}C$ y $\partial^{18}0$ han sido analizados en el sedimento de las mismas muestras que se han estudiado para los foraminíferos planctónicos y el nanoplancton calcáreo. Los resultados del $\partial^{18}0$ no se consideran fiables dada la alteración diagenética de estos sedimentos. Los resultados del $\partial^{13}C$ se consideran fiables excepto el de la muestra 19,5, situada en el contacto entre las margas y las calizas, cuyo valor es muy bajo y parece ser debido a la alteración diagenética. Los valores del $\partial^{13}C$ se mantienen alrededor de –2 y –3, pero en coincidencia con los porcentajes más bajos de pequeños foraminíferos bentónicos y con la aparición de *Hantkenina* muestran una clara tendencia hacia valores más altos, acercándose a 0.

Esta coincidencia de los máximos valores de los isótopos $\partial^{13}C$ con el evento mayor de los foraminíferos planctónicos, en la base de la Zona de *Hantkenina nuttalli*, podría constituir el nivel litológico más adecuado para definir el estratotipo del límite Ypresiense/Luteciense. En cuyo caso se situaría en la Zona NP14b (=NP12b) de nanoplancton calcáreo, por tanto, en niveles ligeramente más modernos que en la correlación de Berggren *et al.* (1995).

REFERENCIAS

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C. y AUBRY, M.A. (1995): A revised Paleogene geochronology and chronostratigraphy. *In* Berggren, W.A., Kent, D.V. and Hardenbol, J., eds. *Soc. Econ. Geol. Paleont. Spe. Public.* Tulsa, 129-212.

GONZALVO, C. y MOLINA, E. 1998. Planktic foraminiferal biostratigraphy across the Lower-Middle Eocene transition in the Betic Cordillera (Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 11, 671-693.

GONZALVO, C., MANCHEÑO, M.A., MOLINA, E., RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. y ROMERO, G. 2001. El límite Ypresiense/Luteciense en la Región de Murcia (Cordillera Bética, España). *Geogaceta,* 29, 65-68.

MARTINI, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In* Farinacci, A. (Ed.) *Proc. 2nd Plankt. Conf.*, Roma, 2, 739-785.

MOLINA, E. 2000. Integrated biostratigraphy across the Ypresian/Lutetian boundary at Agost, Spain. *Revue Micropaléont.* 43(3), 381-391.

OKADA, H. y BUKRY, D. 1980. Supplementray modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleont.* 5, 321-325.

La biozonation du Domérien du Bassin Lusitanien (Portugal)

Mouterde[1], R., Dommergues[2], J.-L., Meister[3], C. & Rocha[4], R. B.

1 Facultés des Sciences, Univ. Catholique de Lyon, F 69288 Lyon Cédex 02
2 Centre des Sciences de la Terre, Univ. de Bourgogne, F 21000 Dijon
3 Muséum d'Histoire Naturelle de Genève, CH 1211 Genève 6
4 CIGA, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa, P 2829-516 Caparica

Les affleurements du Domérien du Bassin Lusitanien forment une bande d'orientation Nord-Sud, plus ou moins discontinue, depuis le Nord de Coimbra jusqu'à Tomar ainsi qu'une autre de direction Est-Ouest, depuis Coimbra jusqu'à Figueira da Foz. Quelques coupes importantes sont situées près du littoral (São Pedro de Muel, Peniche) ou à l'intérieur (Zambujal de Alcaria).

Les travaux en cours permettent d'affiner la biozonation classique (cf. Mouterde et Rocha, 1988) en mettant en évidence une succession de 11 horizons (Fig 1) aisément corrélables avec ceux donnés par le Groupe Français d'Études du Jurassique (Tabl.III , *in* Dommergues *et al.,* 1997, p.7). Ces précisions nouvelles reposent d'une part sur l'étude de la succession détaillée des *Protogrammoceras*, fournie essentiellement par la coupe de São Pedro de Muel, et d'autre part sur une meilleure connaissance des faunes du Domérien moyen.

La faune est composée à la fois de taxons d'affinités téthysiénnes et de taxons nord-ouest européens. Ces derniers, dominants au Domérien inférieur (jusqu'à la fin de l'horizon à Nitescens), laissent par la suite une place plus importante aux formes téthysiénnes, jusqu'à la fin de l'horizon à *Arieticeras* sp.; les taxons nord-ouest européens sont à nouveau dominants au début du Domérien supérieur (horizon à Solare) mais, au sommet de l'étage, les taxons téthysiens deviennent presque exclusifs.

CARIXIEN
DOMERIEN
TOARCIEN
ETAGE, SOUS-ETAGE
DAVOEI
MARGARITATUS
SPINATUM
TENUICOS.
ZONE
STOKESI
SUBNODOSUS
GIBBOSUS
APYRENUM
HAWSKERENSE = ELISA*
SOUS-ZONE (* = unité méditerranéenne)
Occidentale
Geometri-cum
Nitescens
Celebratum
Depressum
Gloriosus
Ragazzonii
Arieticeras sp.
Solare
Emaciatum*
Elisa*
Horizon (* = unité méditerranéenne)
Triagophylloceras gr. loscombi
Lytoceras sp.
Becheiceras sp.
Cymbites gr. centriglobus
Oistoceras figulinum
Amaltheus bifurcus
Protogrammoceras (Mattei.) occidentale
Lytoceras furcicrenatum
Lytoceras gr. villae
Derolytoceras tortum
Gemmellaroceras sp.
Amaltheus stokesi
Cetonoceras psiloceroides
Protogrammoceras (Mattei.) isseliaides
Protogrammoceras (Mattei.) dilonatum
Protogrammoceras (Mattei.) geometricum
Protogrammoceras paradoxus
Protogrammoceras (Mattei.) nitescens
Protogrammoceras (Mattei.) cf. dilonatum
Protogrammoceras (Proto.) celebratum
Amaltheus subnodosus
Amaltheus margaritatus
"Reynesoceras" sp. (?) gr. mortilleti
Protogrammoceras (Fieldingl.) depressum
Protogrammoceras (Fieldingl.) fieldingi
Amaltheus gloriosus
Amauroceras sp
Reynesoceras acanthoides
Reynesoceras ragazzonii
Pinelites ? sp.
Reynesoceras nov. sp
Arieticeras cf. domarense
Ariet.gr. algovianum - retrorsicosta
Arieticeras gr. amalthei
Pleuroceras solare
Pleuroceras spinatum
Protogrammoceras (Paltarpites) sp.
Hoceratoides grecoi
Hoceratoides gr. naumachensis
Emaciaticeras gr. emaciatum
Neohoceratoides gr. ballinense
Tauroneniceras elisa
Tauroneniceras gr. nerina
Tauroneniceras disputandum (juv.)
Hoceratoides gr. arietisi
Tiltoniceras aff. antiquum
Tauroneniceras gr. mizzetleri
Neohoceratoides aff. hoffmanni
P. (Paltarpites) cf. paltus + sp.juv.
D. (Eodactylites) simplex
D. (Eodactylites) pseudocommune
D. (Eodactylites) polymorphum
= Distribution bien documentée
= Age incertain, la barre grise suggère l'hypothèse la plus probable

Fig. 1

CONSIDERACIONES TAXONÓMICAS SOBRE EL ICNOGÉNERO *PHYCODES*

Muñiz, F[1].; Mayoral, E[1]. y Santos, A[2].

1. Dpto. de Geodinámica y Paleontología y Grupo de Investigación RNM 316 "Tectónica y Paleontología" Univ. de Huelva. Campus del Carmen, 21071 Huelva. gyrolithes@yahoo.es mayoral@uhu.es
2. Centro de Investigaçao Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, P-8000 Faro, Portugal. aasantos@ualg.pt

INTRODUCCIÓN

El icnogénero *Phycodes* se define como un conjunto de madrigueras arracimadas, comprimidas o no en su parte proximal y separadas hacia la distal, que parten de una madriguera principal dando lugar a morfologías que pueden ser flabeladas, falcadas, fasciculadas, palmadas, reniformes o unguiculadas. Las paredes de la madriguera principal y/o de las ramificaciones son lisas o presentan marcas muy finas, en forma de anillos transversales o, con menor frecuencia, longitudinales. La dispersión estratigráfica de *Phycodes* abarca desde el Cámbrico inferior hasta el Plioceno inferior. Este trabajo tiene como objetivos: describir un nuevo material para las facies marinas siliciclásticas de edad Mioceno superior del área de Lepe (Huelva, España), su interpretación etológica y establecer el estado actual de la taxonomía de las icnoespecies de *Phycodes* (Tabla I), incluido el material aquí presentado.

MATERIAL: 22 ejemplares estudiados, conservados como hiporrelieves convexos y/o relieves completos.

Descripción: conjunto de madrigueras dispuestas en abanico (flabelado), en la vertical, que se separan distalmente de una madriguera principal, de manera retrusiva, con un desarrollo ligeramente curvo en planta. Las paredes están ornamentadas por marcas muy pronunciadas, dispuestas mayormente en forma de chevron. Los valores de los parámetros estudiados se muestran en la Tabla I.

Interpretación etológica: *Phycodes* se interpreta como una pista producto de la búsqueda de alimento en el sedimento por anélidos, crustáceos decápodos o pennatuláceos, principalmente de ambientes marinos, a partir de diferentes tipos de estrategias en la construcción sistemática de las ramificaciones, siempre retrusivas, y generalmente desarrolladas en la horizontal. En nuestro material la existencia continua de numerosas marcas de rastrillaje en las paredes, parece indicar una intensa y rápida actividad excavadora por parte de crustáceos decápodos, con fines alimenticios en un sustrato bastante firme. El patrón seguido en la excavación comienza a partir de una madriguera simple, similar a *Spongeliomorpha chevronensis* Muñiz y Mayoral, en forma de U muy amplia. A continuación, el organismo retornaría al punto de origen y excavaría sucesivamente, siempre en la vertical, nuevas madrigueras retrusivas y más cortas. Esta fase da lugar a un *spreiten* en la parte media de la estructura para terminar separándose distalmente, alcanzando así, un área de explotación más amplia. Si comparamos la morfología final y la ornamentación que presentan las madrigueras en nuestros ejemplares, con las icnoespecies aceptadas hasta la fecha (Tabla I) se observan notables diferencias que permitirían establecer una nueva icnoespecie.

Agradecimientos: trabajo financiado por el Grupo de Investigación RNM 316 "Tectónica y Paleontología" de la Junta de Andalucía y por el Proyecto BTE2000-0584.

ICNOESPECIES	EDAD	ORNAMENTACIÓN DE LAS PAREDES	DISPOSICIÓN DE LAS RAMIFICACIONES	OBSERVACIONES
***P.?antecedens* (fig.1)**	Precámbrico	Marcas oblicuas en la madriguera principal	Falcado	Variante de ***Phycodes pedum***
P. auduni (2)	Jurásico inf.	No	Flabelado en la horizontal	
P.bilix (3)	Oligoceno	No	Flabelado en la horizontal	
P. bromleyi (4)	Jurásico inf.	Marcas transversales en forma de anillos	Flabelado en la horizontal	
P.circinatus (5)	Ordovícico	Marcas transversales en forma de anillos	Fasciculado	
P. coronatum (6)	Precámbrico Cámbrico	No	En forma de Corona	Posiblemente sinónimo de ***Lorenzinia*** Gabelli
P. curvipalmatum (7)	Triásico	No	Palmado	
P. flabellus (8)	Ordovícico	Marcas transversales en forma de anillos	Flabelado en la horizontal	Posiblemente sinónimo de ***Arthrophycus*** Hall
P. gregarious	*nomen dubium*			
P. harlani	sinónimo de ***Artrophycus*** Hall			
P.? initium	*nomen nudum*, posiblemente sinónimo de ***P.? antecedens***			
P. noha (9)	Ordovícico inf.	No	Flabelado en la horizontal	
P. palmatus (10)	Cámbrico	Marcas longitudinales	Palmado	
P. pedum (11)	Cámbrico	No	Falcado	Algunos autores la incluyen en ***Trichophycus*** Miller & Dyer o en parte a ***Treptichnus*** Miller
P. reniforme (12)	Ordovícico	No	Reniforme / Flabelado en la horizontal	
P. templus (13)	Devónico inf.	No	Flabelado en la horizontal	
P. ungulatus (14)	Ordovícico	No	Unguiculado	
P. wabanensis (15)	Ordovícico	Marcas transversales	Flabelado en la horizontal	
***P. yichangensis* comb. nov.** (16)	Silúrico	No	En Zigzag con trayectoria espiralada	**Combinación nueva**
***P.* ichnosp. indet.** (en este trabajo) (17)	Mioceno sup.	Marcas en chevron y anillado transversal	Flabelado en la vertical	

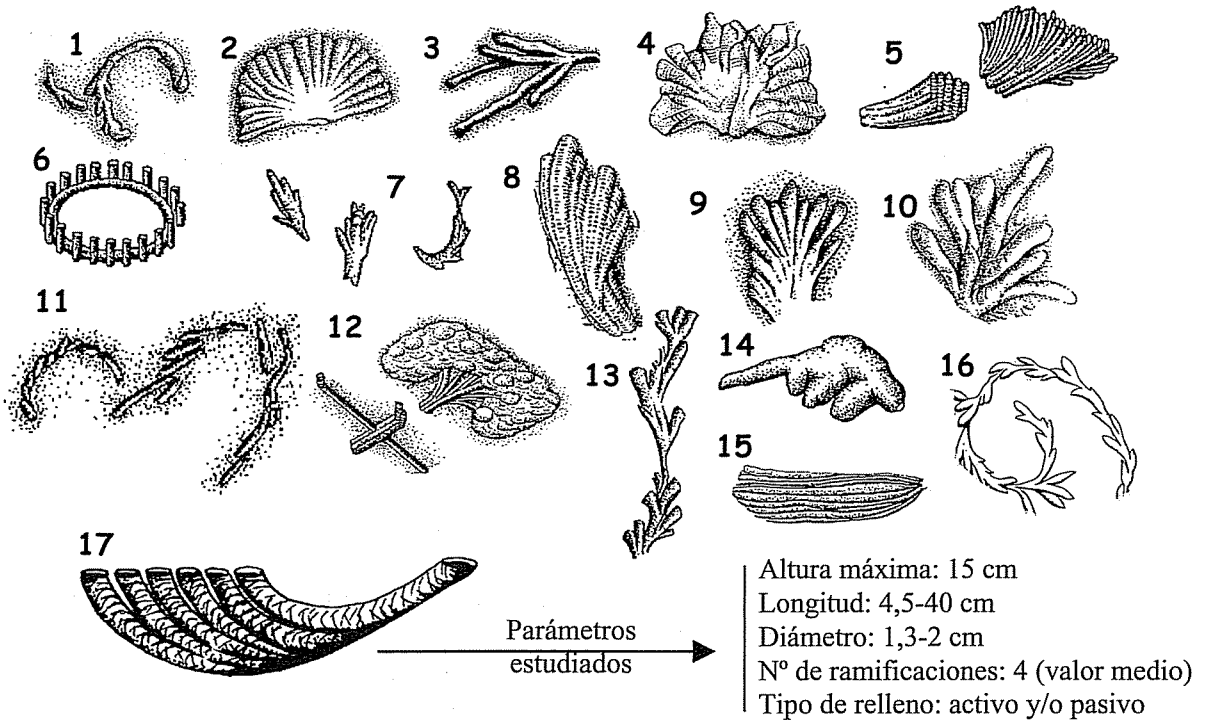


Tabla I: Estado taxonómico y reconstrucciones esquemáticas de las icnoespecies de *Phycodes*. Todas están representadas como hiporrelieves convexos, excepto el esquema 17 que está como vista lateral..

EXCREMENTÁRIO FÓSSIL DE PORTUGAL: SÍNTESE DOS (POUCOS) CASOS CONHECIDOS E ANÁLISE MORFO-ESTRUTURAL DE OCORRÊNCIAS INÉDITAS

NETO DE CARVALHO, C.[1,2,*] & FARINHA, C.[**]

[1] - Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande, P-1700 Lisboa.
[2] - Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, n.º 58, P-1294 Lisboa CODEX.
* E-mail: praedichnia@hotmail.com.
** E-mail: farinha.c@netcabo.pt.

O propósito da presente síntese é o de agrupar, à luz do conhecimento actual, as dispersas referências publicadas sobre fezes fossilizadas identificadas em Portugal, utilizando estas e dados inéditos para salientar as potencialidades da Coprologia em áreas tão diversas quanto a Paleobiologia e a Sedimentologia, para um intervalo temporal entre o Ordovícico e o Holocénico. Procura-se ainda e sempre que possível, por descrição morfológica e co-associação com outras evidências, determinar o *Excudit*, ou seja, a assinatura do escultor (produtor).

O icnogénero *Tomaculum* GROOM, 1902 é geralmente descrito como fiadas ou concentrações nos planos de camada, por vezes decimétricas, de pelóides fecais milimétricos com forma cilíndrica, compostos por material que difere textural e tafonomicamente da matriz em que são encontrados, normalmente silto-argilosa. Em Portugal, este icnogénero foi reconhecido ocasionalmente nas formas *Tomaculum problematicum* e *T.* isp. na Formação Valongo e nas equivalentes laterais Formação Cácemes e Formação Brejo Fundeiro, datadas do Oretaniano inferior e Oretaniano inferior a Dobrotiviano inferior e, ainda, como *Tomaculum* isp. na Formação Fonte da Horta, cuja idade é Dobrotiviano. No restante Paleozóico, o registo coprológico é ausente ou, mais provavelmente, desconhecido.

Os Favreinídeos são um caso clássico entre os microcoprólitos, tendo sido descritos em Portugal com alguma frequência e sob diversas designações icnogenéricas, na região de Sintra e Alenquer, em formações datadas do Kimeridgiano-Valanginiano basal. Tratam-se de pelóides fecais compostos por arranjos de canais idênticos àqueles observados actualmente nos produtos de excreção dos anomurídeos. Se, neste caso, o *excudit* é conhecido em traços gerais, a ocorrência deste grupo com outras evidências directas e indirectas do produtor permite pormenorizar condicionalismos ecológicos no quadro da evolução dos paleoambientes deposicionais durante a principal etapa de *rifting* ocorrida na Bacia Lusitânica.
Os coprólitos de vertebrados são particularmente abundantes nas unidades detríticas da Formação Lourinhã, não obstante a sua distribuição pontual em massas isoladas. Até ao presente trabalho, nenhuma análise destas inúmeras ocorrências tinha sido publicada. Os morfotipos de vertebrados descobertos não têm características distintivas que os associem a um *excudit* em particular. Não obstante o facto, apresentam na sua morfologia indícios que permitem precisar as condições ambientais contemporâneas e subsequentes à sua deposição.
Recentemente foram descritas evidências inequívocas dos primeiros grupos florísticos divergentes na filogenia das angiospérmicas, provenientes de lentículas argilíticas inseridas nas unidades areníticas, fluviais, de Nazaré e de Cós-Juncal

(Barremiano-Aptiano). Foram observados agregados polínicos monospecíficos de Cabombaceae macerados, sendo estes interpretados como produtos de excreção de Diptera. Anteriores evidências de interacção insectos-angiospérmicas, desde as primeiras fases de radiação deste imenso grupo botânico, eram exclusivamente de natureza morfo-funcional dos constituintes da flor.

No nível 10a da unidade "Grés com Dinossáurios" (Barremiano inferior) foram recuperados dois coprólitos em lentícula de argilitos negros com restos de vegetais incarbonizados e pirite disseminada. O *excudit* dos dejectos seria um animal carnívoro, possivelmente um dinossáurio terópode, atendendo à forma, dimensão, consistência e composição dos coprólitos, assim como ao paleoambiente deposicional. Os megalossaurídeos são o único grupo de terópodes cujos restos osteológicos foram encontrados nestas formações. Se a ausência de resíduos dietários for sintomática de uma digestão praticada com baixa actividade enzimática, à base de ácido hidroclorídrico e não de uma alteração diagenética significativa, não se deve pôr de parte a hipótese de um crocodiliano como produtor.

A sequência de Picotinhos (Fanhões, Loures) insere-se na parte inferior das unidades margino-marinhas do Cenomaniano médio da formação Cacém. No que diz respeito aos coprólitos, observam-se dois morfotipos: os microcoprólitos helicoidais, anfipolares dextrógiros, com um pólo arredondado e o outro truncado, característicos dos intestinos valvulares espiralados de Elasmobrânquios e Agnathas; os coprólitos cilíndricos a elipsoidais, heteropolares (achatado e fusiforme), por vezes com vincos longitudinais, marcas da libertação de gases e inclusões indeterminadas de teleósteos, de génese incerta. A fauna recuperada de vertebrados marinhos é claramente dominada por elasmobrânquios litorais, com particular destaque para os rajiformes, não existindo qualquer espécie atribuível aos Agnathas. O segundo morfotipo já era conhecido anteriormente na formação Cacém e no Cenomaniano superior de Barcarena e de Laveiras, apresentando inclusões de pequenas vértebras e ossos cefálicos de *Clupavus*.

O estudo de excrementos fossilizados nas formações cenozóicas portuguesas remete-se quase exclusivamente a referências pleistocénicas sobre estudos arqueológicos elaborados em grutas. Não obstante, deve salientar-se a existência nas colecções do Museu Geológico do Instituto Geológico e Mineiro de numerosos coprólitos recolhidos nas formações continentais do Miocénico de Lisboa. Embora estes sejam atribuídos aos processos digestivos de Mastodontes, não são citadas referências bibliográficas de análise descritiva nem parece terem sido figuradas alguma vez. No que diz respeito ao *Antropozóico*, são conhecidas algumas observações em grutas de restos de hienídeos associados aos seus coprólitos e a restos osteológicos de cabras e cervídeos, permitindo interpretar o espaço como um covil de hienas. Porém, o potencial da coprologia nas reconstituições ecológicas em Arqueologia pode ser evidenciado no exemplo da recente e importante descoberta da sepultura de criança Gravettiana (23900-24900 anos a. p.), o primeiro enterramento paleolítico encontrado na Península Ibérica. Os sedimentos escavados imediatamente abaixo do nível do esqueleto apresentavam abundantes coprólitos de canídeos associados a ossos de equídeos e cervídeos com marcas do aparato bocal destes carnívoros. Estes factos associados e outros permitiram demonstrar que parte do abrigo de Lagar Velho funcionou como um covil de lobo até ao evento de enterramento, havendo uma intencionalidade explícita de separar o nicho sepulcral do espaço domiciliário.

LOS *ZOOPHYCOS* DEL BAJOCIENCE-BATHONIENSE DE LA PRAIA DA MARETA (ALGARVE, PORTUGAL): ARQUITECTURA Y FINALIDADES EN RÉGIMEN DE DOMINANCIA ECOLÓGICA

C. Neto de Carvalho[1,2] & N.P.C. Rodrigues[2,3]

[1] Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5º piso, Campo Grande, P-1700 Lisboa, Portugal. *E-mail*: praedichnia@hotmail.com.
[2] Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal. .
[3] Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-U.C.M.), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España. *E-mail*: nuno.carla@teleline.es.

El icnogénero *Zoophycos* MASSALONGO, 1855 es conocido en Portugal desde los trabajos de Paul Choffat, publicados en 1880, bajo las designaciones de *Cancellophycus*, *Taonurus* y *Alectorurus*. Presenta una distribución estratigráfica que se extiende, en el territorio portugués, desde el Arenig superior hasta la Actualidad, siendo muy frecuente en las secuencias calciturbidíticas del Toarciense al Calloviense de las cuencas Lusitánica y del Algarve. Aunque se estén construyendo, en este preciso momento, estructuras de este tipo en la rampa continental paralela a la costa portuguesa, su productor vermiforme continúa siendo, hoy en día, una de las mayores incógnitas de la Icnología. Siguiendo la evolución histórica del conocimiento paleoicnológico global, los *Zoophycos* identificados en Portugal han sido descritos como algas, Problematica, talos de algas, marcas de agitación de algas o de coralarios y, sólo recientemente, como producto de la actividad paleobiológica de animales. Sin embargo, son raros los trabajos que abordan estos icnofósiles y normalmente lo hacen con un carácter esencialmente sedimentológico.

El presente estudio de funcionalidad y ecología se basa en los magníficos ejemplos de icnocenosis de *Zoophycos* que se encuentran en superficies de omisión a lo largo de la unidad "Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* da Praia da Mareta", que aflora en los acantilados de Sagres (Algarve). Esta secuencia, con 25m de espesor, datada del Bajociense superior-Bathoniense inferior, está dominada por litofacies de calizas margosas (bio)detríticas en bancos decimétricos, con niveles margoarcillosos, a veces muy bioturbados, alternando con olistostromas. Las dos comunidades densas de *Zoophycos* estudiadas (densidades de 46 y 112 estructuras en $10m^2$, con un índice de bioturbación entre 4 y 5; Fig. 1A) aparecen en niveles decimétricos de biopelmicrita wackestone. Son estructuras en *full relief*, protrusivas. La forma de los *Zoophycos* compuestos de la Praia da Mareta se puede explicar por un *multi-spreite* helicoide con espiral logarítmica, constituido por láminas de galerías en U, del tipo *Rhizocorallium*, desarrolladas oblicuamente y de modo centrípeto a partir de un "cuello" axial. El "cuello" corresponde a las varias terminaciones de las galerías en U, dirigidas bruscamente hacia la interfase agua-sedimento. Esto significa que los *Zoophycos* de la Praia da Mareta ocuparon un *tier* relativamente superficial. El grado de preservación de esta estructura habría estado condicionado por acción erosiva sobre el fondo. Las galerías en U van aumentando de área según se produce el desplazamiento perpendicular al "cuello". No se han observado galerías marginales.

Las láminas pueden tener más de 40cm de diámetro y se han contabilizado hasta 35 giros en la helicoidal (Fig. 1B). A veces, el margen de las láminas es lobulado (prospección en sustrato desocupado). Las lamelas de *spreite* están constituidas por sedimento micrítico, muy pobre en componentes, lo que indica una actividad en *strip-mining* por un productor vermiforme detritívoro durante un largo intervalo de tiempo, en el cual no hubo crecimiento del organismo. Son estructuras *fodinichnia* complejas, muy eficientes cubriendo el volumen de sedimento disponible.

Las facies margocalcáreas del tipo *offshore* distal con *Zoophycos* son muy abundantes en el Bajociense-Bathoniense de Portugal, España y Francia. El *ichnoguild* de *Zoophycos-Chondrites*, como expresión distal de la icnofacies de *Glossifungites*, domina las facies de frente arrecifal/rampa homoclinal externa de las cuencas Lusitánica y del Algarve. En los niveles estudiados, los productores de *Zoophycos* presentan cosmopolitismo, ciertamente asociado a ecotipos caracterizados por un ambiente intersticial disóxico, a veces microreductor, y un sustrato del tipo *firmground*, con concentraciones orgánicas enriquecidas por acción bacteriana. No tienen características bióticas o ambientales de icnocenosis oportunistas (icnocenosis post-omisión, con obliteración de icnocenosis previas, ocupando estratégicamente la totalidad de un ecospacio rico en nutrientes y con bajos índices de competencia).

Las comunidades clímax de *Zoophycos* tienden a poseer antisimetría ecofenotípica del enrollamiento (proporción de 50:50 para enrollamientos dextrógiros y levógiros evita la yuxtaposición). En los ejemplos de la Praia da Mareta, la aproximación a los límites de tolerancia de los productores de *Zoophycos*, por aumento de la anoxia y/o anulación del ecoespacio por exceso poblacional (interdigitaciones, colisión e yuxtaposiciones entre estructuras; Fig. 1A), habría llevado al desarrollo hermético de asimetría direccional (proporción entre *Zoophycos* dextrógiros y levógiros es de 3:1; $P < 0.002$; $n = 32$), en este caso sin significado adaptativo.

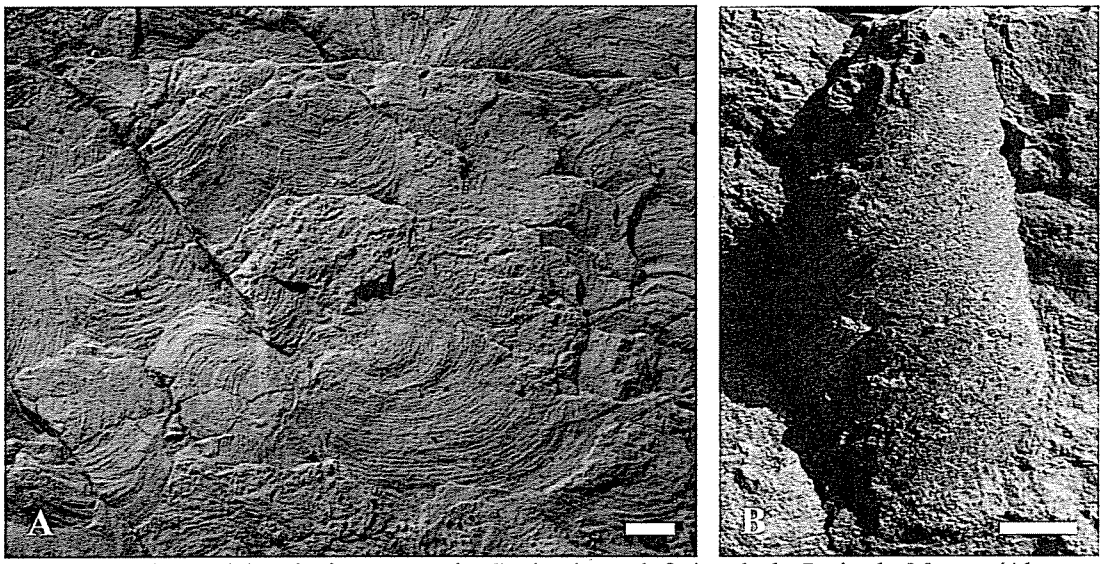


Fig. 1. *Zoophycos* del Bajociense superior-Bathoniense inferior de la Praia da Mareta (Algarve, Portugal). A - Icnocenosis densa de *Zoophycos* asociada a una superficie de omisión, con preservación de las lamelas secundarias (sintomático de la presencia de un *firmground*) e yuxtaposición de estructuras en un ecoespacio totalmente ocupado. B - Exploración en profundidad de los recursos tróficos por el patrón de comportamiento de *Zoophycos*, cuya estructura helicoidal cilíndrica presenta, aproximadamente, 35 giros. Escala = 5cm.

DIFERENCIAÇÃO DAS ICNOESPÉCIES E VARIANTES DE *ARTHROPHYCUS* E SUA UTILIZAÇÃO PROBLEMÁTICA EM ICNOSTRATIGRAFIA: HOMOPLASIAS COMPORTAMENTAIS DE ANELÍDEOS E ARTRÓPODES

NETO DE CARVALHO, C.[1], FERNANDES, A. C. S.[2] & BORGHI, L.[3]

[1] Centro de Geologia, Fac. de Ciências da Univ. de Lisboa; Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural. E-mail: praedichnia@hotmail.com.
[2] Museu Nacional, Univ. Federal do Rio de Janeiro e Faculdade de Geologia, Univ. do Estado do Rio de Janeiro. E-mail: fernande@acd.ufrj.br e fernande@uerj.br.
[3] Instituto de Geociências, Univ. Federal do Rio de Janeiro. E-mail: lborghi@igeo.ufrj.br e lborghi@ccard.com.br.

O icnogénero *Arthrophycus* (HARLAN) é conhecido em Portugal desde os trabalhos pioneiros de Nery Delgado, datados de 1884. Até recentemente, este icnogénero era considerado monoicnoespecífico (*A. alleghaniensis*), sendo frequente nas formações siliciclásticas cambrico-devónicas da Laurentia e Gondwana. SEILACHER (2000) subdividiu o icnogénero na icnoespécie-tipo *A. alleghaniensis,* em *A. linearis* e *A. lateralis* nov. ispp.. Quanto à primeira icnoespécie considerou-a como indicador biostratigráfico do Silúrico inferior (E.U.A., Argentina, Norte de África). A nova icnoespécie *A. linearis* foi subdividida nas isubpp. *A. linearis protrusiva*, indicadora do Ordovícico superior e observada no Benin e na Jordânia, e *A. linearis retrusiva*, própria do Ordovícico inferior (Libia e Argélia) ao Silúrico inferior (E.U.A. e Argentina); *A. lateralis* foi apenas observada no Silúrico inferior da Líbia. Este modelo icnostratigráfico está a ser utilizado com sucesso nas formações das bacias do Paraná e Amazonas, Brasil (FERNANDES *et al.* 2001). No entanto, o estudo da Formação do Quartzito Armoricano em Portugal, datada do Arenigiano *s.l.*-Oretaniano pela ocorrência de palinomorfos, da associação do grupo *C. rugosa* com *C. rouaulti,* bem como pelas macroassociações (graptólitos e trilobites) que ocorrem na base da formação xistenta imediatamente sobrejacente, verificou a ocorrência, por vezes com índices de bioturbação ≥ 4, de *A. alleghaniensis* (*e.g.,* Vila de Rei, Mação, Sardoal) e de *A. linearis* (*e.g.,* Penedos de Góis, Mação, Vila Velha de Ródão) em fácies argilo-psamíticas do tipo *offshore* nerítico. *Arthrophycus alleghaniensis* é formada por um aglomerado de galerias fasciculares retrusivas dispostas em U ou J, com ramificação a partir de um ponto comum menos profundo, divergentes em leque profundo ou curvando num arco mais ou menos amplo (variante denominada de *A. lateralis*; Fig. 1A); as galerias possuem secção sub-circular, com um bandado anelar transverso e regular ao longo do seu comprimento, apresentando 4 anelações/cm. A base das galerias é aplanada. As anelações transversas são oblíquas nas paredes verticais da galeria (*backfill* lateral), podendo indicar o sentido de deslocamento. Os feixes podem ainda desenvolver-se segundo um modo "teichichnóide" (*spreite* próximo do vertical; Fig. 1A). Do nosso ponto de vista, *A. lateralis* parece ser apenas uma variação dentro do programa de *A. alleghaniensis*, face a condições de sedimentação/erosão distintas que terão influenciado inclusivamente a posição no *tier* e o "timing" de ocupação do substrato. A Fig. 1B mostra *Arthrophycus linearis* var. *protrusiva* proveniente dos Penedos de Góis. Correspondem a galerias dispostas horizontalmente ao longo do plano de estratificação e não ramificadas, justapostas, por vezes entrecruzadas (sintomático de um posicionamento intrastratal), rectilíneas ou pouco sinuosas. Apresentam uma secção transversal sub-quadrada a elíptica, anelações transversas muito regulares (cerca de 2 lamelas/cm) e uma depressão média longitudinal. Os pregueamentos regulares nas formas mais bem preservadas apresentam, por vezes, uma quebra ao nível da depressão central e uma disposição que deixa de ser transversa para tomar uma forma em *chévron* (marcas de

apêndices). Em alguns exemplos, estas marcas em *chévron* mostram-se desfasadas, o que parece indicar um movimento aductor-abductor dos apêndices, por vezes não bilateralmente síncrono. Uma boa parte das estruturas paralelas observadas na Fig. 1B têm uma largura constante de 15 mm, o que permite inferir uma biocenose dimensionalmente homogénea ou extensa biourbação realizada por um único indivíduo, revolvendo o sedimento em duas direcções do espaço, fazendo apenas variar o sentido de locomoção (mantendo-se sub-paralelo à estrutura previamente produzida num modo rectilíneo) e a profundidade no *tier*. Quanto aos produtores de *Arthrophycus*, e no caso de *A. alleghaniensis,* a presença de anelações transversas com relação ao plano axial, ao longo das galerias em U, entre as quais, em espécimes bem preservados, se pode observar finos pregueamentos paralelos, para além da presença de um *backfilling* lateral, testemunham a actuação fodinichnia, com movimentação peristáltica, de um organismo vermiforme celomado sedimentívoro cuja cutícula de revestimento, necessariamente mole, apresenta um fino enrugamento funcionalmente eficaz para facilitar o processo de escavação (implicando o movimento de sedimento ao longo do animal, SEILACHER, 2000). Em *A. linearis*, as evidências do efeito de *bulldozing* recto e extenso, sem ramificar, bilobado, com transporte de sedimento para o eixo axial através da articulação de movimentos de apêndices, assim como de *circling behavior* de raio elevado e com inclinação na área de curvatura, apontam para um produtor endobentónico depositívoro, metamerizado e esclerotizado (artrópode, trilobite?). A invariância dimensional ao longo de ambos os sistemas de galerias indica que estes não terão sido produzidos no decurso de uma vida. Estes exemplos e as definições problemáticas das novas icnoespécies e relativas variantes (icnotaxobases não diagnósticas) poderão colocar em causa a utilização biostratigráfica das formas de *Arthrophycus* em outros sectores da Gondwana (*e.g.,* Espanha). Estas não corresponderão a morfotipos característicos de uma determinada idade, mostrando uma evolução no sentido da complexificação etológica, mas a programas comportamentais intrínsecos, controlados pelas condições físicas do meio (taxa de sedimentação/erosão, variação do potencial redox), de grupos de organismos que tiveram o seu desenvolvimento marcado por convergência evolutiva e restrito ao Paleozóico Inferior.

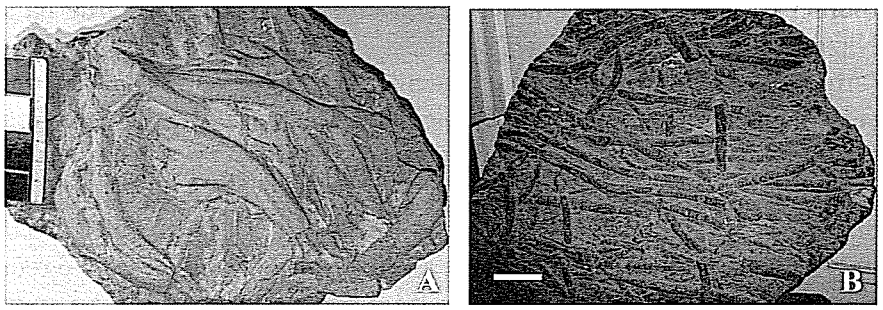


Fig. 1 - As icnoespécies de *Arthrophycus* (HARLAN) no Ordovícico inferior-médio de Portugal: **A.** *A. alleghaniensis* var. *lateralis* (Fenniano-Oretaniano?, Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro); **B. MGIGM13107** *A. linearis* SEILACHER, 2000 (Fenniano, Sinclinal de Buçaco); Escala = 10cm.

BIBLIOGRAFIA

FERNANDES, A. C. S.; BORGHI, L. & NETO DE CARVALHO, C. – AS icnoespécies de *Arthrophycus* Hall, 1852 e suas ocorrências no Siluriano-Devoniano das bacias do Amazonas e Paraná. *XVII Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Rio Branco (Acre): 25.

SEILACHER, A. (2000) - Ordovician and Silurian Arthrophycid Ichnostratigraphy. In: *Geological Exploration in Murzuq Basin* (Eds. M. A. Sola and D. Worsley). 2000 Elseiver Science B. V.: 237-258.

DESMISTIFICAÇÃO DO LEGADO PALEOBOTÂNICO PORTUGUÊS: O "PELOURINHO" DA PEDERNEIRA REVISITADO E OS "CANUDOS DE AREIA" DA ILHA DE PORTO SANTO

NETO DE CARVALHO, C.[1,2,*], RAMOS, J.[2,3] & CACHÃO, M.[1,2,4**]

[1] - Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande, P-1700 Lisboa.
[2] - Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural. Rua da Escola Politécnica, n.º 58, P-1294 Lisboa CODEX.
[3] - Escola Secundária Padre Alberto Neto. Av. Paiva Couceiro, Queluz.
[4] - Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa. Bloco C2, 5º piso, Campo Grande, P-1700 Lisboa.
* E-mail: praedichnia@hotmail.com.
** E-mail: mcachao@fc.ul.pt.

Um dos tópicos mais fascinantes da Paleontologia é o da interacção histórica entre o objecto de estudo desta ciência, as marcas directas ou indirectas da evolução da vida ou fósseis, e o trajecto cultural dos povos. Os fósseis *per se*, porque são reproduções fiéis de organismos ou da sua actividade há muito extintos e, portanto, muitas vezes "estranhos", ou ainda, porque são encontrados fora do seu habitat actual, desde sempre captaram a curiosidade do Homem, o qual formulou explicações quanto à sua origem e procurou aplicá-los mediante o seu enquadramento sócio-religioso regional. É óbvio que as justificações alcançadas e a funcionalidade destas representações de seres "mistificados" são dinâmicas, fluindo no tempo à mercê das aculturações entre povos, instigadoras do desenvolvimento do pensamento humano. Como exemplo da vivência perpetuada dos homens com os fósseis, este trabalho retoma à luz do conhecimento actual, o passado conturbado do tronco de gimnospérmica silicificado divulgado por TEIXEIRA (1956) que substituiu, no séc. XIX, o símbolo da autonomia municipal perdida pela vila da Pederneira, incluída mais tarde na sede concelhia da Nazaré (Fig. 1); "descobre" ainda a Fonte de Morenos, na Ilha de Porto Santo (arquipélago da Madeira), inteiramente construída com túbulos de raízes fossilizados (Fig. 2), reminiscências quase únicas do coberto florestal arbustivo pré-colonização portuguesa. Neste contributo para o conhecimento do património paleobotânico com conteúdo espiritual, procurar-se-á enquadrar os dois monumentos no seu cenário cronológico (estratigráfico) e paleoambiental de origem, aprofundar as causas da sua preservação *post-mortem* (regidas por processos tafonómicos) e recuperar alguns dos seus percursos antropozóicos, desde a sua descoberta até ao soerguimento actual, como elementos arquitectónicos de potencial ou reconhecido interesse turístico. Monumentos deste tipo são *marcos suprahistóricos* ou georrecursos culturais (*sensu* ELÍZAGA-MUÑOZ, 1988) que encerram em si um longo período de evolução paleobiológica e mesmo geodinâmica, acrescidos das vicissitudes milenares fundamentadas na curiosidade humana.

BIBLIOGRAFIA

ELÍZAGA-MUÑOZ, M. (1988) - Georrecursos culturales. In: *Geologia Ambiental.* Instituto Geológico y Minero de España: 85-100.

TEIXEIRA, C. (1956) - Um caule fóssil... que serviu de Pelourinho. *Naturalia,* **6** (9/10): 84.

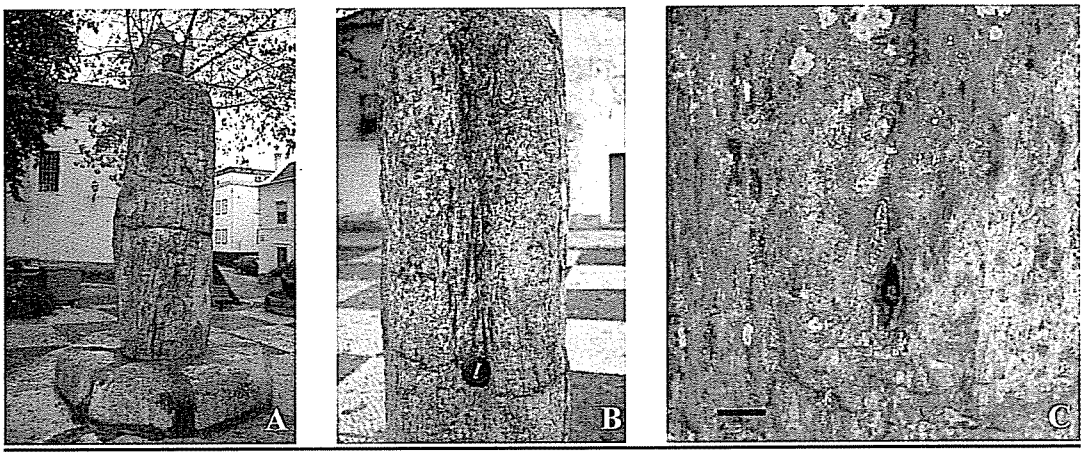


Fig. 1 - O tronco silicificado da vila da Pederneira (Nazaré). A - Perspectiva geral do fóssil, situado junto da igreja paroquial, encimando a base em degraus do antigo pelourinho manuelino. De realçar uma das duas grandes covas possivelmente artificiais que ornamentam o tronco. B - A degradação parcial do tronco, com a deterioração total do ritidoma imediatamente anterior ao processo de fossilização e a erosão físico-química verificada após a sua exposição sub-aérea recente, acrescida na extremidade superior, permite vislumbrar o sistema vascular central; escala = 6cm. C - Um de múltiplos "nós" ou áreas de ramificação que ocorrem frequente e aleatoriamente na superfície do caule fóssil; escala = 1cm.

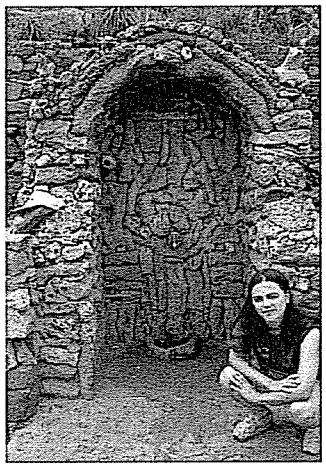


Fig. 2 - A Fonte de Morenos (Ilha de Porto Santo), construção única por ter sido inteiramente edificada com rizólitos pleistocénicos autóctones, tão abundantes por toda a ilha. Popularmente atribuídos a caprichos da natureza, como o vento e a chuva, os rizólitos são utilizados desde há muito na Ilha de Porto Santo como elemento decorativo e na elaboração de presépios. De uma forma geral, os rizólitos de Porto Santo apresentam-se como agregados densos de tubos com forma quase cilíndrica, muito ligeiramente mais largos na extremidade proximal do que na distal, possuindo diâmetros centimétricos a decimétricos e não se desenvolvendo por mais de 1m no paleossolo; os feixes de rizólitos, fasciculados, apresentam baixa bifurcação, com uma orientação preponderantemente horizontal, sintomática da geometria do nível freático. Os rizólitos são compostos por areia carbonatada, salientando-se dos níveis estratigráficos composicionalmente semelhantes em que se encontram devido a uma maior resistência, dada pela sua cimentação carbonatada diferencial (secundária), face aos agentes de meteorização actuais. Esta precipitação de carbonatos junto das raízes iniciou-se ainda durante a vida da planta, decorrente das funções metabólicas de absorção de água e de nutrientes, tendo sido realçada desde o evento de enterramento súbito até à actualidade por processos pedodiagenéticos.

FACIES CON ESPONJAS DEL JURASICO SUPERIOR EN EL PREBETICO EXTERNO (CORDILLERA BETICA, SE ESPAÑA)

Oloriz, F., Reolid, M. y Rodríguez-Tovar, F.J.

Dept. Estratigrafía y Paleontología, Fac. Ciencias, Univ. Granada. Fuentenueva s.n. 18007, Granada

La Zona Prebética (Cordillera Bética), representa áreas de plataforma media y externa en el sistema epicontinental desarrollado en el margen SSE de Iberia durante el Mesozoico y en ella se diferencian sectores comparativamente proximales (Prebético Externo) y distales (Prebético Interno). El importante desarrollo de facies con esponjas en el Prebético Externo durante el Oxfordiense medio-Kimmeridgiense basal, ha permitido la diferenciación de tres litofacies:

A.- Caliza espongiolítica: Calizas bien estratificadas en capas entre 12 y 50cm de espesor caracterizadas por la gran abundancia de esponjas. Presenta fábricas grano-soportada, matriz-soportada y localmente fábricas microbianas laminadas. La textura varía entre packstone-wackestone de bioclastos, lumps, tuberoides y oncoides. La asociación de macroinvertebrados está dominada por los espongiarios, principalmente esponjas planas (73%), con una mayor abundancia de la clase Hexactinellida (77% Dictyida y 17% Lychniskida) y minoritariamente Demospongia (6% Lithistida). El resto de la asociación la componen ammonoideos (fundamentalmente perisphinctidos) y organismos bentónicos, y minoritariamente belemnoideos. Los organismos bentónicos mayoritarios son braquiópodos (principalmente Terebratulida y en menor proporción Rhychonellida), menos abundantes son los bivalvos (Pectinacea, Pholadomyacea y Nuculanacea) y en menor proporción se encuentran erizos regulares e irregulares, anélidos, briozoos y corales ahermatípicos. Esta litofacies está mejor desarrollada en el sector oriental del Prebético Externo, en el intervalo que incluye desde la Zona Transversarium? (Oxfordiense medio) a la Zona Planula *p.p.* (Kimmeridgiense basal).

B.- Marga espongiolítica-caliza peloidal: Alternancia de margas y calizas en capas de menos de 30cm de espesor. Los intervalos margosos presentan gran cantidad de fragmentos de esponjas planas. Los paquetes carbonatados muestran una fábrica matriz-soportada con textura wackestone con predominio de peloides y bioclastos. La proporción de espongiarios con morfotipos cónicos y tubulares es mayor que en la caliza espongiolítica, mientras que las proporciones de Hexactinellida respecto Demospongia son similares. El resto de la asociación registrada de macroinvertebrados fósiles está dominada por los ammonoideos, mayoritariamente haplocerátidos y perisphinctidos. En el bentos predominan los braquiópodos, tanto Terebratulida como Rhynchonellida, y en menor proporción los bivalvos, principalmente Pectinacea y Nuculanacea. Son abundantes los equinoideos, exclusivamente erizos regulares, y minoritarios los corales ahermatípicos y gasterópodos. Esta litofacies pertenece a la Zona Bimammatum (Oxfordiense superior) del sector oriental del Prebético Externo y aparece sobre la caliza espongiolítica, constituyendo la transición entre éstas litofacies y la ritmita margoso-calcárea.

C.- Ritmita margoso-calcárea con biohermos: Alternancia de niveles margosos y calizos bien estratificados de entre 15 y 45cm de espesor. Presenta una fábrica grano-soportada y textura packstone-wackestone constituida de peloides, lumps y bioclastos. En la asociación de macroinvertebrados fósiles destaca la presencia de esponjas restringida a los biohermos. En el conjunto de la asociación predominan los ammonoideos, fundamentalmente perisphinctidos, *Sowerbyceras* y haplocerátidos, seguidos de organismos bentónicos y finalmente belemnoideos. El bentos está dominado por bivalvos, mayoritariamente Pectinacea y Pholadomyacea, seguidos de equinoideos, exclusivamente erizos irregulares, y escasos braquiópodos. La ritmita margoso-calcárea con biohermos se registra en la Zona Bifurcatus del sector central del Prebético Externo.

Mención especial merecen los biohermos microbianos con esponjas, bien desarrollados en la Sierra de Cazorla (sector central del Prebético Externo). Son cuerpos más o menos masivos con bajo relieve, morfología lenticular y tamaño de hasta 4,5m de altura y 10m de diámetro. Las bioconstrucciones más complejas están constituidas por diferentes cuerpos más o menos lenticulares, separados por superficies planas o ligeramente convexas. Los biohermos están constituidos por crecimientos de esponjas (Dictyida), costras microbianas y barro micrítico (Gaillard 1983; Acosta et al. 1988). Los encostramientos son el constituyente principal de los biohermos, reconociéndose dos tipos de fábricas microbianas laminadas: laminación microbiana s. str., constituida únicamente de microbiotas microbianas o cianobacterias, y laminación de nubeculáridos, constituida por microbiotas microbianas y Nubeculinella. Se han identificado dos partes esenciales en el biohermo: a) una parte basal de espesor inferior a 30cm, constituida por gran cantidad de esponjas con morfología de plato acumuladas unas sobre otras sin apenas encostramientos, y b) una parte superior más potente con menor proporción de esponjas por volumen de roca, pero con potentes encostramientos (hasta 8cm). En los biohermos más complejos este patrón se reconoce en cada uno de los cuerpos que los constituyen. La asociación de macroinvertebrados varía notablemente entre los biohermos y la ritmita margoso-calcárea en la que se incluyen, presentando los primeros abundantes espongiarios, crinoideos, bivalvos, serpúlidos y briozoos.

Atendiendo al marco paleogeográfico, las facies con esponjas sólo se desarrollaron significativamente en la parte media de la plataforma epicontinental, con las calizas espongiolíticas dominando en el sector oriental y la ritmita margoso-calcárea que incluye biohermos microbianos con esponjas en el sector más occidental. En líneas generales, las litofacies de caliza espongiolítica y marga espongiolítica-caliza peloidal evidencian extensas praderas de esponjas, mientras que la ritmita margoso-calcárea representa fondos lodosos con menor proporción de epifauna, en los que localmente se desarrollaron pequeños montículos constituidos por esponjas y sus encostramientos. Tasa de sedimentación, tipo de sustrato, batimetría y energía del medio determinaron condiciones ecosedimentarias responsables de la ocurrencia y composición de las facies con esponjas en el dominio estudiado. La tasa de sedimentación fue baja y comparativamente menos siliciclástica en la caliza espongiolítica. La energía del medio no debió ser importante, dada la ausencia de estructuras sedimentarias y el registro de ejemplares de esponja completos. El predominio de Dictyida en la asociación de espongiarios concuerda con áreas de la plataforma media relativamente distales y profundas (Leinfelder et al. 1993), localizadas en la zona fótica como indica la presencia de abundantes encostramientos microbianos, posiblemente de cianobacterias. El desarrollo de los biohermos en la ritmita margoso-calcárea se debe a la colonización localizada y discontinua del fondo por esponjas pioneras, que proporcionaron un sustrato

ventajoso para la colonización por parte de otras esponjas e idóneo para el desarrollo de potentes costras microbianas. El aumento de aportes siliciclásticos a lo largo del Oxfordiense y Kimmeridgiense más temprano resulto en la desaparición de la litofacies de caliza espongiolítica y de marga espongiolítica-caliza peloidal en el sector oriental del Prebético Externo, así como la desaparición de los biohermos microbianos con esponjas en el sector central.

Referencias

Acosta, P., García-Hernández, M., Checa, A., 1988. Biohermos de esponjas y estromatolitos en la secuencia transgresiva oxfordiense de la Sierra de Cazorla. Geogaceta 5, 36-39.

Gaillard, C., 1983. Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordian du Jura méridional. Doc. Lab. Géol. Lyon 90, 1-515.

Leinfelder, R.R., Krautter, M., Nose, M., Ramalho, M.M., Werner, W., 1993. Siliceous sponge facies from the Upper Jurassic of Portugal. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 189, 199-254.

EVOLUCIÓN DE LAS FAUNAS DE MAMÍFEROS DE PATAGONIA DURANTE EL CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO SUPERIOR

E. Ortiz Jaureguizar

Museo Paleontológico "Egidio Feruglio", Fontana, 140. U9100GYO Trelew, República Argentina.
E-mail: eortiz@mef.org.ar

De acuerdo con el registro fósil, gran parte de los eventos que condujeron a la aparición y la evolución de los mamíferos que hoy conocemos ocurrieron durante el lapso Cretácico superior-Paleoceno superior. En América del Sur, las secuencias más completas de éste afloran en el actual territorio patagónico argentino, más específicamente en el centro y el este de las provincias de Chubut y Río Negro. Estas secuencias han permitido reconocer cinco faunas diferentes: alamitense (Cretácico superior), peligrense (Paleoceno inferior), fauna de la "zona de *Carodnia*" (Paleoceno superior bajo), fauna de la "zona de *Kibenikhoria*" (Paleoceno superior medio), y fauna de la "zona de *Ernestokokenia*" (Paleoceno superior alto-Eoceno inferior).

Tomando como objeto de estudio dichas faunas, este trabajo tiene como objetivos: 1) determinar las relaciones de similitud existentes entre las mismas; y 2) analizar las variaciones en la diversidad y las tasas de recambio faunístico. A partir de la presencia/ausencia de géneros y familias, las relaciones de similitud se determinaron por medio de técnicas de análisis multivariado (*i.e.*, fenogramas, árboles de distancias mínimas y análisis de ordenación), en tanto que la diversidad y las tasas de recambio faunístico se calcularon, respectivamente, a partir de la riqueza taxonómica y los porcentajes de primera y última aparición.

Los resultados obtenidos permiten concluir que: a) los agrupamientos obtenidos con las técnicas de análisis multivariado concuerdan con la posición estratigráfica de las diferentes faunas; 2) los mayores cambios composicionales se registran entre las faunas alamitense y peligrense, entre esta última y la fauna de la "zona de *Carodnia*", y entre esta última y la fauna de la "zona de *Kibenikhoria*"; 3) las relaciones de similitud corroboran la asignación de cada una de estas faunas a sendas unidades biocronológicas (Figs. 1a y 1b); 4) la diversidad alcanza un máximo durante el Paleoceno superior medio (fauna de la zona de "*Kibenikhoria*") lo cual coincide con un período caracterizado por condiciones climáticas cálidas y húmedas, con una vegetación dominada por los bosques (Fig. 2a); 5) las tasas de primera y última aparición señalan la existencia de un marcado recambio faunístico a lo largo del período, caracterizado por un predominio de las primeras sobre las últimas apariciones (Fig.

RELACIONES DE SIMILITUD

Figura 1a

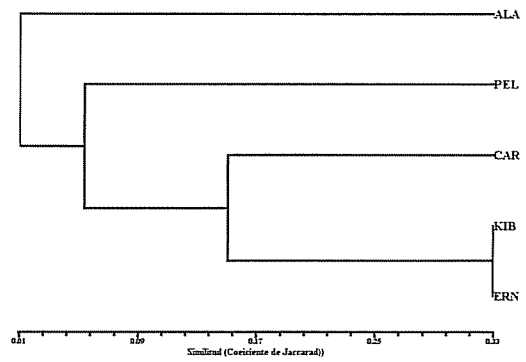


Figura 1b

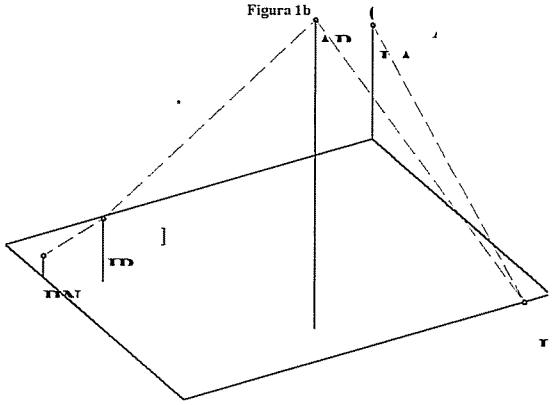


Figura 1a. Fenograma (UPGMA). Figura 1b. Análisis de ordenación ("Multidimensional scaling"). Referencias: ALA: fauna alamitense; PEL: fauna peligrense; CAR: fauna de la "zona de *Carodnia*"; KIB: fauna de la "zona de *Kibenikhoria*"; ERN: fauna de la "zona de *Ernestokokenia*"; ----: Árbol de distancias mínimas.

CAMBIOS EN LA DIVERSIDAD Y EN LAS TASAS DE RECAMBIO FAUNÍSTICO

Figura 2a

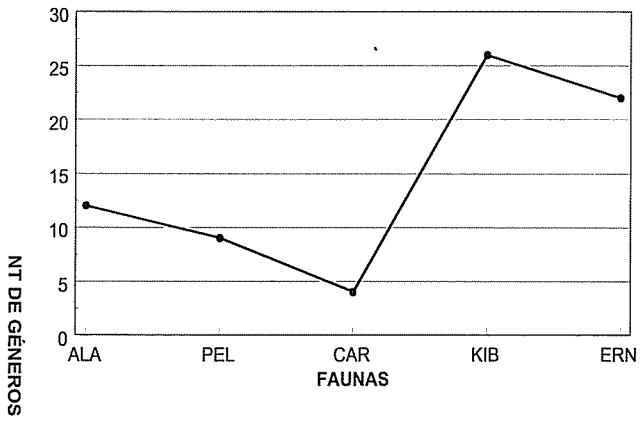


Figura 2b

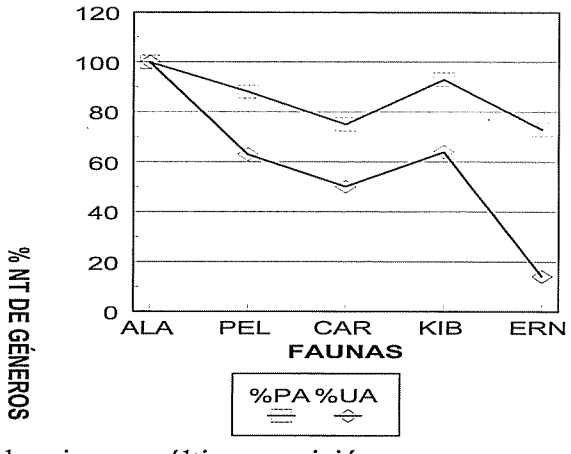


Figura 2a. Riqueza taxonómica. Figura 2b. Porcentajes de primera y última aparición (%PA y %UA, respectivamente). Referencias: NT: número total. Para las restantes referencias, ver la Figura 1.

ANÁLISIS DE LOS CAMBIOS EN LA MASA CORPORAL Y PALEOECOLOGÍA DE LOS HIPPARIONINI (PERSISSODACTYLA, EQUIDAE) DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO SUPERIOR

E. Ortiz Jaureguizar[1], M. T. Alberdi[2] y D. Pesquero[2]

[1] Museo Paleontológico "Egidio Feruglio". Fontana 140, U9100GYO Trelew, República Argentina. E-mail: eortiz@mef.org.ar

[2] Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid, España. E-mail: malberdi@mncn.csic.es; lolap@mncn.csic.es

Los Hipparionini son un grupo monofilético de équidos registrados por primera vez en el Mioceno medio (Barstoviense temprano) de América del Norte. En el Viejo Mundo a comienzos del Mioceno superior, persistiendo hasta el Pleistoceno medio en el sudeste de Asia y África. En la península ibérica han sido registrados desde el Mioceno superior (Vallesiense temprano) hasta el Plioceno superior (Villafranquiense temprano), fundamentalmente en el actual territorio español. Durante este lapso muestran una remarcable diversidad taxonómica, manifestada en la presencia de la totalidad de los grupos supraespecíficos propuestos para el Viejo Continente. Esta diversidad taxonómica se halla acompañada por una moderada diversificación ecológica, observada en aspectos tales como las preferencias dietarias o la talla.

La determinación de la dieta de los Hipparionini ha evolucionado desde las inferencias más clásicas, basadas en el grado de hipsodoncia de los molares, la morfología del hocico o la morfometría mandibular hasta el uso de técnicas más modernas, como el microdesgaste dentario o los isótopos del carbono. Sin embargo no ha ocurrido lo mismo con la determinación de la talla, a pesar de ser uno de los aspectos determinantes de la fisiología, la paleoecología y la organización social de los mamíferos. Consecuentemente, los objetivos del presente trabajo son: 1) inferir la masa corporal de los Hipparionini de la península ibérica; y 2) enmarcar el patrón de cambios en la masa corporal dentro de la evolución climático-ambiental de la península ibérica durante el lapso Mioceno superior-Plioceno superior.

La masa corporal se estimó a partir del ancho de la superficie articular de la primera falange del dedo central, utilizándose para ello una ecuación de regresión. Una vez estimada la masa corporal, se la correlacionó con dos indicadores paleoecológicos, el índice de gracilidad (IG) y el de hipsodoncia (IH). El patrón de cambios en la masa corporal a través del tiempo se analizó considerando como unidades cronológicas las Edades-mamífero (ELMAs) y las zonas de Mein (MN).

Los resultados obtenidos muestran que: 1) la mayoría de los fósiles (32 %) habrían alcanzado una masa que se ubica en el intervalo comprendido entre los 150 y los 199 Kg., siguiéndoles en número aquellos cuya masa se hallaría comprendida entre los 100 y los 149 Kg. (26 %). Las tallas extremas (i.e., 0-49; 300-349 y 350-399 Kg.) habrían tenido una frecuencia mucho menor (5%), estando representada cada una de ellas por un solo taxon (Fig. 1); 2) a lo largo de su biocrón, los Hipparionini se mantienen fundamentalmente dentro del rango comprendido entre los 100 y los 200 Kg.; 3) las formas de mayor masa corporal se registran en las MN 10 y 16, en tanto que las formas de menor masa corporal se registran en la MN 13 (Fig. 2); 4) la correlación entre la masa corporal y los índices de gracilidad e hipsodoncia es muy baja ($r = 0,1465$ para el IG; y $r = -0,2338$ para el IH).

Sobre la base de dichos resultados, la extrapolación del modelo de relación entre la masa corporal y las variables climático-ambientales (i.e., clima, tipo de vegetación)

desarrollado para los Equini, y la información bibliográfica sobre las condiciones climático-ambientales imperantes en la península ibérica durante el lapso Mioceno superior-Plioceno superior, se infiere que los Hipparionini de menor masa corporal (e.g., H. gromovae; H. periafricanum; H. primigenium) habitaron ambientes relativamente cerrados (e.g., matorral-bosque abierto) bajo condiciones climáticas relativamente cálidas y húmedas, en tanto que las formas de mayor masa corporal (i.e., Hipparion del yacimiento de La Roma; H. rocinantis) habitaron ambientes más abiertos (e.g., sabanas), bajo condiciones climáticas relativamente más frías y secas.

Figura 1

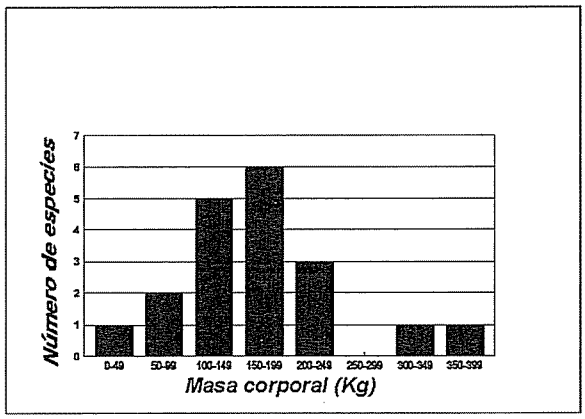
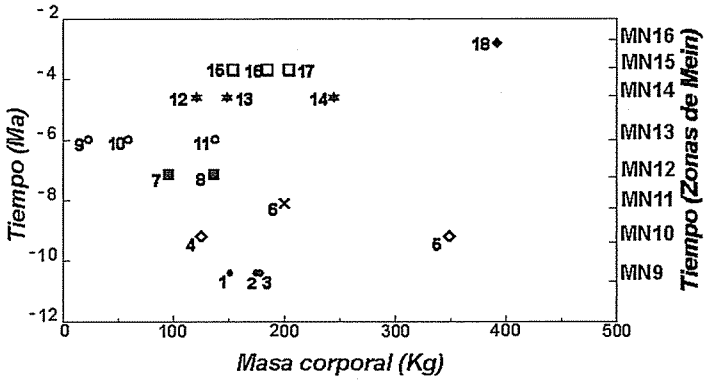


Figura 2



Referencias: 1: H. primigenium (Los Valles de Fuentidueña); 2: H. primigenium (Can Llobateres); 3: H. primigenium (Nombrevilla); 4: H. primigenium melendezi (Azambujeira); 5: Hipparion de La Roma; 6: H. mediterraneum (Piera); 7: H. concudense (Concud); 8: H. concudense (Los Mansuetos); 9: H. periafricanum (Valdecebro); 10: H. gromovae (Valdecebro); 11: H. primigenium (Valdecebro); 12: H. aff. H.fissurae (Orrios 1); 13: H. fissurae (La Gloria 4); 14: H. crassum (Alcoy); 15: H. fissurae (Villalba Alta Río 1); 16: H. cf. H. fissurae (Villalba Alta); 17: H. fissurae (La Calera y Layna); 18: H. rocinantis (Villarroya).

RECONSTRUCCIÓN HISTÓRICA DEL RELLENO ESTUARINO HOLOCENO DEL URDAIBAI, MEDIANTE EL ESTUDIO DE LOS FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS

Pascual, A. y Rodriguez-Lazaro, J.

Universidad del País Vasco/E.H.U. Facultad de Ciencias. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Apartado 644, 48080 Bilbao.

Las rías se forman en la zona transicional entre el continente y el océano. Su forma y extensión son alteradas continuamente por la erosión y el deposito de sedimentos, siendo además afectadas por los cambios en el nivel del mar. Tras el último episodio glaciar, cuando se erosionaron los valles fluviales y la posterior transgresión marina, en los estuarios se ha depositando una gran cantidad de sedimentos de origen marino, continental y estuárico. La disposición de estos sedimentos en la vertical da una idea de los cambios en el nivel del mar. Dentro de estos sedimentos aparecen restos paleontológicos en especial foraminíferos y ostrácodos. Estos microorganismos son de gran utilidad en reconstrucciones paleogeográficas y paleoambientales como consecuencia de su sensibilidad a los cambios en los factores físico-químicos del medio: salinidad, temperatura, substrato, oxígeno, profundidad, etc., aportando además una valiosa información sobre la altura del nivel del mar en un momento determinado.

Como apoyo a los diversos estudios arqueológicos que se llevan a cabo en la reserva del Urdaibai (Vizcaya), y con el fin de conocer su evolución durante el Holoceno final, se ha estudiado la litología y la micropaleontología de cuatro sondeos continuos, extraídos en diferentes zonas del estuario. El objetivo de este trabajo es descifrar el registro sedimentario del estuario y reconstruir las modificaciones paleoambientales contemporáneas a la ocupación humana, así como precisar la cronología de estos cambios. Este análisis ha permitido reconocer cambios en el estuario, producidos en parte como consecuencia de las variaciones eustáticas recientes. Dichos cambios pudieron influir en actividades antrópicas como la caza, la pesca o incluso los desplazamientos de las poblaciones humanas.

Los estudios realizados con foraminíferos bentónicos y ostrácodos recientes en el Urdaibai, permiten reconocer una distribución diferencial de los mismos a lo largo del estuario de la ría de Gernika. Así, los foraminíferos *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob), *Quinqueloculina seminula* (Linné), *Elphidium crispum* (Linné) y *Rosalina globularis* (d'Orbigny) y los ostrácodos *Urocythereis oblonga* (Brady) y *Aurila convexa* (Baird) son especies marinas costeras que viven en aguas con salinidad marina normal. Están presentes en la desembocadura arenosa del estuario con una salinidad entre 32 y 34 $^{o}/_{oo}$. *Ammonia tepida* (Cushman), *Haynesina germanica* (Ehrenberg) y *Cribroelphidium williamsoni* (Haynes) (foraminíferos) y *Leptocythere castanea* (Sars) y *Loxoconcha elliptica* (Bonnema) (ostrácodos) viven en los medios intertidales o subtidales eurihalinos, apareciendo en la cabecera limosa, donde la salinidad oscila entre 1 y 32 $^{o}/_{oo}$. Los foraminíferos *Jadammina macrescens* (Brady) y *Trochammima inflata* (Montagu) son especies que viven en las marismas vegetadas.

Las asociaciones autóctonas de algunos foraminíferos bentónicos se distribuyen en el estuario siguiendo gradientes de altura de marea. Así, *Haynesina germanica* ocupa las llanuras de fango, es decir las zonas cubiertas permanentemente por el agua, incluso en las pleamares medias de las mareas muertas. *Ammonia tepida* se dispone en las marismas bajas, aquéllas cubiertas por el agua en cualquier pleamar media.

Jadammina macrescens y *Trochammima inflata* son representativas de las marismas medias, que son inundadas por las pleamares de las mareas vivas de primavera. Por último, la presencia en exclusiva de escasos ejemplares de *Jadammina macrescens* indica una marisma alta colmatada, afectada ocasionalmente por las mareas equinocciales. Esta última especie señala además un medio ácido, con baja oxigenación. Dado que no aparecen ostrácodos vivos en la marisma alta, sus asociaciones indicativas de la marisma baja [*Leptocythere castanea*, *Leptocythere porcellanea* (Brady), *Cytherois fischeri* (Sars) y *Loxoconcha elliptica*] constituyen un buen marcador del límite externo del desarrollo de las marismas en este estuario.

El reconocimiento de estos niveles de marea a partir del análisis de la microfauna contenida en cuatro testigos sedimentarios, extraídos en zonas supramareales de la Reserva de Urdaibai, permite reconocer la evolución de estos ambientes transicionales durante parte del Holoceno y reconstruir la línea de costa, a lo largo de una secuencia de emersión, registrada en dichos sedimentos desde hace unos 6400 años.

Se han determinado cuatro asociaciones micropaleontológicas desde la base al techo de los sondeos. En la base, la asociación 1 muestra un paleoambiente marino a lo largo del estuario, con mayor batimetría hacia 5010 años B.P. Este dato coincide en edad con la pulsación transgresiva correspondiente al paso del estadio Atlántico al Subboreal. A continuación el mar se retira y se desarrollan las llanuras de fango a lo largo de todo el estuario. A unos 4640 años B.P, comienza el asentamiento de una marisma baja en la cabecera del estuario, mientras que en la desembocadura, en ese periodo (4200 años B.P.) se mantienen las llanuras de fango (asociación 2). La marisma se va colmatando gradualmente, dando paso a una marisma media salobre, que es afectada en varias ocasiones por la entrada de aguas procedentes de la plataforma (asociación 3). Este aumento en la columna de agua en la marisma, podría ser debida a la pulsación transgresiva del paso del estadio Subboreal al Subatlático (3500-2500 años B.P.). A continuación, la ría se va colmatando paulatinamente, tanto en la cabecera como en la zona media del estuario (asociación 4). En la desembocadura, la marisma se mantiene estable desde la retirada de las aguas tras la pulsación marina de hace unos 1910 años, mientras que las marismas del resto del estuario han sido antropizadas y transformadas en pólders dedicados al cultivo, a partir del siglo XVIII. En los primeros centímetros de algunos testigos, la presencia de escasos ejemplares de *Jadammina macrescens*, pone de manifiesto el posterior abandono de los pólders y la inundación esporádica de dichas zonas por las grandes mareas equinocciales.

NEW REPTILE DISCOVERIES FROM THE LATE CRETACEOUS PHOSPHATES OF MOROCCO

Pereda Suberbiola X.[1], Bardet N.[2], Jouve S.[2], Iarochène M.[3], Bouyahyaoui F.[3], Bouya B.[4] & Amaghzaz M.[4]

[1] Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, Facultad de Ciencias, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, 48080 Bilbao
[2] UMR 8569 du CNRS, Muséum National d'Histoire Naturelle, Laboratoire de Paléontologie, 8 rue Buffon, 75005 Paris, France
[3] Ministère de l'Energie et des Mines, Direction de la Géologie, BP 6208, Rabat, Morocco
[4] Office Chérifien des Phosphates, Centre Minier de Khouribga, Khouribga, Morocco

The phosphatic deposits of Morocco are known since 1908 and are exploited as an economical ressource since the 1920's. They stratigraphically extend from the Late Cretaceous (Maastrichtian) to the middle Eocene and outcrop in four basins, the main ones being the Oulad Abdoun and the Ganntour basins, located in central Morocco, respectively to the north and west of Marrakech. They are part of the Mediterranean Tethyan phosphogenic province which extends from North Africa to Middle-East (Lucas and Prévôt-Lucas, 1996).

The Maastrichtian phosphates of Morocco are very rich in marine vertebrate remains, especially selachians, bony fishes and reptiles (Arambourg, 1952; Cappetta, 1987; Noubhani & Cappetta, 1997). Recently, pterosaur and dinosaur remains have also been unearthed (Pereda Suberbiola et al., in press).

The Maastrichtian phosphatic series of the Oulad Abdoun Basin is very condensed, being only about 2-5 m thick. It is named "Couche III" by the miners and is composed from the bottom to the top of a basal grey limestone rich in fish remains, yellow soft exploited phosphates (lower Couche III), a thin yellow marly level and, finally, grey with brown stripes soft exploited phosphates (upper Couche III). Most of the vertebrate remains occur in the upper Couche III, which is Late Maastrichtian in age on the basis of selachian teeth (Cappetta, 1987). In the Ganntour Basin, the phosphatic series is about 30 m thick and corresponds to most of the Maastrichtian stage. Articulated vertebrate remains are scarce whereas isolated selachian and mosasaur teeth are very abundant. Sedimentological and palaeontological data suggest a deep, open-sea environment for the Ganntour Basin and a platform near-shore one for the Oulad Abdoun Basin.

Due to an active collaboration between the Office Chérifien des Phosphates (OCP), the Ministère de l'Energie et des Mines (MEM) and the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), new palaeontological field works have been realised by the OCP in 2000 in the Sidi Daoui zone of Grand Daoui, an actively quarried area for phosphate located in the northeastern part of the Ouled Abdoun Basin, near the city of Khouribga. Sidi Daoui is by far the richest zone in Maastrichtian vertebrate fossils of the basin and has yielded abundant selachian teeth, actinopterygian remains, and numerous marine reptile skeletons, especially from mosasaurs and turtles. The new discoveries permit a better understanding of the marine vertebrate faunas, known since Arambourg (1952) mainly by isolated remains.

The Maastrichtian marine reptiles include plesiosaurs (elasmosaurids), squamates (mosasaurids and varanoids), turtles (chelonioids and bothremydids) and crocodilians.

Mosasaurids are the most abundant group of the faunas, while crocodilian remains are extremely scarce in the Maastrichtian as compared to the Palaeocene-Eocene. Concerning the mosasaurids, the new discoveries allow us to improve the faunal list given by Arambourg (1952) and to show that at least six species are represented: *Leiodon anceps*, *Mosasaurus beaugei*, *Platecarpus ptychodon*, *Prognathodon* sp., *Globidens* sp. and a new species of *Halisaurus* (Bardet et al., 2001). Several ecological types are represented, from the small (3m) *Halisaurus* to the large (15m) opportunist *Prognathodon*.

Evidence of pterosaurs is provided by a partial neck composed of five closely associated vertebrae from a single individual (estimated wingspan about 5 m). The mid-series cervical vertebrae closely ressemble those of azhdarchids but the posteriormost cervicals are different from those of other pterosaurs. The Moroccan pterosaur is elsewhere referred to a new genus and species of Azhdarchidae (Pereda Suberbiola et al., in press). This discovery provides the first occurrence of latest Cretaceous azhdarchids in northern Africa and one of the latest known pterosaurs.

Finally, dinosaurs are represented by a partial right hindlimb consisting of the femur, tibia and fibula of a single sauropod individual. These remains probably come from a floated carcass. The femur (1 m long) has a lateral margin with a proximal one-third deflected medially, as is typical in Titanosauriformes. Based on comparisons with other sauropod femora, the total length of this individual was about 8-10 m. These are the first dinosaur bones hitherto described in the Maastrichtian of Morocco and one of the scarce dinosaur remains from the latest Cretaceous of Africa.

References

Arambourg C. (1952). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc,* 92: 1-372.

Bardet N., Pereda Suberbiola X., Iarochène M. & OCP (2001). *Sixth European Workshop on Vertebrate Palaeontology*, Firenze, 19-22 septembre, p. 16.

Cappetta H. (1987). *Handbook of Paleoichthyology* (ed. H.-P. Schultze), 3B: 1-193. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

Lucas J. & Prévôt-Lucas L. (1996). *The Ocean Basins and Margins*, 8: 367-391. In: *The Tethys Ocean* (ed. A.E.M. Nairn *et al.*), New-York, Plenum Press.

Noubhani A. & Cappetta H. (1997). *Palaeo* Ichthyologica, 8: 1-327.

Pereda Suberbiola X., Bardet N., Jouve S., Iarochène M., Bouya B. & Amaghzaz M. (in press). *J. Geol. Soc. Lond.*

Acknowledgements. Field research supported by the CNRS and the National Geographic Society (grant #6627-99).

Factores filogenéticos e implicaciones paleoecológicas de la covariación entre complejidad sutural, morfología del fragmocono y medio de depósito en los ammonoideos del Jurásico superior

Pérez-Claros, J.A. [(1)], Olóriz, F. [(2)] y Palmqvist, P. [(3)]

(1) Geologish Paläontologishe Institut, Universität Heidelberg. Im Neuenheimer, Feld 234. D-69120 Heidelberg, Germany. E-mail: Juan.Perez@urz.uni-hd.de
(2) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva, E-18002 Granada, Spain. E-mail: foloriz@goliat.ugr.es
(3) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071-Málaga, Spain. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

Introducción

En cualquier grupo fósil, el estudio de la covariación entre morfología y paleoambiente tiene suficiente interés en sí mismo, pero en los ammonoideos presenta además el aliciente de arrojar luz sobre el significado funcional de determinadas estructuras, como los septos replegados y las suturas complejas. En este contexto, el núcleo del paradigma del refuerzo estructural, como hipótesis explicativa de la complejidad sutural, se asocia íntimamente a la capacidad que otorgarían los septos replegados para resistir la presión hidrostática en hábitats más profundos. Obviamente, este último aspecto no se puede evaluar directamente en los organismos nectónicos y en el caso de los fósiles cualquier estimación debe tener en cuenta la naturaleza del medio de depósito y sus asociaciones, todo ello complementado con una atención especial a las consideraciones tafonómicas. Igualmente, este paradigma conlleva otras retrodicciones, como la correlación previsible entre complejidad sutural y debilidad estructural del fragmocono, en la que el "ruido" filogenético puede desempeñar un papel importante, por lo que resulta necesario referir su estudio a grupos taxonómicos. El objeto de este trabajo consiste en el análisis de ambos aspectos en el seno de una muestra amplia de ammonites del Jurásico superior.

Material y métodos

Los especímenes analizados en este estudio pertenecen a las superfamilias Haploceratoidea, Phylloceratoidea y Perisphinctoidea, que dan cuenta aproximadamente del 80% de las familias de ammonites planiespirales del Jurásico superior. Admitiendo que las asociaciones fósiles son un buen indicador de la paleoecología de los ammonoideos, dada la coherencia general en la composición de las biofacies y que la incidencia de los fenómenos de deriva *postmorten* no parecen haber determinado expatriaciones biogeográficas frecuentemente, resulta razonable aceptar, aunque con reservas, que la mayoría de los restos de estos organismos se acumularon en los fondos epicontinentales y/o epioceánicos situados bajo la columna de agua en la que habitaron; así pues, el paleoambiente de depósito se contempla en este estudio mediante una variable semicuantitativa, atendiendo a si se interpreta a partir de organismos exclusivamente neríticos, ubicuistas o de registro epioceánico, lo que no implica una relación simple con la profundidad. Las metodologías morfométricas utilizadas para la caracterización de los fragmoconos y la complejidad sutural se describen en otra comuniciación presentada a estas jornadas.

Resultados y discusión

Las correlaciones en el seno de cada superfamilia entre los parámetros suturales y el tamaño son similares, o incluso superiores, a las que se aprecian en el conjunto de la muestra; en el caso de Haploceratoidea y Perisphinctoidea, así como para las familias que comprenden ambas superfamilias, se evidencia una estrecha relación entre complejidad sutural y tamaño del flanco, aunque en Phylloceratoidea las correlaciones no resultan significativas, debido al menor tamaño muestral. Por el contrario, respecto a la covariación entre la forma del fragmocono y la complejidad sutural destacan los valores bajos de correlación, siendo Haploceratoidea la superfamilia que muestra un mayor número de correlaciones significativas. De forma general, se aprecia una ligera tendencia hacia un aumento de complejidad sutural con el alargamiento compresivo de las cámaras (incremento de H:E) en Haploceratoidea y Phylloceratoidea, pero sólo en la primera aparecen correlaciones significativas con el grado de involución de la concha. Los índices de complejidad sutural en Perisphinctoidea no parecen relacionarse con la forma del fragmocono.

En trabajos anteriores se han mostrado diferencias, débiles pero significativas, de complejidad sutural entre los especímenes provenientes de ambientes neríticos y epioceánicos, tanto a nivel del conjunto (Olóriz y Palmqvist, 1995; Olóriz *et al.*, 1997, 1999) como para las distintas superfamilias tratadas aquí (Olóriz *et al.*, 2002). Analizando el comportamiento de las tres superfamilias de manera independiente mediante un ANOVA, no se aprecian diferencias significativas en las medias de dimensión fractal para los tres tipos ecológicos en Haploceratoidea ni en Phylloceratoidea. En el caso de Perisphinctoidea sí se puede rechazar la hipótesis nula, pero se produce en sentido inverso al previsto por el paradigma del reforzamiento del fragmocono, pues los organismos de ambientes neríticos presentan dimensiones fractales más elevadas (1,515 en promedio) que los ubicuistas (1,479) y los de registro exclusivamente epioceánico (1,453). Estos resultados no concuerdan con las predicciones de la hipótesis sobre la relación entre septos complejos y batimetría, poniendo de manifiesto la ausencia de una estrategia única de covariación entre forma del fragmocono y complejidad sutural.

Referencias

Olóriz, F. y Palmqvist, P. 1995. Sutural complexity and bathymetry in ammonites: fact or artifact? *Lethaia,* **28,** 167-170.

Olóriz, F., Palmqvist, P. y Pérez-Claros, J.A. 1997. Shell features, main colonized enviroments, and fractal analysis of sutures in Late Jurassic ammonites. *Lethaia,* **30,** 191-204.

Olóriz, F., Palmqvist, P. y Pérez-Claros, J.A. 1999. Recent advances in morphometric approaches to covariation of shell features and the complexity of sutres lines in late Jurassic ammonites, with references to the major enviroments colonized. *En* Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (eds.): *Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods,* 273-293. Plenum Press, New York.

Olóriz, F., Palmqvist, P. y Pérez-Claros, J.A. 2002. Morphostructural constraints and phylogenetic overprint on sutural frilling in Late Jurassic ammonites. *Lethaia,* **35,** en prensa.

Sobre la relación entre el espaciado de los septos y la complejidad sutural en los ammonoideos del Jurásico superior

Pérez-Claros, J.A. [(1)], Olóriz, F. [(2)] y Palmqvist, P. [(3)]

(2) Geologish Paläontologishe Institut, Universität Heidelberg. Im Neuenheimer, Feld 234. D-69120 Heidelberg, Germany. E-mail: Juan.Perez@urz.uni-hd.de
(2) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva, E-18002 Granada, Spain. E-mail: foloriz@goliat.ugr.es
(3) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071-Málaga, Spain. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es

Introducción

Algunas de las hipótesis propuestas para explicar la complejidad de las suturas septales de los ammonoideos suponen, implícita o explícitamente, considerar el papel que desempeñarían formando parte de un sistema funcional integrado con las paredes de la concha y con la parte posterior de la masa visceral, más que como elementos individuales aislados; entre ellas, se encuadran las hipótesis relacionadas con el transporte del líquido cameral (Weitschat y Bandel, 1991) y algunas formulaciones del paradigma del reforzamiento del fragmocono (Hewitt y Westerman, 1997). En otras, la interpretación funcional del replegamiento de los septos recae exclusivamente sobre la estructura del último (Lewy, 2002), resultando de la inserción de músculos u otros elementos del manto (vg., el modelo de "submarinos cartesianos" de Seilacher y Labarbera, 1996).

El estudio del conjunto de las suturas como un sistema se puede entender no sólo en términos de su estructura, tal y como ésta queda reflejada por su complejidad fractal, sino también atendiendo a su disposición espacial (vg., ángulo de separación entre las mismas), aunque no resulta fácil cuantificar inequívocamente este último concepto, dada la naturaleza compleja tanto de las suturas como de la superficie de los fragmoconos donde se insertan, que se incurva tridimensionalmente. En este trabajo se presentan resultados preliminares, que permiten avanzar en la interpretación de la relación espacial entre las líneas suturales y su correlación con otras variables morfológicas, tanto de las propias suturas como del fragmocono.

Material y métodos

Del total de 542 especímenes que componen la base de datos de ammonites del Jurásico superior en la que se viene trabajando, se han identificado 47 proyecciones de parejas de suturas sucesivas y 32 líneas suturales para las que se dispone de su vista lateral sobre la superficie del fragmocono, con lo que se puede calcular el ángulo que forman suturas sucesivas. Además de los descriptores morfométricos de la forma de los fragmoconos y las suturas, en este trabajo se usan dos ángulos respecto al eje de la espiral: θ, definido por dos puntos homólogos en suturas contiguas, y Ω, el ángulo más

amplio que definen ambas suturas. Combinados con los parámetros del modelo de Raup, estos ángulos permiten obtener otras variables, tales como la longitud normalizada de la cuerda (*Ar*) correspondiente al ángulo θ en la región del vientre o el volumen contenido entre dos septos, conocida la sección transversa de la espira. También se efectúan simulaciones de proyecciones suturales, que permiten visualizar el efecto de los ángulos de separación entre parejas de suturas contiguas para las que no se dispone de tales proyecciones.

Resultados

Tras analizar las correlaciones entre los ángulos y los restantes descriptores morfométricos contemplados, se aprecia que el valor más alto se produce con la dimensión fractal ($p < 0{,}001$). Aún sin poder establecer inequívocamente una relación definitiva entre ambas variables, dado el bajo número de observaciones, se ha procedido al ajuste no lineal de la nube de datos, considerando como variable dependiente la dimensión fractal, imponiendo la condición de que se halle una asíntota vertical y otra oblicua, que caractericen el crecimiento lineal y exponencial, respectivamente. La ecuación resultante es la siguiente ($r = 0{,}998$):

$Df(\theta) = \theta_O + c\ \theta/(\theta_{max} - \theta)^{1/2}$,

con unos valores para los coeficientes de 1,455 en el caso de θ_0, 0,013 para c y 32,791 para θ_{max}. Por otro lado, al analizar el material disponible se observa que algún lóbulo de la sutura mayor contacta con una silla de la precedente en el 80,9% de los casos. Este porcentaje es muy alto y soporta la hipótesis de que, en la muestra analizada, las suturas se encuentran tan cercanas entre sí como es posible; de forma análoga, se obtienen valores parecidos en las simulaciones informáticas, utilizando suturas figuradas con valores reales del ángulo, donde el porcentaje de pares de suturas que contactan representa el 81,3%.

Por otro lado, y con independencia de la forma del fragmocono, la relación adimensional reconocida entre la superficie de la sección transversal y el volumen que encierran las cámaras se correlaciona inversamente con la amplitud (esto es, la distancia entre la proyección adoral-aboral máximas en una sutura) de las suturas correspondientes a los sèptos que delimitan las cámaras.

Referencias

Weitschat, W. y Bandel, K. 1991. Organic components in phragmocones of Boreal Triassic ammonoids: implications for ammonoid biology. *Paläontologische Zeitschrift,* **65,** 269-303.

Hewitt, R.A. y Westermann, G.E.G. 1997. Mechanical significance of ammonoid septa with complex sutures. *Lethaia,* **30,** 205-212.

Lewy, Z. 2002. The function of the ammonite fluted septa margins. *Journal of Paleontology,* **76,** 63-69.

Seilacher, A. y LaBarbera, M. 1995. Ammonites as cartesian divers. *Palaios,* **10,** 493-506.

Estudio de la covariación entre complejidad sutural y morfología del fragmocono en ammonoideos del Jurásico superior: caracterización biométrica del morfoespacio

Pérez-Claros, J.A. [(1)], Palmqvist, P. [(2)] y Olóriz, F. [(3)]

(3) Geologish Paläontologishe Institut, Universität Heidelberg. Im Neuenheimer, Feld 234. D-69120 Heidelberg, Germany. E-mail: Juan.Perez@urz.uni-hd.de
(2) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071-Málaga, Spain. E-mail: Paul.Palmqvist@uma.es
(3) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva, E-18002 Granada, Spain. E-mail: foloriz@goliat.ugr.es

Introducción

La arquitectura básica de la concha de los cefalópodos ammonoideos incorpora cámaras separadas por septos internos, que se rellenarían con gas a efectos de controlar la flotabilidad. En términos generales, aunque con muchas excepciones, la periferia de los septos se complica a lo largo del tiempo según las diversas líneas filogenéticas, lo que se refleja en la morfología de las suturas. Tal tendencia se ajusta mejor a un modelo dirigido que a uno aleatorio a partir de una condición inicial simple (Saunders *et al.,* 1999), lo que refuerza la hipótesis de una presión de selección y, con ello, la interpretación de estas estructuras en términos funcionales. Sin embargo, tras 170 años de controversia no hay consenso sobre el tipo de función (Daniel *et al.,* 1997; Olóriz *et al.,* 1999; Hassan *et al.,* 2002), aunque la asunción más persistente es la de interpretar los septos replegados como estructuras de refuerzo frente a la presión hidrostática, con lo que la tendencia evolutiva se explicaría entonces como una demanda continua de hábitats más profundos por parte del grupo. Las principales retrodicciones de esta hipótesis serían: (i) que en un momento concreto del tiempo (y a igualdad de profundidad de hábitat) los fragmoconos estructuralmente más débiles (involutos con flancos planos) presentarían suturas más complejas; y (ii) que las formas más resistentes (según la morfología de la concha y la complejidad sutural) habitarían en medios más profundos. El objetivo de este trabajo consiste en contrastar estadísticamente la primera de tales asunciones.

Material y métodos

La muestra analizada incluye un conjunto de 523 ammonites planispirales del Jurásico superior, obtenidos a partir de la bibliografía, cuyas suturas pertenecen a individuos adultos y no presentan signos evidentes de erosión. Para cuantificar el grado de complejidad y autosimilitud de las suturas se empleó su dimensión fractal (Pérez-Claros *et al.,* 2002). La caracterización morfométrica de los fragmoconos se efectuó con los parámetros del modelo de espiral logarítmica y las dimensiones del fragmocono; para describir la forma de las secciones se usó el análisis de Fourier.

Resultados y discusión

Las correlaciones directas más significativas entre los parámetros suturales y los descriptores del fragmocono se producen entre la dimensión fractal, por un lado, y el logaritmo de la altura del flanco y el diámetro del fragmocono, por otro, i . Igualmente resultan significativas, pero en este caso de signo negativo, las correlaciones con el

índice de autosimilud. Ello indica que las especies de mayores dimensiones no sólo presentan suturas más complejas, sino que muestran también un carácter autosimilar a menor escala. No obstante, las correlaciones parciales permiten matizar estos resultados. Así, la complejidad sutural se relaciona con la altura del flanco y sólo indirectamente con el diámetro de la concha a partir de la relación que guardan ambas variables; por otra parte, la escala relativa de tamaños en la que las suturas se pueden considerar réplicas autosimilares es menor cuanto mayor es el tamaño del flanco donde se inscriben, pero ocurre lo opuesto con la escala absoluta de tamaños. En consecuencia, las lobulaciones menores de las suturas de los fragmoconos con flancos mayores son de mayor tamaño que las correspondientes a las especies de menores dimensiones. En la covariación entre complejidad sutural y forma del fragmocono se observa que los valores absolutos de las correlaciones son menores que en el caso del tamaño y las únicas variables que presentan valores significativos son las que permiten estimar la geometría de las suturas a gran escala.

Los resultados obtenidos indican que la complejidad sutural aumenta ligeramente con el grado de involución de los fragmoconos y con el incremento del índice H:E de las secciones transversas, así como con cualquier cambio que aumente la aparición de ángulos en estas. Por otro lado, para casi todas las parejas de variables se aprecian efectos supresivos sobre la covarianza entre los parámetros suturales y los descriptores de la forma por parte de la altura del flanco (es decir, un aumento del valor de la correlación parcial frente al de la correlación absoluta).

Estos resultados apuntan al tamaño como el factor más relacionado con la complejidad sutural, tal y como sugiere el paradigma funcional del refuerzo. De hecho, la relación entre complejidad sutural y dimensiones del fragmocono se ha interpretado en ocasiones como un ejemplo de la ley de recapitulación. Por otro lado, los resultados obtenidos sugieren que los mecanismos morfogenéticos que originan el replegamiento de los septos toman como referencia el tamaño de la región de la concha donde se asientan tales estructuras, lo que reforzaría las interpretaciones funcionales de naturaleza fisiológica, en contraposición a las estructurales.

Referencias

Daniel, T.L., Helmuth, B.S., Saunders, W.B. y Ward, P. 1997. Septal complexity in ammonoid cephalopods increased mechanical risk and limited depth. *Paleobiology,* **23,** 470-481.

Hassan, M.A., Westermann, G.E.G., Hewitt, R.A. y Dokainish, M.A. 2002. Finite-element analysis of simulated ammonoid septa (extinct Cephalopoda): septal and sutural complexities do not reduce strength. *Paleobiology,* **28,** 113–126.

Olóriz, F., Palmqvist, P. & Pérez-Claros, J.A. 1999. Recent advances in morphometric approaches to covariation of shell features and the complexity of sutres lines in late Jurassic ammonites, with references to the major enviroments colonized. *In* Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. (eds.) *Advancing Research on living and fossils cephalopods,* 273-293. Plenum Press, New York.

Pérez-Claros, J.A., Palmqvist, P. y Olóriz, F. 2002. First and second order levels of suture complexity in ammonites: a new methodological approach using fractal analysis. *Mathematical Geology,* **34,** 323-343.

ESTUDIO PALEOCLIMÁTICO Y PALEOCEANOGRÁFICO DEL ESTADIO ISOTÓPICO 5 EN EL MAR DE ALBORAN , EN BASE AL ANÁLISIS DE LA FAUNA DE FORAMINIFEROS PLANCTÓNICOS

Pérez-Folgado, M; Sierro, F. J.; Flores, J. A.

Área de Paleontología. Dep. Geología. Fac. de Ciencias. Pl. de la Merced, s/n. 37008 Salamanca.

El Mar de Alborán, situado en el borde occidental del Mar Mediterráneo, es una zona clave para el estudio de los cambios en el clima y la oceanografía de tiempos pretéritos. En el Estrecho de Gibraltar se ponen en contacto las aguas Atlánticas, que entran en superficie, y las aguas Mediterráneas, que salen en profundidad, de manera que el estudio de los sedimentos profundos puede proporcionar a la vez información sobre ambas cuencas.

El testigo del Ocean Drilling Program ODP Site 977 fue recogido en la Cuenca Oriental de Alborán, durante el Leg 161, al Sur del Cabo de Gata, entre España y las costas Argelinas (36°, 1.9'N; 1°, 57.3'W), a 1.984 m. de profundidad de agua. Este trabajo se ocupa del sedimento comprendido entre los 15.3 y los 27 m., con un total de 127 muestras. Presentamos resultados de isótopos estables (oxígeno y carbono) sobre el foraminífero planctónico *Globigerina bulloides*, así como un estudio de la asociación de la fauna de foraminíferos planctónicos. También disponemos de un análisis de las paleotemperaturas (SST) en el área, obtenidas mediante la técnica de análogos modernos (MAT). El objetivo del trabajo es evaluar la variabilidad climática en el estadio 5 del Mar de Alborán, con especial interés en el Último Interglacial (subestadio 5e), y su relación con las zonas adyacentes.

El modelo de edad está basado, principalmente, en la comparación de los datos de isótopos de oxígeno ($\delta\ ^{18}O$) con la curva general SPECMAP del océano global. Los resultados arrojan unas edades entre los 70 y los 150 ka BP, que incluyen parte de los estadios glaciales 6 y 4, y el estadio isotópico 5 completo.
Los isótopos de oxígeno muestran los principales subestadios climáticos dentro del estadio 5. También la fauna de foraminíferos planctónicos registra estos cambios.
Los resultados de SST, así como la fauna, muestran que el momento más cálido se corresponde con el Último Interglacial, el subestadio 5e. Las temperaturas alcanzadas superan en unos 2°C la temperatura media anual actual. Pese a que la deglaciación se traduce en una disminución rápida de los valores de isótopos de oxígeno, la fauna que se registra continúa siendo fría (*Neogloboquadrina pachyderma* –dextrorsa-), y no es hasta unos 3 ka después cuando esta fauna cambia hacia otra más cálida, con abundancia de *Globigerinoides ruber alba* (y también de la variedad *rosea*). El Último Interglacial no coincidiría, entonces, con el Eemiense registrado en los continentes. Este último correspondería únicamente a la zona, entre los 126 y los 119 ka, en que el clima permanece más cálido y estable. En los últimos 2 ka del subestadio 5e (119-117 ka BP) se produce un enfriamiento paulatino que da paso al subestadio frío 5d. Esto se aprecia tanto en los isótopos como en la temperatura y en los cambios de la fauna de foraminíferos planctónicos.

El Mar de Alborán también pudo estar afectado en esta época por sucesos registrados principalmente en el Mediterráneo Oriental, como son los sapropeles, que aquí aparecen en forma de O.R.L.s (Organic Rich Layer). Las ORL L4 a L8 podrían estar relacionadas con los sapropeles S3 a S5 de la cuenca Oriental. Estas capas presentan un incremento del carbono orgánico que no sobrepasa el 1.5%, y podrían tener que ver con un cierto aumento de la productividad superficial, que queda reflejado como incrementos en la abundancia de *G. bulloides*. Los isótopos de carbono ($\delta\ ^{13}C$) analizados en esta misma especie también muestran aumentos en estas mismas zonas.

BRAQUIÓPODOS DEL CARBONÍFERO SUPERIOR DEL ESTE DE NEVADA (U.S.A): MODIFICACIONES EN LA PALEOECOLOGÍA RELACIONADAS CON VARIACIONES EUSTÁTICAS

Perez-Huerta, A.

Department of Geological Sciences
University of Oregon
Eugene, OR 97403-1272 (U.S.A)
e-mail: aperezhu@darkwing.uoregon.edu

La glaciación en Gondwana durante el Carbonífero alteró los parámetros climáticos, oceánicos, geográficos y biogeográficos que se habían establecido en el Paleozoico Medio. Recientes estudios han demostrado que dichas alteraciones se reflejan en un amplio rango de aspectos geológicos desde la sedimentología (Langhorne & Read, 2000) hasta la composición química de los océanos (Denison *et al.*, 1994). La vertiente menos explorada es saber cómo este cambio climático afectó a las faunas marinas y terrestres. Los estudios que han ofrecido mejores resultados se fundamentan en análisis estadísticos de la distribución paleogeográfica de braquiópodos a lo largo del Carbonífero (Raymond *et al.*, 1990; Raymond & Kelley, 1991).

Se considera que el citado cambio climático pudo causar la migración, especiación y extinctión de braquiópodos, así como variaciones en su ornamentación (Dietl & Kelley, 2001). Sin embargo, se desconoce si estos cambios existieron realmente y cómo afectaron a los braquiópodos, tanto en referencia a la morfología de especies como a la estructura de poblaciones, a nivel de afloramiento. Para resolver esta incógnita, se han realizado estudios preliminares en los braquiópodos presentes en depósitos del Carbonífero Superior del este de Nevada (U.S.A). Estos braquiópodos fueron escogidos porque varían con ciclos sedimentarios cuyo origen se cree que esta relacionado con cambios eustáticos generados por fluctuaciones en el volumen de hielo en Gondwana. Por otro lado, estas faunas se encuentran excelentemente preservadas por un proceso de silicificación, lo cual permite el estudio de estructuras morfológicas internas y su relación con parámetros paleoecológicos y generalmente se localizan en comunidades presentes *in situ*.

El primer paso en el proceso consiste en el analisis de la distribución de los braquiópodos en las diferentes facies representadas a lo largo de los ciclos sedimentarios. Las secuencias sedimentarias analizadas registran exclusivamente facies marinas carbonatadas depositadas por debajo del nivel base en el contexto geológico de una rampa carbonatada. Los ciclos tienen un caracter estrato y granocreciente y son somerizantes hacia el techo de la secuencia. Los estudios preliminares muestran una distribución generalizada y repetitiva de los braquiópodos con las secuencias sedimentarias cíclicas. Los braquiópodos con braquidios espiralados representan la mayor fracción de biomasa en las facies de los ciclos que reflejan aguas mas superficiales, mientras que los prodúctidos dominan en las facies de aguas mas profundas.

Tradicionalmente, esta distribución se ha asociado con variaciones en el sustrato presente a diferentes profundidades. No obstante, la presencia de las mismas especies de braquiópodos, así como especímenes pertenecientes al mismo género, en diferentes niveles pero con variaciones en el tamaño y morfología sugiere que fluctuaciones en nutrientes y disponibilidad de alimento a lo largo de la columna de agua representada en estos ciclos sedimentarios, determinan la distribución de los braquiópodos. Esta hipótesis es apoyada al observar la mismas variaciones en las poblaciones cuando el número de competidores por los recursos tróficos es modificado con cambios en la profundidad de agua.

El número de corales rugosos solitarios presentes en asociación con los braquiópodos influye de manera drástica en la diversidad y tamaño de estos últimos. Cuando el número de corales solitarios les permite procesar la misma cantidad de nutrientes que supondría la presencia de una colonia, la diversidad de braquiópodos es reducida a uno o dos taxones y ninguno de los especímenes en la población suele superar los 4 mm de longitud.

Fluctuaciones en la profundidad del agua no solo determinan la presencia de organismos que afectan negativamente la naturaleza de las comunidades de braquiópodos. Se ha observado que la presencia de un coral colonial laminar de afinidad incierta, aunque que se cree que pertenece a la misma familia que *Chaetetes sp.*, beneficia las poblaciones dominadas por la especie *Heteralosia slocomi*. Este coral representa la superficie ideal de anclaje para los especímenes juveniles de esta especie facilitando su crecimiento y adquisición de la madurez sexual, lo cual permite el desarrollo de poblaciones con número elevado de individuos.

La conclusión a la que a primera vista se podría llegar es que la profundidad de agua y temperatura, que varían con fenómenos de caracter global como el cambio eustático, son los principales controles paleoecológicos en las comunidades de braquiópodos. Sin embargo, sus efectos no parecen ser directos y no son suficientes para explicar ciertas variaciones a nivel de comunidad, poblaciones, y morfología de las especies. Se considera que variaciones en estos parámetros físicos alteran otros de caracter biológico que son los que realmente determinan los cambios observados en las faunas. Parece que las fluctuaciones en los nutrientes a lo largo de la columna de agua representada en estos ciclos sedimentarios, y la presencia de competidores por los recursos, determinan la naturaleza de las poblaciones de braquiópodos y la estructura de las comunidades bentónicas asociadas.

NOVOS DADOS BIOESTRATIGRÁFICOS (GRAPTÓLITOS) NO SILÚRICO DO SINCLINAL DE PORTALEGRE (ZONA CENTRO IBÉRICA – PORTUGAL)

PIÇARRA, J.M. _ & OLIVEIRA, J.T _

_ Instituto Geológico e Mineiro, Ap. 104, 7801-902 Beja, Portugal
_ Instituto Geológico e Mineiro, Ap. 7586, 2720-866 Alfragide, Portugal

O Silúrico do sinclinal de Portalegre foi, durante muito tempo, descrito como sendo constituído por espessa sequência de xistos cinzentos escuros com intercalações de quartzitos, grauvaques e "xistos graptolíticos" (notícias explicativas das cartas geológicas à escala 1: 50 000, em Oliveira *et al.*, 1992). Os graptólitos, principal grupo fóssil presente em algumas daquelas litologias, foram estudados por diversos autores (Delgado, 1908; Romariz, 1962; Perdigão, 1967), com resultados pouco concludentes relativamente à precisão da sequência litoestratigráfica e respectiva idade.

Estudos mais recentes realizados neste sinclinal (Oliveira *et al.*, 1992; Piçarra *et al.*, 1999) permitiram concluir que a sequência silúrica é constituída, da base para o topo, por: 20 a 25 m de quartztitos negros, micáceos e piritosos; 30 a 40 m de xistos negros, micáceos, com nódulos fossilíferos; uma alternância de xistos cinzentos e níveis quartzíticos, de espessura desconhecida, provávelmente da ordem de 200 m, na qual se poderá dar a passagem ao Devónico.

Os dados bioestratigráficos que a seguir se apresentam resultaram de pesquisas efectuadas em várias sucessões de ambos os bordos do sinclinal, além dos obtidos na revisão de graptólitos de colecções antigas existentes no Museu do Instituto Geológico e Mineiro e no Museu de História Natural de Lisboa (col. C. Romariz).

a) A 7 m do topo dos quartzitos da base, na secção do km 14 da estrada antiga Portagem (Marvão)-fronteira de Galegos, identificaram-se formas muito mal preservadas de *Petalolithus* cf. *ovatoelongatus* e ?*Campograptus* aff. *lobiferus* do Aeroniano (Landoveriano "médio"). Há ainda outra forma bisseriada não classificável.

b) Numa secção de 23.4 m de xistos negros, micáceos, situada 1200 m a N do v.g. Pico (Alegrete), identificaram-se duas associações de graptólitos: *Monograptus belophorus*, *Streptograptus* aff. *antenularius* e *Pristiograptus* ex gr. *dubius*, da Biozona de *Monograptus belophorus* do Sheinwoodiano (Venloquiano "inferior"), entre os 2,5 m e os 5 m; *M. flemingii*, *P. dubius* e cládias de cyrtograptídeos, do Sheinwoodiano alto ao Homeriano basal (Venloquiano "superior"), entre os 11.45 m e os 22.9 m.

c) O material das colecções antigas, provenientes de várias jazidas, é o seguinte: *M. belophorus*, *M. flemingii*, *Monoclimacis* cf. *flumendosae*, *P. dubius*, *Cyrtograptus rigidus* e *Cyrtograptus lundgreni*. Estas formas definem as Biozonas de *Monograptus belophorus* e de *Cyrtograptus rigidus*, ambas do Sheinwoodiano, e a Biozona de *Cyrtograptus lundgreni* do Homeriano.

Estes resultados permitem:

- Precisar a sequência silúrica, em termos cronoestratigráficos.

Os "Quartzitos basais" (equivalentes estratigráficos dos quartzitos da Formação de Vale da Ursa, na região de Dornes) são pela primeira vez datados do Landoveriano. Grande parte da sequência de xistos negros, micáceos, é do Venloquiano.

- Completar as associações de graptólitos com novos exemplares e actualizar a nomenclatura taxonómica.
Os graptólitos do Landoveriano médio são pela primeira vez referenciados no sinclinal de Portalegre, assim como a Biozona de *Cyrtograptus rigidus*.
- Reforçar a base de dados usada na correlação entre as sequências silúricas de vários locais da ZCI e de regiões limítrofes.
Embora com um número muito reduzido de graptólitos determinados, as associações faunísticas e as litologias silúricas do sinclinal de Portalegre têm alguns pontos em comum com as existentes em vários locais no bordo meridional da ZCI, quer em Espanha (Sierra de San Pedro, Almadén, El Centenillo) quer em Portugal (Dornes, Mação), o que permite inferir que todas estas regiões tiveram evoluções paleogeográficas algo semelhantes.

BIBLIOGRAFIA

Delgado, J.F.N., 1908. Systéme Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mémoires Commission Service Géologique du Portugal*,**4**, 245 pp.

Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M. & Piçarra, J.M. 1998. Silurian stratigraphy and paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, **23**: 13-44.

Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J.M., Young, T. & Romano, M. 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In* J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-America*. Universidad de Extremadura, 359-375.

Perdigão, J.C. 1967. Os graptólitos e fauna associada da região de Portalegre. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **53**: 65-76.

Pereira, E. & Romão, J. 1998. Geologia da Transversal de Tomar-Mação: Sutura entre a Zona Centro-Ibérica (ZCI) e Zona de Ossa Morena (ZOM). Livro guia das excursões do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa. *In* J.T. Oliveira & R. Dias (eds.). Instituto Geológico e Mineiro, 159-188.

Piçarra, J.M., Romão, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C. & Oliveira, J.T. 1999. Preliminary note on the Ordovician-Silurian stratigraphic sequence of the Serra de São Mamede region, southern border of the Central Iberian Zone, Portugal. XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular, Badajoz (Espanha), *Journal of Conference Abstracts*, **4**(3): 1018.

Romariz, C. 1962. Graptólitos do Silúrico Português. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, 2ª sér.,C, **10** (2): 115-312.

PRIMEROS DATOS DE DIENTES DE ELASMOBRANQUIOS Y DE ACTINOPTERIGIOS DEL TRIÁSICO MEDIO DE HENAREJOS (CUENCA, ESPAÑA)

Plasencia, P.[1,2], Márquez, L.[1], Márquez- Aliaga, A. [1,2]

[1] Departamento de Geología; Universitat de València; 46100 Burjassot (València).
E-mail: Leopoldo.Marquez@uv.es.
[2] Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología. Universitat de València. Campus de Burjassot. C/ Dr. Moliner 50 46100 Burjassot (València).
E-mail: Ana.Marquez@uv.es, eplasen@infomed.es.

El yacimiento de Henarejos está situado en la Serranía de Cuenca (España). Los materiales estudiados pertenecen al tramo dolomítico superior del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica (López *et al.* 1987). El registro fósil de Henarejos, estudiado principalmente por Márquez-Aliaga (1985), está constituido por bivalvos, conodontos, gasterópodos, foraminíferos, ammonoideos y vertebrados. Este conjunto paleontológico está datado como Ladiniense.

El registro ictiológico fósil de Henarejos se compone, principalmente, de escamas, dientes y fragmentos de mandíbulas y de huesos que aparecen en gran número y en buen estado de conservación, aunque desarticulados. Un primer estudio sobre las escamas que aparecen en estos niveles ha sido llevado a cabo, recientemente, por Plasencia, *et al* (2001). En el presente trabajo se inicia el estudio de los dientes hallados en el nivel He-14 (Márquez-Aliaga ,1985).

En primer lugar, destacan por su abundancia los dientes de selaceos primitivos de la superfamilia Hybodontoidea (Condrictios, Elasmobranquios). Dentro de este grupo se han podido identificar dos formas: **A)** Un primer conjunto de morfologías, de aspecto triangular, caracterizado por una cúspide central recta y alta, flanqueada por 2-4 cúspides laterales más pequeñas con 1/3 a 1/5 la altura de la cúspide central. La superficie de las cúspides aparece cubierta de crestas verticales hasta la raíz. La raíz es estrecha, menos de 1/5 de la altura total del diente. Se han atribuido estas formas al genero *Hybodus* (Duffin, 1993). **B)** Un segundo conjunto está constituido por dientes de aspecto subtrapezoidal, con una cúspide principal situada en la parte central de la corona y flanqueada por varias cúspides mas pequeñas similares en tamaño. Las caras labial y lingual aparecen bien definidas y cubiertas de marcadas crestas rectilíneas que descienden hasta la raíz, la cual es ancha, de base plana y cubierta de numerosos forámenes tanto circulares como irregulares. Se trata, probablemente, de ejemplares pertenecientes al genero *Lissodus* (Duffin, 1985).

En segundo lugar, tenemos el conjunto formado por dientes de Actinopterigios. Entre ellos destacan, por su número, pequeños dientes cónicos (0.5-1 mm.), ligeramente curvados, con la cúspide esmaltada abarcando 1/4 a 1/3 de la altura total del diente. El resto de la superficie aparece cubierta por una ornamentación muy característica formada por finas estrías entrelazadas (ornamentación ganoide, *sensu* Delsate & Duffin, 1999). Se trata, probablemente, de Paleoniscidae y más en concreto de *Gyrolepis albertii* Agasssiz. Por último, y en menor número, tenemos fragmentos mandibulares en los que se incluyen numerosos dientes, dispuestos en hileras y de aspecto mamiforme. Estas formas se atribuyen a Semionotidae (Delsate & Duffin, 1999).

En conclusión, la ictiofauna fósil de Henarejos está representada, en una primera aproximación, por restos de seláceos Hibodóntidos (Géneros *Hybodus* y *Lissodus*) así

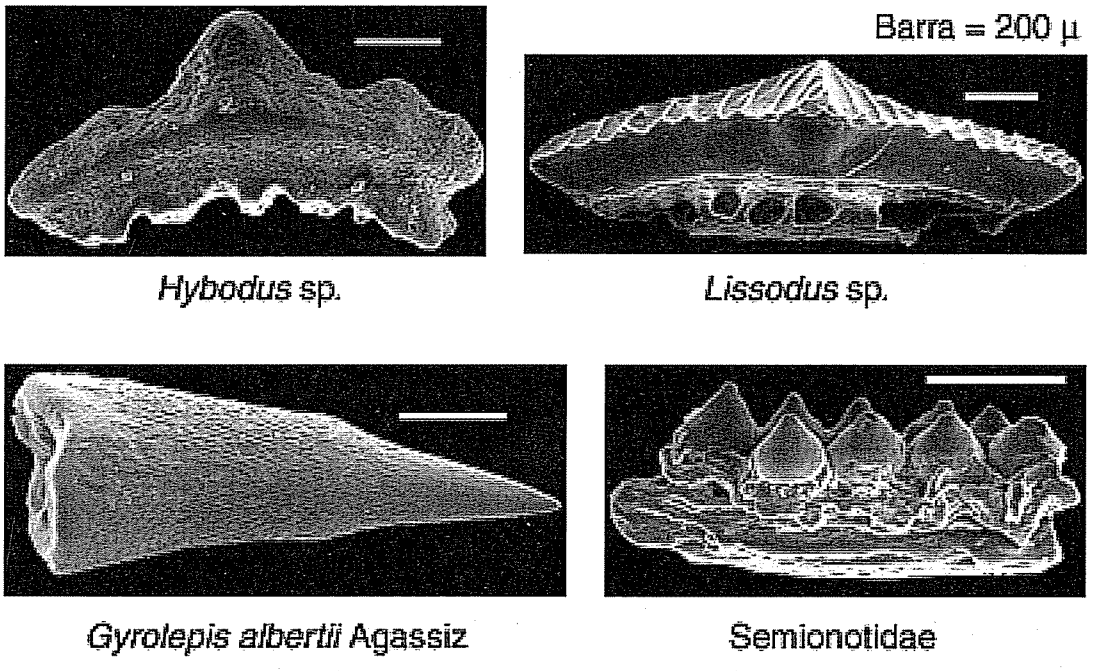
como por Paleoníscidos (*Gyrolepis albertii* Agasssiz) y Semionótidos. Esta asociación es compatible con la edad Ladiniense atribuida a estos niveles por López, *et al.*, 1987.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Hector Botella (Universitat de València) y al Dr. Christopher J. Duffin (Surrey, Inglaterra) su colaboración. Trabajo financiado por el proyecto DGYT PB98-0488. Este trabajo está incluido en los Proyectos PICG Nº 458 y Nº467.

BIBLIOGRAFÍA

- Delsate, D. and Duffin, C.J. 1999. A new fish fauna from the Middle Triassic (Upper Muschelkalk) of Moersdorf (Gran Duchy of Luxembourg). *Travaux. Science Musée National d'histoire naturelle de Luxembourg*, **32**, 5-52.
- Duffin, C.J. 1985. Revision of Hybodont Selachian Genus Lissodus Brough (1935). Palaeontographica , **188**: 105-152.
- Duffin, C.J. 1993. Mesozoic Chondrichthyan faunas. 1.Middle Norian (Upper Triassic) of Luxembourg . Palaeontographica , **229**: 15-36.
- Duffin, C.J. 1999. Fish. In: *Fossils of the Rhaetian Penarth Group (Andrew Swift, ed.)*. The Paleontological Association, London, 191-222.
- López, J., Márquez-Aliaga, A., Arche, A. y Goy, A. 1987. La facies Muschelkalk de Henarejos (Cuenca): sedimentología y fauna del tramo superior. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 665-676.
- Márquez-Aliaga, A. 1985 Bivalvos del Triásico medio del sector meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides. *Publicaciones Universidad Complutense de Madrid*, **40**, 1-429.
- Plasencia, P., Márquez, L. y Márquez-Aliaga, A. 2001. Escamas de elasmobranquios y actinopterigios del Triásico Medio de Henarejos (Cuenca, España): primeros datos. Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza (SEPAZ), **5** (2): 441-445.



FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS Y CIRCULACIÓN TERMOHALINA EN EL MAR DE ALBORÁN (SUDESTE DE ESPAÑA) DURANTE LOS ÚLTIMOS 54.000 AÑOS

Reguera, M.I.; Sierro, F.J.; Flores, J.A.

Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España

La hidrografía del Mediterráneo oeste es muy compleja, ya que presenta mezcla con las aguas superficiales atlánticas y las aguas intermedias y profundas mediterráneas [*Cacho et al.* (2000) Earth Planet. Sci. Letters, 183 (47-429)], además se registra una fuerte estacionalidad, habiendo estabilidad con una capa de mezcla superficial en verano e inestabilidad con una columna uniforme en invierno. En el mar de Alborán se encuentra la MAW (Modified Atlantic Water) que tras cruzar el estrecho de Gibraltar describe dos giros anticiclónicos [*La Violette* (1986) Jour. Phys. Oceanogr., 16 (262-279)] para luego continuar su evolución por la costa argelina. Además se da una fuerte mezcla vertical debido al esfuerzo que se genera entre el influjo y el reflujo del estrecho de Gibraltar. La dinámica profunda aquí está regida por la LIW (Levantine Intermediate Water), formada en el Mediterráneo Este y la WMDW (Western Mediterranean Deep Water), estando esta última controlada por la velocidad e intensidad de los vientos del oeste, que llevan aire frío y seco al golfo de León [*Millot* (1990) Cont. Shelf Res., 10 (885-894)], lugar de su generación.

Actualmente se observa que los vientos son más fuertes en invierno, lo cual implicaría mayor desarrollo de agua profunda en esta época del año, induciendo así una mejor ventilación del fondo. Esto mismo es esperable en el periodo glacial o en los estadiales de los ciclos Dansgaard-Oeschger, lo cual puede observarse considerando datos isotópicos y asociaciones de fauna bentónica.

Se han estudiado las diferentes especies de foraminíferos bentónicos presentes en el testigo MD95-2043 (37°N, 2'5°O, 1841 m de profundidad), recuperado por el buque oceanográfico francés Marion Dufresne en su campaña de 1995. Se pueden distinguir varias especies como más representativas según nos encontremos en el periodo glacial (*Cibicidoides spp., Globobulimina spp.* y *Chilostomella ovoidea)*, la deglaciación (*Globobulimina spp.* y *C. ovoidea*) o el interglacial (*Gyroidina spp.*). Además destaca el grupo de foraminíferos tipo porcelanoide o Miliólidos, siempre presentes en el testigo, pero representados por diferentes especies según hablemos de un periodo u otro. Destacan otras especies, como *Cassidulina laevigata* y *Hyalinea balthica*, ambas presentes en el Younger Dryas, siendo las únicas que parecen responder a este periodo frío.

Debido al alto numero de especies presentes en este testigo, se ha realizado un análisis factorial (CABFAC) para agrupar las mismas en varios factores, siendo cada uno de ellos representativo de un periodo concreto. Previamente se realizó un análisis factorial exclusivo para los Miliólidos lo que permitió agruparles con mayor precisión. Por otra parte se han agrupado los foraminíferos característicos de aguas más someras, probablemente removilizados, para intentar encontrar una pauta de comportamiento en los mismos que pudiese estar relacionada con la acción de las corrientes de fondo o de talud.

Se diferencian seis factores cada uno de ellos regido por una especie dominante, así el primer factor está marcado por *Cibicidoides spp.* e estaría indicando periodos de oxigenación relativamente alta en el fondo de la cuenca. Este factor está presente en los eventos Heinrich y los estadiales de los ciclos Dansgaard Oeschger del glacial. El

segundo esta condicionado por *Globobulimina spp.* especie característica de ambientes subóxicos [*Jorissen* (1999) Marine Geology, 153 (91-101)] indicando por tanto escasa ventilación y se da en los interestadiales. Los factores 3 y 6 están condicionados por las diversas especies de *Gyroidina*, correspondiendo el factor 3 a la parte superior del Holoceno y el factor 6 al Holoceno inferior. El factor 4 está regido por otra *C. ovoidea* y *Valvulineria bradyiana*, dos especies de ambientes típicamente subóxicos e incluso anóxicos [*Jorissen, 1999*], suele ser representativo de los periodos fríos y se da inmediatamente después del factor 1. Finalmente el factor 5 es el más complejo porque está regido por el grupo de foraminíferos retrabajados y no sigue una pauta muy clara. Destacar que los factores 2 y 4 presentan valores significativos durante todo el periodo de la deglaciación, lo cual fue interpretado por Sierro *et al.* (1998) [6ª Conferencia Internacional en Paleoceanografía, Lisboa (pg. 211)] como debido a un estrato rico en materia orgánica.

Como se dijo anteriormente, la formación del agua profunda en el Mediterráneo oeste es muy dependiente de la velocidad e intensidad de los vientos del oeste, fríos y secos [*Millot, 1990; Cacho et al., 2000*] que provocan alta evaporación en superficie, generando agua densa que baja al fondo de la cuenca (WMDW). Es esperable por tanto una alta oxigenación del fondo de la cuenca durante los periodos más fríos, ya que es cuando son mayores las velocidades del viento [*Cacho et al., 2000*]. Esta circunstancia se refleja en el testigo con la presencia de *Cibicidoides spp.* y con el mayor peso del factor 2.

Una paralización de este proceso bloquearía el sistema de ventilación del Mediterráneo profundo lo que impediría la oxidación de la materia orgánica producida en superficie y por tanto induciría el depósito de capas ricas en materia orgánica. Al mismo tiempo la ausencia o escasez de oxígeno impediría el desarrollo de una microfauna bentónica normal favoreciendo la proliferación de comunidades características de ambientes subóxicos y/o ricos en materia orgánica. Esto está marcado por la presencia de *Globobulimina spp.* y de la gran representatividad del factor 1 en los interestadiales. Esta situación llevaría también a un incremento notorio en el contenido en nutrientes así como a un descenso en los valores isotópicos de Carbono en foraminíferos bentónicos [*Cacho et al., 2000*].

EVIDENCIAS DE BIOTURBACIÓN/BIOEROSIÓN EN LOS FÓSILES DEL DOBROTIVIENSE (ORDOVÍCICO MEDIO) DE LOS MONTES DE TOLEDO (SW DE ESPAÑA)

N.P.C. Rodrigues[1,2], M.D. Gil Cid[1], F. Arroyo[1], M. Huineman[1], R. Lara[1] & A. Torices[1]

[1] Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.-U.C.M.), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España. *E-mail*: gilcid@geo.ucm.es.

[2] Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural, Rua da Escola Politécnica, nº 58, P-1294 Lisboa Codex, Portugal.

La realización de un estudio sobre bioturbación/bioerosión necesita una aclaración previa sobre lo que se entiende por estos términos. Fernández López (2000, pp. 142 y 143) define bioturbación como la "alteración de un sedimento blando o firme debido a la remoción provocada por organismos" y bioerosión como la "acción bioerosiva o eliminación de materiales de un sustrato duro por la acción directa de los organismos". Teniendo en cuenta el significado de este concepto, hay que matizar la existencia de dos tipos de sustrato duro que pueden ser afectados por una acción bioerosiva. En el trabajo de Mayoral (2001) sobre las evidencias de bioerosión en fósiles marinos del Paleozoico en general, se hace una distinción entre las estructuras bioerosivas producidas en rocas o en superficies endurecidas, y aquellas que aparecen en restos esqueléticos de organismos. Este autor indica para el Paleozoico Inferior, y especialmente para el Ordovícico, la existencia de estructuras bioerosivas constituidas por perforaciones de organismos endolíticos (bacterias y talofitas), briozoos ctenostomados, esponjas, bivalvos y sipuncúlidos. Además, hace referencia a casos de depredación y/o parasitismo en esta época. La cantidad y calidad de las evidencias conservadas es mucho mayor, lógicamente, en el Mesozoico y Cenozoico.

El presente trabajo consiste en mostrar una serie de ejemplos de bioturbación/bioerosión producidas sobre los fósiles que aparecen en pizarras negras del Dobrotiviense (Ordovícico Medio) de los Montes de Toledo. De esta forma, podemos identificar la presencia de los organismos que han dejado esas evidencias, aumentando así el conocimiento sobre las comunidades marinas ordovícicas del SW español. Estas estructuras se han conservado en los moldes internos de organismos como bivalvos, gasterópodos, cefalópodos, trilobites, equinodermos, etc.

Bertling (1992) define un nuevo icnogénero para galerías en moldes internos de bivalvos perforantes del Jurásico Superior del NE de Alemania, al que ha nombrado *Arachnostega*. Nuestros ejemplares se asemejan mucho a este icnogénero y, además aparecen en moldes internos (Luis Buatois y Mark Wilson, *com. pers.*). Los organismos productores de estas galerías podrían ser anélidos poliquetos. Algunas de las galerías presentan una morfología simple, aunque otras posean una clara tendencia a ramificarse, como resultado del comportamiento de los organismos, aproximándose a *Arachnostega*.

En la Fig. 1 podemos observar tres casos de moluscos procedentes del Dobrotiviense de la zona estudiada (un cefalópodo, un bivalvo y un rostroconcho), en cuyos moldes internos se han conservado evidencias de bioturbación.

El análisis de los ejemplares estudiados nos permite plantear una hipótesis relacionada con el hecho de que las galerías se encuentran en moldes internos. De esta forma, podemos decir que se trataría de casos de bioturbación, ya que para ser bioerosión tendríamos que tener conservados los restos esqueléticos de los organismos donde se producen estas evidencias. Sin embargo, esos restos aparecen disueltos. Por

consiguiente, el sustrato colonizado por los organismos bioturbadores (moldes internos) sería firme, aunque por otro lado el sustrato que formaría el fondo marino sería blando. El interés de estos hallazgos consiste en ser la primera cita de bioturbación en moldes internos de organismos bentónicos del Paleozoico español. Además, viene a incrementar el registro estratigráfico de estos icnofósiles, ya que hasta el momento sólo se conocían casos parecidos en el Jurásico y actuales (Bertling, 1992).

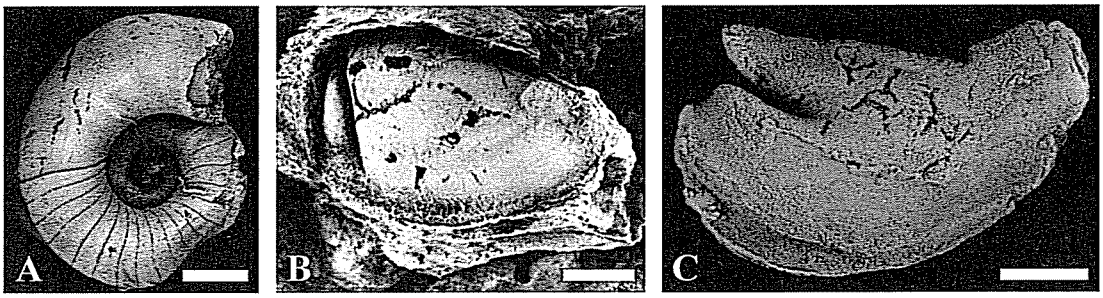


Fig. 1. Evidencias de bioturbación en los moldes internos de un cefalópodo (A), un bivalvo (B) y un rostroconcho (C) del Dobrotiviense (Ordovícico Medio) de Los Montes de Toledo. Escala = 0.5cm.

Bibliografía

Bertling, M. 1992. *Arachnostega* n. ichnog. - burrowing traces in internal moulds of boring bivalves (Late Jurassic, Northern Germany). *Paläontologische Zeitschrift*, 66 (**1/2**), 177-185.

Fernández López, S.R. 2000. *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 167 pp.

Mayoral, E. 2001. Evidencias de bioerosión en fósiles marinos del Paleozoico. In: Gámez Vintaned, J.A. & Liñan, E. (Coords.), *La Era Paleozoica. El desarrollo de la vida marina - VII Jornadas Aragonesas de Paleontología*. Institución Fernando El Católico, Zaragoza, 223-249.

CONNOTACIONES PALEOECOLÓGICAS DE LA MORFOLOGÍA EXTERNA DE LOS CORALES RUGOSOS

Rodríguez, S. y Gómez-Herguedas, A.

Departamento y U.E.I. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica, Universidad Complutense y C.S.I.C., 28040 MADRID

La subclase de los Rugosa no tiene representantes actuales, por lo que inevitablemente hay que recurrir al actualismo, extrapolando la información que tenemos sobre los corales actuales, para realizar muchas de las interpretaciones sobre los aspectos paleoecológicos de los corales rugosos. Los corales rugosos eran casi todos bentónicos. Debido a esto estaban muy ligados al medio, por lo que proporcionan mucha información sobre el mismo. Hay muchas variantes en sus modos de vida que se reflejan en la morfología de los corales que nos permite identificar factores del medio donde vivieron y por lo tanto nos permiten hacer deducciones sobre el mismo (inferencias paleoautoecológicas). Numerosos autores han realizado estudios de este tipo tanto en corales solitarios (Sando 1961, 1984, Hubbard 1970, Neuman 1988, Vuillemin 1990, Rodríguez 2001) como en corales coloniales (Tsien 1967, Scrutton 1998).

Forma externa

Solitarios. La forma externa de los corales solitarios da información detallada sobre la estrategia de vida del rugoso y del sustrato en el que vivía. Si las formas son ceratoides o_trocoides, con curvaturas más o menos marcadas los corales vivían apoyados en un substrato blando o semienterrados en él (Neuman, 1988, Rodríguez, 2001). Pero las plánulas necesitaban un punto de fijación duro, que habitualmente era provisto por los bioclastos existentes en el sedimento. Por ello el desarrollo estaba condicionado a la presencia de un fondo blando o firme, pero con un buen número de bioclastos de dimensiones no excesivamente pequeñas (estrategia liberosésil). Formas de crecimiento rectilíneo, con ángulos apicales grandes y procesos radiciformes, implican estrategias rhizosésiles propias de substratos muy blandos.

Coloniales. Bien conocidos son los ejemplos de variación de las morfologías de los corales coloniales con la energía, descrito en escleractinios y también en rugosos (Tsien, 1967). Los corales que soportan una mayor energía son los masivos y los ramosos robustos. La presencia de una colonia aislada no es representativa, pero sí la presencia más o menos frecuente de cada tipo de colonia. Sin embargo, en determinadas situaciones corales fasciculados pueden ser frecuentes en medios de alta energía si las ramas de estos corales son incrustadas por cianobacterias y/o algas, lo que les confiere una mayor resistencia.

En ciertas ocasiones colonias masivas cerioides pueden transformarse en parte en colonias fasciculadas. Este fenómeno se produce cuando el coral masivo se emplaza en un medio no muy favorable. En este caso el desarrollo no es óptimo, y aunque zonas de la colonia tienen una estructura normal, otras se expanden en una morfología fasciculada. Hay casos en que este cambio se produce por avenidas de terrígenos que el coral no puede eliminar y le fuerzan a crecer con hábito faceloide para dejar espacios entre los individuos en los que "depositar" los terrígenos. En otras ocasiones se produce por la interacción con otros organismos, como comunidades microbianas.

Elementos de fijación

Si los elementos de fijación de los corales al substrato son procesos radiciformes, es decir tubos alargados que se expanden radialmente desde el coral, son elementos de anclaje en substratos blandos. Si son talones o pequeñas expansiones laterales, que normalmente coinciden con puntos de curvatura del coral implican presencia de elementos duros que sirven de sostén al coral en medios donde el substrato no tiene consistencia suficiente. Finalmente, si hay expansiones laterales de formas irregulares con densas masas de estereoplasma, permiten la incrustación de los corales en un substrato duro. En los rugosos existen también formas intermedias entre estos tres tipos de expansiones.

Estrías de crecimiento

Las estrías de crecimiento proporcionan información sobre la sucesión de ciclos diurnos/lunares/anuales (Wells 1963, Scrutton 1965, 1998) y también aportan importantes datos sobre la tasa de sedimentación y otros factores del medio. Hubbard, (1970) ha calculado que un coral cilíndrico de un metro de largo tendría cerca de 15 años. La distancia entre las estrías varía en función del medio. Si tenemos factores favorables, la distancia es mayor que si el medio es desfavorable.

Anomalías esqueléticas producidas en vida del coral

En el caso de que este tipo de anomalías sean frecuentes en los ejemplares de un mismo nivel, su estudio aporta datos de importancia para la reconstrucción paleoambiental. Se pueden diferenciar al menos cinco tipos de crecimientos patológicos (Falces, 1998): rejuvenecimientos, necrosis, crecimiento anormal de partes esqueléticas, deformaciones patológicas, roturas singenéticas.

Los rejuvenecimientos indican fuertes variaciones en el medio y momentos desfavorables para el desarrollo del coral. Los demás tipos de crecimientos patológicos indican alteraciones en el crecimiento y desarrollo de los corales, ya sean relacionadas con enfermedades o con agresiones físicas sufridas por el coral.

Referencias

Falces, S. 1998. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid (Inéd.). 1-620.

Hubbard, J. A. 1970. *Palaeontology.* **13**(2): 191-209.

Neuman, B.E.E. 1988: *Lethaia.* **21.** 97-114.

Rodríguez, S. 2001. *Lethaia,* **34**:203-214.

Sando, W. J. 1961. *Journal of Paleontology.* **35**(4): 1088-1089.

Sando, W. J. 1984. *Palaeontographica Americana.* **54**: 453-458.

Scrutton, C.T. 1965. *Palaeontology.* 7(4): 552-558.

Scrutton, C. T. 1998. *Proceedings of the Yorkshire Geol. Society.* **52** (1): 1-57.

Tsien H.H. 1967. *International symposium on the Devonian System, Calgary.* **2**: 273-293.

Vuillemin, C. 1990. *Cahiers de Paléontologie*, 1-171.

Wells, J.W., 1963. *Nature.* **197**: 948-950.

LAS ASOCIACIONES ESTUARINAS DE FORAMINÍFEROS Y OSTRÁCODOS DEL SUROESTE DE ESPAÑA

Ruiz, F., González-Regalado, M. L., Tosquella, J. y Abad, M.

Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva

Este trabajo estudia los factores que inciden en la distribución de foraminíferos y ostrácodos en tres estuarios de la provincia de Huelva con un grado de contaminación variable. Se presentan las asociaciones típicas de medios no contaminados (ríos Guadiana y Piedras), así como la evolución de las principales especies de estos grupos microfaunísticos en el estuario de los ríos Tinto y Odiel, una de las zonas más contaminadas del mundo.

1. ASOCIACIONES DE MEDIOS NO CONTAMINADOS

Los ríos Guadiana y Piedras presentan bajos niveles en metales pesados (Cr: 30-99 ppm; Cu: 9-115 ppm; Zn: 57-311 ppm; Pb: 9-86 ppm). El análisis de 157 muestras seleccionadas de sedimentos superficiales ha permitido diferenciar las principales especies presentes en los distintos medios sedimentarios:

Marisma salada.- *Trochammina inflata* es la especie dominante en el canal principal del río Guadiana, canales alimentadores del subsistema Carreras y marismas localizadas en el sector marino del río Piedras. En estas zonas, *Jadammina macrescens* es una forma subordinada, que puede llegar a ser dominante en las marismas más internas del subsistema Carreras (canales distribuidores, canales finalizadores). Verticalmente, *T. inflata* suele ocupar la marisma baja, en tanto que *J. macrescens* es más frecuente cerca del límite con la marisma esteril. En este medio, los ostrácodos sólo aparecen esporádicamente (*Leptocythere*, *Cytherois fischeri*).

Borde de canal.- En el estuario medio del río Guadiana, existe un claro dominio de *Cribroelphidium vadescens*, con una sustitución progresiva por *Astrononion stelligerum* en los sectores con mayor influencia marina. En ambos casos, la asociación de ostrácodos está dominada por *Loxoconcha* elliptica.

A. stelligerum es la forma principal en el río Piedras y las zonas externas del subsistema Carreras, donde *Ammonia inflata* es la principal especie en los medios más internos. En estos sectores más protegidos, los ostrácodos están representados por diversas especies del género *Leptocythere*.

Canal intermareal.- Los medios intermareales de ambos estuarios están dominados por importantes poblaciones del foraminífero *A. inflata* y del ostrácodo *Loxoconcha elliptica*. Sólo algunos canales distribuidores con conexión marina del subsistema Carreras muestras un acusado dominio de *Loxoconcha rhomboidea*

Canal submareal.- Este medio presenta una distribución de ambos grupos similar a la del borde de canal. Únicamente se observa la presencia adicional de formas litorales de foraminíferos (*Quinqueloculina, Elphidium*) y ostrácodos (*Urocythereis oblonga*) en los estuarios marinos, así como una gran abundancia de otras especies (*C. fischeri*) en los canales finalizadores del subsistema Carreras.

2. EVOLUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES EN MEDIOS CONTAMINADOS

El estuario de los ríos Tinto y Odiel es una de las zonas más contaminadas del mundo (Cr: hasta 272 ppm; Cu: hasta 4447 ppm; Zn: hasta 6521 ppm; Pb: hasta 4378 ppm). El análisis de 55 muestras superficiales y 12 testigos ha permitido deducir las variaciones en las asociaciones de estos microorganismos en función de la evolución mediambiental de esta zona. Se han diferenciado tres periodos:

Periodo pre-industrial (anterior a 1966).- *A. inflata* era el foraminífero principal en todos los medios submareales e intermareales. En los canales alimentadores principales, coexistía con abundantes especimenes del ostrácodo *L. elliptica*, en tanto que los sectores marinos presentan poblaciones mayoritarias de *Urocythereis oblonga*. Finalmente, diversas especies del género *Xestoleberis* eran dominantes en los medios más protegidos próximos a Punta Umbría.

Periodo industrial (1966 a 1990). La implantación de dos Polos de Promoción Industrial y el vertido incontrolado de efluentes ácidos fuertemente contaminados en metales pesados provoca la desaparición de estos microorganismos en los canales principales de ambos ríos. Sólo se sigue manteniendo una distribución similar en el subsector Punta Umbría, separado de los focos principales de contaminación por la hidrodinámica del medio y un conjunto de islas-barrera.

Periodo post-industrial (1990 hasta hoy).- La implantación de severas medidas correctoras ha permitido la recuperación parcial de este ecosistema degradado. *A. inflata* y *L. elliptica* han recolonizado algunos canales alimentadores de los estuarios medio y marino del río Odiel, en tanto que aparecen nuevas poblaciones de foraminíferos (*T. inflata, J. macrescens*) en algunas nuevas marismas creadas por la colmatación del estuario.

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (BTE-2000-1153).

REDESCOBERTA DO MATERIAL TIPO DE *"Lingulella" major* TEIXEIRA, RIBEIRO & SILVA, 1964 (BRAQUIÓPODE QUITINOFOSFÁTICO) E AS SUAS IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS PARA O PALEOZÓICO DO NORTE DE PORTUGAL

Sá, A.A.[1], Coke, C.[1] & Piçarra, J.M.[2]

[1] Departamento de Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 1013 5001-911 Vila Real, Portugal - asa@utad.pt ; ccoke@utad.pt
[2] Instituto Geológico e Mineiro, Ap. 104, 7800 Beja Codex, Portugal - jose.picarra@igm.pt

Após o incêndio ocorrido na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa em 1978, o material tipo do braquiópode *"Lingulella" major* TEIXEIRA, RIBEIRO & SILVA,1964, foi dado como destruído. Investigações recentes efectuadas por um dos autores deste trabalho (J.M. Piçarra) nas colecções paleontológicas do Museu de História Natural de Lisboa, levaram à redescoberta do exemplar designado como lectotipo e restante colecção de referência.

Estes braquiópodes foram frequentemente mencionados e alvo de estudo em diversas publicações (Ribeiro *et al.*, 1962; Teixeira *et al.*, 1964a, 1964b, 1967; Teixeira, 1974, 1981; Teixeira & Gonçalves, 1980; Coke & Gutiérrez-Marco, 2001), sendo atribuídos, com excepção do último trabalho, às formações infrajacentes ao Ordovícico de idades Precâmbrica ou Câmbrica. Em alguns destes trabalhos, a *"L." major* é referenciada como sendo o fóssil mais antigo do território português.

Após a análise e estudo do material tipo de *"Lingulella" major* (que inclui também exemplares pertencentes aos géneros *Lingulobolus* e *Ectenoglossa*?, confirmando-se a referenciação de Coke & Gutiérrez-Marco, 2001), concluiu-se que a litologia da amostra em que está inserido é de natureza conglomerática, em tudo semelhante à fácies de "Quartzitos sem Ferro" da Formação Quartzítica do Ordovícico da Serra do Marão (Coke, 1992; 2000), com particular destaque para os afloramentos das proximidades do v.g. Freitas, ricos em restos de obolídeos gigantes. A presença de uma litologia conglomerática numa matriz pelítica quartzo-sericítica, associada à presença de fragmentos de outras valvas de obolídeos na ganga envolvente dos exemplares originais da *"L." major* (Fig. 1), leva-nos a considerar que os mesmos tenham sido recolhidos na unidade dos "Quartzitos sem Ferro", aflorantes nas imediações (≈ 125 m) do local referenciado por Teixeira *et al.* (1964b) (Fig. 2), confirmando-se, em definitivo, a datação provisória de Arenigiano inferior, sugerida por Coke & Gutiérrez-Marco (2001), para os horizontes com obolídeos gigantes da Serra do Marão.

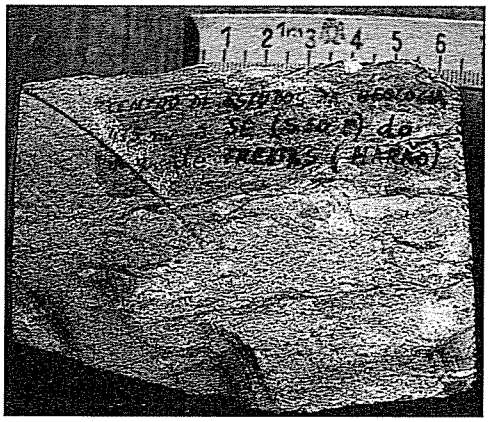


Fig. 1 – Ganga de natureza conglomerática envolvendo o lectotipo de *"Lingulella" major* (na face oposta), encontrado nas imediações do v.g. Freitas na Serra do Marão.

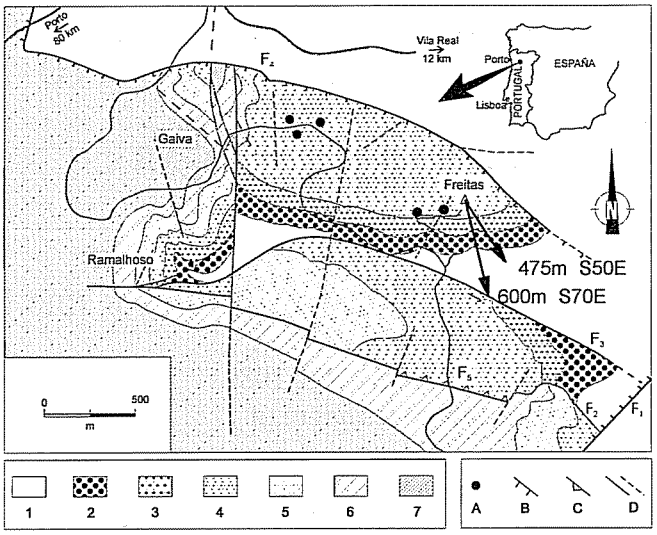


Fig. 2 - Esboço geológico do ramo sul da Serra do Marão, com a localização das jazidas de braquiópodes quitinofosfáticos gigantes. 1, Formação Desejosa do Grupo do Douro; 2-3, Formação vulcano-sedimentar de Vale de Bojas (2, Conglomerado de Bojas; 3, Quartzitos Impuros); 4-6, Formação Quartzítica (4, Quartzitos sem Ferro; 5, Quartzitos com Ferro; 6, Psamitos superiores); 7, Formação Xistenta. A, Jazida fossilífera; B, falha normal; C, cavalgamento; D, falha observada ou inferida. F_1, Falha de Bojas; F_2, Falha de Mina; F_3, Falha de Freitas; F_4, Falha de Pena Suar; F_5, Cavalgamento de Ribeira das Cestas. Adap. Coke & Gutiérrez-Marco (2001).

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Museu de História Natural de Lisboa as facilidades concedidas para o estudo do material alvo deste trabalho, e ao Prof. Doutor J.C. Gutiérrez-Marco, do Instituto de Geologia Económica (CSIC-UCM, Madrid), a revisão do mesmo.

Bibliografía

Coke, C. (1992). *Análise estrutural de um sector do autóctone da Serra do Marão*. Tese de dissertação APCC. UTAD, 122 pp. (n. publ.)

Coke, C. (2000). *Evolução Geodinâmica do ramo sul da Serra do Marão: um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos*. Tese de Doutoramento, UTAD, 330 pp. (n. publ.)

Coke, C. & Gutiérrez-Marco, J.C. (2001). Braquiópodos Linguliformea del Ordovícico Inferior de la Serra do Marão (Zona Centroibérica, N de Portugal). *Boletín Geológico y Minero*, **112 (1)**: 33-50.

Ribeiro, A., Cramez, C., Silva, L.C. & Macedo, J. (1962). Nota sobre a geologia da Serra do Marão. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **14 (2-3)**: 151-170.

Teixeira, C. (1974). Aspectos da Geologia e da paleontologia da serra do Marão. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **19(1-2)**: 1-8.

Teixeira, C. (1981). *Geologia de Portugal. Vol. I – Precâmbrico, Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 629 pp.

Teixeira C. & Gonçalves, F. (1980). *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475 pp.

Teixeira, C., Fernandes, A.P., Peres, A., Assunção, C.T. & Pilar, L. (1967). *Carta e Notícia Explicativa da Folha 10-C (Peso da Régua) da Carta Geológica de Portugal na Escala de 1/50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Teixeira, C., Ribeiro, A. & Silva, L.C. (1964a). The Lingulellinae fauna from the Marão ante-Ordovician formations. *22nd International Geological Congress*, New Delhi, **8 (3):** 16-19.

Teixeira, C., Ribeiro, A. & Silva, L.C. (1964b). La faune de Lingulellinae des formations anté-Ordoviciennes de Marão. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, **15 (2)**: 117-122.

CONCENTRAÇÃO MACIÇA DE *Daedalus labechei* (ROUAULT) (ICNOFÓSSIL ORDOVÍCICO) NO ALTO DO MARTIM PRETO (GUADRAMIL – BRAGANÇA): PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO A PRESERVAR E DIVULGAR

Sá, A.A.[1], Meireles, C.[2] & Coke, C.[1]

[1] Departamento de Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 1013 5001-911 Vila Real, Portugal – asa@utad.pt; ccoke@utad.pt
[2] Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Ap. 1089 4466-956 S. Mamede de Infesta, Portugal – carlos.meireles@igm.pt

Na região de Guadramil (NE Portugal), integrada na área protegida do Parque Natural de Montesinho, a Serra das Barreiras Brancas (designação em Portugal da *Sierra de la Culebra*), constitui um paleorelevo formado por cristas quartzíticas pertencentes à Formação do Quartzito Armoricano.

A ocorrência de icnofósseis nos quartzitos desta região, para além de alguma macrofauna (braquiópodes organofosfáticos e bivalves), foi assinalada pela primeira vez por Medeiros (1950), tendo sido descritos "*Cruziana furcifera* D'ORB." e "*Vexillum Halli* ROU.". Nesse trabalho foram ainda mencionados "[...] uns corpos cilíndricos filiformes, espécie de cordões que descrevem diversas voltas e se sobrepõem em alguns pontos" (p. 94) que o autor considerou análogas às descritas por Delgado (1885, Est. 39, fig. 2 e Est. 42), em Penha Garcia e em Barrancos, e classificadas como restos de algas do género *Palaeochorda* MAC COY . Na região de Guadramil, estes afloramentos são desde há muito referenciados popularmente como as "Pedras Escrevidas". Medeiros (1975) e Teixeira (1981) voltam a fazer referência à ocorrência das referidas marcas, com o último autor a relacionar a sua formação com a actividade de organismos vivos.

Durante a elaboração da cartografia geológica 1:50 000 da folha 4-C (Deilão) (2ª Ed.) (Meireles, 2000), foi iniciada a revisão das colecções da macrofauna e dos icnofósseis da região, tendo as intrigantes "impressões de origem orgânica" sido atribuídas ao género *Daedalus*. Meireles & Sá (2001) classificaram estas impressões como icnofósseis pertencentes à icnoespécie *Daedalus halli* (ROUAULT). No entanto, os estudos empreendidos para o presente trabalho evidenciaram a ocorrência de um "spreite" protrusivo no material de enchimento dos *Daedalus*, em estruturas de tamanho significativo e com ampla contorção nas secções transversais, que de acordo com Seilacher (2000) é característico de *D. labechei* (ROUAULT).

Estes icnofósseis estão bem representados nos quartzitos aflorantes na região sendo a sua preservação excelente, incluindo os detalhes do enchimento para trás (*backfill*) do "spreite", o que permitiu aos autores aprofundar o seu estudo. Esta ocorrência ganha ainda maior importância pelo facto de se tratar de um afloramento em que os *Daedalus* ocorrem sob a forma de secções transversais a diversos níveis das estruturas, antigamente denominadas "*Humilis*" (Lauret, 1974).

A florestação empreendida na região nos últimos anos levou à destruição de muitos dos afloramentos de quartzitos com icnofósseis e só por mero acaso o afloramento em questão não foi destruído. Dada a grande importância do ponto de vista icnológico e a necessidade urgente de assegurar a sua preservação e divulgação, foram já desencadeadas algumas diligências neste sentido tais como o levantamento exaustivo de todos os icnofósseis e o envolvimento de jovens estudantes nestes trabalhos, no

âmbito da iniciativa «Ocupação Científica de Jovens nas Férias» promovida pela Agência Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica e coordenada por um dos autores (A.A. Sá). Em simultâneo, estão a ser desenvolvidos esforços no sentido da classificação do afloramento como Local de Interesse Geológico (LIG) e como Monumento Natural, tendo em conta o seu interesse científico e didáctico e o facto de estar localizado numa área protegida. Este processo está a ser preparado no âmbito do Projecto «Geologia dos Parques Naturais de Montesinho e do Douro Internacional (NE de Portugal): caracterização do património geológico» (PNAT/1999/CTE/15008), desenvolvido pelo Instituto Geológico e Mineiro e pela Universidade do Minho.

Agradecimentos

Os autores agradecem os financiamentos da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), do Instituto de Conservação da Natureza (ICN) e da Agência Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica – Ciência Viva, que tornaram possível os estudos realizados no âmbito dos projectos anteriormente referenciados, para os quais contribui o presente trabalho. Agradecem ainda ao Prof. Doutor J.C. Gutiérrez-Marco, do Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM, Madrid), a revisão do trabalho e de algum material de mão.

Bibliografia

Delgado, J.F.N. (1885). Estudo sobre os bilobites e outros fósseis das quartzites da base do Systema Silurico de Portugal. *Academia Real das Sciencias*. Lisboa, 113 pp. e 42 Est.

Lauret, J.-M. (1974). Recherches géologiques et minières dans la region d'Almaden-Almadenejos (Espagne). *Travaux du Laboratoire de Géologie Structurale et Apliquée*, 91, Orsay, vol. II: Annexes.

Medeiros, A.C. (1950). Geologia do Jazigo de Ferro de Guadramil. *Estudos Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, Porto, 4(1-4): 82-106.

Medeiros, A.C. (1975). *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000 e notícia explicativa da Folha 4-C (Deilão)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 21 pp.

Meireles, C. (2000). *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000 e notícia explicativa da Folha 4-C (Deilão), 2ª Ed.* Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 28 pp.

Meireles, C. & Sá, A.A. (2001). As Pedras Escrevidas do Alto do Martim Preto (Guadramil): mistério esclarecido. *II Seminário de Recursos Naturais do Nordeste Transmontano*. Escola Superior de Educação, Bragança.

Seilacher, A. (2000). Ordovician and Silurian Arthrophycid Ichnostratigraphy. *In* M.A. Sola & D. Worsley (Eds.): *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier Science B.V., Amsterdam: 237-258

Teixeira, C. (1981). *Geologia de Portugal. Vol. I – Precâmbrico, Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 629 pp.

NIVELES DE ESPONJAS EN EL MESSINIENSES INFERIOR DE LUCAINENA DE LAS TORRES (CUENCA DE SORBAS, ALMERIA, SE DE ESPAÑA)

Sánchez-Almazo, I.M.[1] y Aguirre, J.[2]

1. Dpt. of Earth Sciences, University of Cambridge, Downing Street, Cambridge CB2 3EQ, U.K.
2. Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Fuentenueva s/n Universidad de Granada, 18002 Granada.

La zona de estudio se localiza en el margen sur de la cuenca de Sorbas (Almería) en la carretera local que une la nacional N-340 con Níjar (coordenadas 30SWG712024). Los materiales estudiados se disponen discordantemente sobre limos, arenas y conglomerados rojos del Tortoniense superior. La base de la sección está representada por calcarenitas y calcirruditas (Miembro Azagador) muy ricas en algas coralináceas, briozoos, bivalvos, braquiópodos, serpúlidos y equinodermos. Hacia techo estos materiales cambian a limos amarillentos-ocres que, finalmente, pasan a margas grises (parte inferior del Miembro Abad). Entre las margas se intercalan algunos paquetes de limos arenosos, y de margocalizas. Por encima de las margas se disponen discordantes las facies arrecifales del Miembro Canteras que lateralmente pasan a limos y margas que forma el tramo superior del Miembro Abad.

En los niveles limoso-arenosos de la base del Miembro Abad se encuentran concentraciones de esponjas. Se han localizado hasta cuatro niveles de concentración de esponjas. Las esponjas se encuentran verticalmente orientadas, manteniendo la posición original de crecimiento, o desplazadas de la vertical pero completas. En este caso, la única distorsión claramente sufrida por las esponjas es que han sido volcadas desde la posición original. Asociados a las esponjas se encuentran además braquiópodos, equinodermos y bivalvos (*Chlamys* spp, *Korobkovia*, *Neopycnodonte* y moldes no identificados). En la mayor parte de los casos los fósiles se encuentran completos y articulados, lo que indica un ambiente de baja energía con una tasa de sedimentación relativamente alta.

Con objeto de inferir las condiciones ambientales en las que se formaron los niveles de acumulación de esponjas se llevó a cabo un estudio isotópico ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) sobre conchas del foraminífero plantónico *Obulina universa* y de los bentónicos *Cibicidoides dutemplei.* y *Uvigerina peregrina*. Para este estudio se hizo un muestreo a lo largo de todo el tramo inferior del Miembro Abad y, para un análisis de mayor detalle, de los niveles de acumulación. A lo largo de la sección estudiada se observa un enriquecimiento en el ^{18}O hacia el techo, tanto en los plantónicos como en los bentónicos. Esta tendencia se relaciona con un descenso de la temperatura general de la columna de agua. El promedio del $\Delta^{18}O_{p\text{-}b}$ ($\delta^{18}O_{plact} - \delta^{18}O_{bent}$) para el tramo estudiado es de 1‰. Esta diferencia indica que los fondos se encontraron al menos 4°C más fríos que las aguas superficiales si consideramos la temperatura como el único factor que controla las diferencias en los isótopos de oxígeno. Estas condiciones templadas durante el Messiniense basal pueden explicarse bien por la entrada de aguas frías y profundas del Atlántico en el Mediterráneo o simplemente como consecuencia de un enfriamiento generalizado tras la expansión de los casquetes polares que tuvo lugar durante el tránsito Tortoniense/Messiniense (≈7 Ma). Dentro de esta tendencia general, los niveles de acumulación de esponjas no suponen, aparentemente, cambios ambientales ya que los valores de isótopos estables siguen una tendencia generalizada, sin saltos importantes.

De acuerdo con los datos de geoquímica asociados a los niveles de esponjas se puede concluir que no se produjo ningún cambio importante en las condiciones ambientales que condicionara el desarrollo de estos organismos. Por analogía con otros ejemplos actuales y del pasado, el inicio y posterior desarrollo de comunidades de esponjas pudo estar relacionado con la existencia de un medio estable, bien oxigenado y con una tasa de sedimentación baja. Un aporte de nutrientes también ha sido relacionado con una mayor proliferación de estos organismos. No obstante, al igual que ocurre con los valores del $\delta^{18}O$, no hay cambios importantes en el $\delta^{13}C$ en los niveles de acumulación con respecto al resto de la sección. Atendiendo a la delicada preservación de las esponjas en los niveles estudiados, cabe atribuir dichas concentraciones a eventos de enterramientos catastróficos en ambientes relativamente profundos y de baja energía hidráulica. Esta interpretación es congruente con el hecho de que las concentraciones se encuentren en niveles limoso-arenosos (turbiditas ?) dentro de una secuencia margosa. En este contexto ambiental, la ausencia de energía hidrodinámica evitaría que se produjeran eventos de retrabajamiento y resedimentación posteriores al enterramiento. En definitiva, se puede concluir que los niveles de acumulación de esponjas del Messiniense inferior de Lucainena de las Torres parecen estar relacionados con la dinámica sedimentaria y los procesos de fosilización y no con cambios ambientales que favorecieran el establecimiento y desarrollo de estos organismos en épocas concretas (concentraciones biológicas).

LOS CURSILLOS INTERNACIONALES DE PALEONTOLOGÍA DE SABADELL (1952-58) EN EL DESARROLLO DE LA PALEOMASTOLOGÍA DE ESPAÑA

J. Truyols Santonja

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005-Oviedo (Spain). jtruyols@geol.uniovi.es

Al final de la guerra civil española, cuando los cuadros de investigación científica estaban notablemente desguarnecidos, surgieron en el campo de la Paleontología los nombres de dos figuras, Miguel Crusafont Pairó y José Fernández de Villalta, cuya importante labor vino a determinar una renovación total del panorama paleontológico del país al especializarse en el estudio de los mamíferos fósiles. Centrada su actividad en un museo local, el de la ciudad de Sabadell, Crusafont y Villalta iniciaron una estrecha colaboración durante cerca de quince años, que se suspendió más tarde cuando emprendieron caminos independientes dentro de su misma especialidad. La existencia de una importante sucesión estratigráfica del Mioceno continental en la zona (Cuenca del Vallés-Penedés) permitió el hallazgo de una gran cantidad de restos fósiles, que fueron objeto de estudio en numerosas monografías. Las pocas revistas científicas que existían en España en la época vieron sus páginas continuamente invadidas por las publicaciones de estos autores, cuando la nómina de paleontólogos españoles en ejercicio podía contarse apenas en aquellos instantes apenas con los dedos de ambas manos.

Solo a partir de 1945 al finalizar la II Guerra Mundial, que tanto había dificultado la comunicación con el mundo exterior, fue cuando los centros de investigación científica de los países europeos pudieron tener conocimiento de los notables descubrimientos efectuados por los dos paleontólogos españoles y valorar su importancia. Fue entonces cuando a Miguel Crusafont se le ocurrió la idea (no desprovista de audacia en aquellos momentos) de organizar una reunión internacional en el centro donde se guardaba la mayor parte del material paleontológico descubierto. Para ello contaba con el interés que los hallazgos efectuados habían despertado en los especialistas del grupo, que reiteradamente manifestaban su deseo de examinarlos directamente. La relativa carencia de infraestructuras en dicha localidad (por aquel entonces, una población volcada como dedicación a la industria textil, sin tradición universitaria) hizo diferir durante un cierto tiempo la realización del proyecto, que finalmente se hizo realidad en el verano de 1952. Asi nació el denominado Cursillo de Paleontología de Sabadell.

El Cursillo era concebido a modo de un coloquio, centrado en temas de Paleomastología, en el que tenían lugar conferencias de especialistas extranjeros y españoles, y se complementaban con otras de carácter geológico referidas a las cuencas exploradas. En aquellos años ya se disponía además de un cuantioso material recolectado en exploraciones efectuadas en otras cuencas españolas. Pese a las dificultades que entrañaba su organización, el Cursillo constituyó un éxito completo. Asistieron hasta 60 participantes, y en el aula improvisada tuvieron lugar conferencias a cargo de los profesores Jean Piveteau, de Paris, Jean Viret, de Lyon, Johannes Hürzeler,

de Basilea, Piero Leonardi, de Ferrara, junto a los españoles Bermudo Meléndez, de Madrid y naturalmente los organizadores, Miguel Crusafont, José F. de Villalta y Jaime Truyols. Las conferencias de información geológica se debieron a los profesores Luis Solé Sabarís, de Barcelona, y José Mª Fontboté, de Granada. Intercaladas con las sesiones científicas se realizaron excursiones y recorridos por la Cuenca del Vallés-Penedés, visitando yacimientos paleontológicos y la serie sedimentaria.

El éxito obtenido aconsejó la repetición del evento en años sucesivos. Así tuvieron lugar en años alternos, desde 1954 a 1958, tres Cursillos más, con afluencia de un número de participantes que rondaba la cifra del centenar, y un profesorado que mantenía el de la primera edición al que se sumaban entre otros los profesores Heinz Tobien, de Darmstadt, G.H.R. von Koenigswald, de Utrecht, Bjorn Kurtén, de Helsinki, Birger Bohlin, de Uppsala, Colette Dechaseaux y René Lavocat, de Paris, Frédéric M. Bergounioux, de Toulouse, D.E. Savage de Berkeley y J.A. Wilson, de Austin.

Se había planeado la celebración de un quinto Cursillo, pero por circunstancias diversas surgidas en el seno de la comisión organizadora (en particular el ascenso de Miguel Crusafont a la cátedra de Paleontología de la Universidad de Oviedo) tuvo que interrumpirse la continuidad de estos eventos que tanto interés habían suscitado.

Las conferencias desarrolladas originaban frecuente discusión entre los asistentes, especialmente las que incidían de algun modo en aspectos relacionados con la evolución orgánica. En particular los debates alcanzaron mayores niveles cuando a partir del segundo Cursillo se amplió el profesorado participante y se dió entrada a paleontólogos procedentes del mundo germánico y del anglosajón. Temas de actualidad en aquellos momentos (el fraude de Piltdown, el descubrimiento del esqueleto entero de *Oreopithecus*, el fenómeno Teilhard) fueron objeto de amplio debate y contribuyeron a marcar algunos cambios en el progreso de la Paleontología española.

Los recorridos efectuados sobre el terreno en diversas áreas del Terciario continental mostraron su riqueza paleontológica y permitieron valorar la consideración de los pisos Vallesiense y Turolense, recién introducidos a partir de las faunas de mamíferos. Precisamente fue desde entonces cuando se inició por vez primera la participación organizada de equipos extranjeros (holandeses y franceses especialmente) en la exploración paleomastológica del territorio español.

PRIMERA APORTACIÓN AL CONOCIMIENTO DE LOS FORAMINÍFEROS DE LAS COSTAS DE GRAN CANARIA (ISLAS CANARIAS-ATLÁNTICO NORTE)

Usera J. y Sánchez Pérez I.

Departamento de Geología.Universidad de Valencia.
Dr. Moliner, 50. 46100. Burjassot. Valencia.
e-mail: usera@uv.es

El estudio de los foraminíferos de las Islas Canarias abandonado casi por completo desde los trabajos de Alcide d'Orbigny (1839) del que, en el presente año, se cumplen dos siglos desde su nacimiento, presenta un notable interés dado que éstas islas se encuentran situadas en una región atlántica de aguas templadas intermedia en su posición entre las frías de la corriente de Portugal y las más cálidas de las corrientes de los Alisios.

Los foraminíferos estudiados en éste trabajo proceden de un conjunto de sedimentos de fondo de la isla de Gran Canaria recogidos entre los 12 y 32 m de profundidad por medio de una draga rectangular de tipo Patín.

El volumen total de muestra fue conservado en alcohol o congelado para su posterior análisis. Una parte de la muestra fue utilizada para el estudio de los foraminíferos, siendo levigada con agua dulce y tamizada bajo malla de 0'063 mm.

El total de foraminíferos extraídos de cada una de las muestras fue el resultado de la aplicación del método de rarefacción de Sanders (1968) y discutido por Raup & Stanley (1978) y Hayek & Buzas (1997).

Las localidades muestreadas fueron:

Nº de muestras	Localidad	Coordenadas	Profundidad
1	Puerto Rico	27°44' 67" N ; 15°42'93"W	32 m
1	Gramacán 23-9-99	27° 44' 50' N ; 15° 40' W	12 m
1	Gramacan 30-3-00	27° 44' 50' N ; 15° 40' W	12 m
1	Sardina St.4	28°09'130''N; 15°42'210''W	15 m
1	Sardina St.5	28°09'05'' N ; 15°42'09''' W	23 m

La asociación dominante está constituida por:

Quinqueloculina berthelotiana D'Orbigny, *Quinqueloculina quadrata* Nörvang, *Quinqueloculina vulgaris* D'Orbigny, *Lobatula lubatula* (Walker & Jacob), *Rosalina vilardeboana* D'Orbigny, *Neoponides auberi* Eichwald.

El número total de especies identificadas ha sido de 91, repartiéndose éstas en los siguientes subordenes:

Textulariina: *Textularia pseudogramen* Chapman & Parr, *Textularia sagittula* D'Orbigny, *Siphotextularia* cf *flintii* (Cushman).

Miliolina: *Vertebralina striata* D'Orbigny, *Pyrgo elongata* (D'Orbigny), *Miliolinella webbiana* D'Orbigny, *Spiroloculina angulata* Cushman, *Quinqueloculina berthelotiana* D'Orbigny, *Quinqueloculina vulgaris* D'Orbigny, *Quinqueloculina lamarckiana* D'Orbigny , *Quinqueloculina quadrata* Nörvang ,

Quinqueloculina seminula (Linné), *Quinqueloculina oblonga* (Montagu), *Quinqueloculina aglutinans* D'Orbigny, *Miliolinella circularis* (Bornemann), *Miliolinella circularis sublineata* (Brady), *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Triloculina cuneata* Karrer, *Triloculina affinis* D'Orbigny, *Triloculina trigonula* (Lamarck), *Adelosina laevigata* (D'Orbigny), *Adelosina mediterranensis* (Le Calvez), *Spiroloculina antillarum* D'Orbigny, *Spiroloculina venusta* Cushman & Todd , *Sigmoilinita tenuis* Seiglie, *Pyrgo canariensis* D'Orbigny, *Pereroplis planatus* Fichtel & Moll , *Massilina secans* (D'Orbigny).

Globigerinina:*Orbulina universa* D'Orbigny, *Turborotalia humilis* (Brady), *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *Globoturborotalia rubescens* Fofker, *Neogloboquadrina dutertrei* (D'Orbigny), *Globigerina bulloides* D'Orbigny, *Globigerina falconensis* Blow, *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Pullienatina obliquiloculata* (Parker & Jones), *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny), *Truncorotalia truncatulinoides* (D'Orbigny), *Globorotalia inflata* (D'Orbigny).

Rotaliina: *Fissurina seguenziana* (Fornasini), *Fissurina multicostata* (Karrer), *Fissurina marginata* (Walker & Boys), *Fissurina orbigyana* (Seguenza), *Rosalina williamsoni* (Chapman & Parr), *Angulodiscorbis charlesensis* (McCulloch), *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Amphycorina scalaris* (Batsch), *Lagena sulcata* (Walker & Jacob), *Ammonia beccarii* (Linné), *Brizalina dilatata* (Reuss), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Cancris auricula* (Fichtel & Moll), *Gavelinopsis praegeri* (Heron-Allen & Earland), *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob) , *Rosalina mediterranensis* D'Orbigny, *Rosalina globularis* D'Orbigny, *Asterigerinata mamilla* (Willamson), *Glabratella patelliformis* (Brady), *Eponides repandus* (Fichtel & Moll) , *Astrononion stelligerum* D'Orbigny, *Elphidium advenum* (Cushman), *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll), *Elphidium excavatum* (Terquen), *Lenticulina inornata* D'Orbigny, *Conorbella pulvinata* (Brady), *Amphisorus hemprichii* Ehrenberg, *Angulogerina angulosa* (Williamson), *Planorbulina mediterranensis* (D'Orbigny), *Neoponides auberi* Eichwald, *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Favulina hexagona* (Williamson), *Astacolus crepidulus* (Fichtel & Moll), *Bulimina costata* D'Orbigny, *Bulimina elongata* D'Orbigny, *Buliminella elegantissima* D'Orbigny, *Hanzawaia boueana* (D'Orbigny), *Cassidulina crassa* D'Orbigny, *Cassidulina laevigata* D'Orbigny, *Globocassidulina oblonga* (Reuss), *Stomatorbina concentrica* (Parker & Jones), *Lamarckina excavata* D'Orbigny , *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Bolivina pseuplicata* Heron-Allen & Earland, *Bolivina punctata* D'Orbigny, *Bolivina pygmaea* Brady.

Los valores calculados del índice de Diversidad de Shannon-Wiener, Equitabilidad y α de Fisher, nos indican que nos encontramos en un ambiente de aguas abiertas y bien oxigenadas dentro de la plataforma continental interna, con aparente abundancia de algas donde muchas de las especies de foraminíferos se pueden fijar.

Agradecimientos:

Agradecemos a la Dr. Nieves González del Instituto de Ciencias Marinas de Canarias su amabilidad al habernos proporcionado el material objeto de éste estudio y cuanta información le hemos solicitado.

DINÁMICA POBLACIONAL DE *AMMONIA BECCARII* (LINNÉ) (FORAMINIFERIDA) EN EL CUATERNARIO DE PEÑÍSCOLA (CASTELLÓN)

Usera, J., Alberola, C. y Brito, J.M.

Dpto. Geología. Universidad de Valencia. Dr. Moliner, 50. 46100, Burjasot, Valencia. e-mail:usera@uv.es.

La albufera cuaternaria de Peñíscola se forma durante el máximo transgresivo Flandriense, alrededor del 6.000 BP, al establecerse una barra arenosa que retiene las aguas continentales y forma una laguna litoral. En este nuevo ambiente las filtraciones de agua de mar originan un medio de aguas salobres, tal como indican las asociaciones de foraminíferos que aparecen desde los primeros momentos de su formación.

Para el estudio de los foraminíferos cuaternarios, se realizaron seis sondeos mecánicos de rotación que atravesaron los sedimentos cuaternarios hasta llegar a su base, constituida por margas arenosas del Mioceno marino. De todos los sondeos el PÑ S-2, que alcanzó una profundidad de 9,60 m, es el que ha proporcionado más información sobre el desarrollo del cuaternario litoral en esta zona. Del total del sondeo se han estudiado 3,80 m que son los que corresponden a la fase de encharcamiento y colmatación natural, siendo los 4 m superiores de relleno antrópico y los casi dos metros inferiores pertenecientes a los materiales terciarios.

Se han tomado 29 muestras espaciadas regularmente en este tramo de columna que después de desagregadas con agua y tamizadas bajo malla de 0,063 mm, han proporcionado numerosos caparazones de foraminíferos, siendo de destacar la abundancia de *Ammonia beccarii* (Linné) entre otras especies.

Aprovechando esta abundancia se ha realizado, sobre un total de 15.903 ejemplares, un estudio de la dinámica poblacional de esta especie y de otros aspectos de su paleobiología, como el caracter dextrógiro o levógiro del enrollamiento de sus caparazones o la frecuencia de formas sexuadas o asexuadas en cada nivel. Con ello se pretende tratar de determinar si las posibles variaciones en el medio se ven reflejadas con cambios en el comportamiento de los componentes de las poblaciones.

Para el estudio de la dinámica poblacional de *Ammonia beccarii* se han separado alrededor de 500 individuos de cada muestra, diferenciando las formas macrosféricas de las microsféricas, con el objeto de no reunir en un mismo grupo a representantes de dos tipos de generaciones.

Para las formas macrosféricas, las más numerosas, la mayor frecuencia de individuos corresponde a una edad de entre 10 y 13 cámaras. La edad mínima presente es de 5 cámaras en la mayor parte de las muestras, aunque no se descarta la posibilidad de que formas más juveniles hayan podido ser arrastradas fuera de la zona de producción, por las corrientes de fondo de la laguna litoral.

Para los individuos macrosféricos longevos la edad máxima oscila alrededor de las 20 cámaras y en unos pocos casos se llega a las 25.

Para las formas microsféricas, los individuos más frecuentes poseen alrededor de 20 cámaras, aunque se alcanzan con frecuencia las 25 cámaras y un máximo próximo a 30.

Dado que el número de individuos microsféricos es bastante menor que el de macrosféricos, algunas curvas de supervivencia pueden ser poco significativas, ya que en algunos casos solo fueron contabilizados 10 ó 12 ejemplares.

Al comparar los tantos por ciento de las formas sexuadas frente al de asexuadas, se observa que el número de individuos macrosféricos supera al de microsféricos, lo que está en concordancia con el desarrollo de una población con alternancia de generaciones en un ambiente inestable.

Analizando con más detalle esta composición se observa que, al inicio de la colonización las diferencias numéricas entre ambos tipos de generación son menores, del orden de un 35% a un 45% de formas microsféricas sobre macrosféricas. No obstante, esta situación cambia de manera progresiva hasta llegar a un 0,4% o inferior.

Esta evidencia, en donde no parecen tener influencia los procesos tafonómicos, nos indicarían un aumento en la inestabilidad ambiental de la cuenca conforme se va produciendo la colmatación de la misma.

Con referencia al sentido de enrollamiento de los ejemplares de *Ammonia beccarii* de la serie, se observa que en todas las muestras el número de individuos dextrógiros es superior al de levógiros, con algunos mínimos (PÑ2-51; PÑ2-19; PÑ2-11) que superan en poco el 50%, y máximos que no llegan a alcanzar el 60%, por lo que la tendencia general al enrollamiento dextrógiro parece ser la norma del conjunto de las sucesivas poblaciones de esta especie en la laguna litoral.

Otro de los elementos analizados, ha sido la posible relación entre el sentido de enrollamiento y el tipo de generación. La proyección de los datos obtenidos de los porcentajes entre individuos dextrógiros y levógiros y los dextrógiros macro frente a levógiros macro, muestran una gran semejanza, lo que parece indicar que la proporción, para una muestra determinada, de individuos macrosféricos dextrógiros frente a microsféricos dextrógiros, es muy similar al tanto por ciento en las formas levógiras.

Como conclusiones de este estudio podemos indicar, que no se aprecian cambios notables en la dinámica poblacional de *Ammonia beccarii* durante la evolución de la laguna litoral de Peñíscola durante el Cuaternario reciente.

El conjunto de formas dextrógiras es siempre superior al de levógiras y no parece existir en nuestro caso, una relación entre la fase del ciclo reproductivo y el sentido de enrollamiento de la concha

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Conselleria de Cultura i Educació de la Generalitat Valenciana, Proyecto 2001/0366-A. Es una contribución al Proyecto IGCP 437.

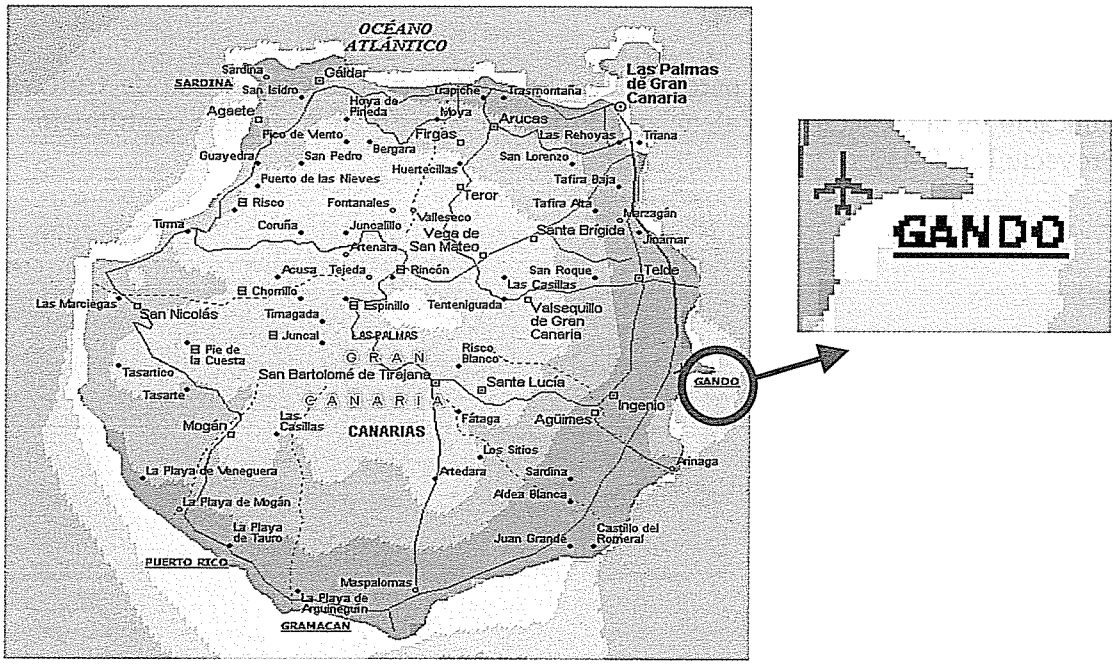
PROCESOS TAFONÓMICOS EN FORAMINÍFEROS ASOCIADOS A LA DIETA ALIMENTICIA DE *DIADEMA ANTILLARUM* (PHILIPPI) (ECHINODERMATA: EHINOIDEA).

Usera J., Brito J. M., Sánchez Pérez I.

Departamento de Geología, Universidad de Valencia.
Dr. Moliner 50. 46100-Burjassot. Valencia.
e-mail: usera@uv.es

El análisis del contenido gástrico y de las heces fecales de *D. antillarum* (Philippi) ha permitido identificar un buen número de especies de foraminíferos, en su mayoría bentónicos. Para conocer si durante de la fase digestiva se ha producido una pérdida de información en la composición original de la asociación de foraminíferos, se ha procedido ha realizar una comparación entre las asociaciones del contenido gástrico y de las heces fecales de manera cualitativa, en cuanto a las especies que se conservan después del proceso digestivo y semicuantitativa comparando las proporciones relativas de las mismas, antes y después de éste proceso.

Diadema antillarum (Philippi) el "erizo de lima" constituye en la actualidad una plaga que afecta de manera drástica a los fondos infralitorales de las Islas Canarias. Éste hecho se produce principalmente por la disminución de sus depredadores naturales como *Pagrus auriga* (Valenciennes) "la sama roquera" o *Chilomycterus reticulatus* (Linné) el "tamboril espinoso" y macroinvertebrados como las estrellas de mar (*Marthasterias, Coscinasterias,* etc.) que ha llevado al aumento de las poblaciones de *D. antillarum* hasta el punto de provocar una disminución preocupante de la cobertura algal. Los ejemplares de *D. antillarum* de los cuales se obtuvieron las muestras estudiadas fueron recolectados en la Bahía de Gando (Gran Canaria) a 15 m de profundidad por personal del Instituto Canario de Ciencias Marinas dentro del proyecto "Estudio de la plaga de erizas *Diadema antillarum* en aguas del archipiélago canario".



Localidad	Coordenadas	Profundidad
Bahía de Gando	27° 55' 39" N; 15° 22' 05" W	**15 m**

El muestreo se realizó tomando, por una parte, el contenido gástrico y por otro lado las heces fecales que aparecen en el interior de *D. antillarum*. El volumen total de muestra se conservó congelado a –80° para su posterior estudio. Una parte de la muestra fue utilizada para el estudio de los foraminíferos siendo levigada con agua dulce y tamizada bajo malla de 0'063 mm.

D. antillarum en aguas del archipiélago canario se alimenta fundamentalmente de especies de algas pardas como *Padina pavonica* (Linné) Gaillon , *Dyctiota dichotoma* (Hudson) Lamouroux, *Cystoseira abies-marina* (S.G.Gmelin) C.Agardh, *Lobophora variegata* (Lamour) Wom y *Halopteris filicina* (Grat.) Kützing . Éstas cinco especies de algas se pueden dividir en tres grupos, siendo *H. filicina, L.variegata* y *D. dichotoma* sus preferidas a la hora de alimentarse (Tuya *et al*, 2001).

Acompañando a éstas algas aparecen numerosas especies de foraminíferos bentónicos que, de igual manera, forman parte de la dieta de éste equinodermo.

Al estudiar el interior del aparato digestivo hemos encontrado una serie de especies presentes en el contenido gástrico, que no se hallan en las heces fecales y que suponemos han sido eliminadas durante el proceso digestivo. Éstas especies son las siguientes:

Miliolina:

Quinqueloculina oblonga (Montagu), *Adelosina laevigata* (D'Orbigny), *Sigmoilina grata* (Terquen), *Peneroplis pertusus* (Fichtel & Moll),*Cornuspira involvens* (Reuss).

Rotaliina:

Astrononion stelligerum D'Orbigny, *Elphidium advenum* (Cushman), *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Stomartobina concentrica* (Parker & Jones), *Hanzawaia boueana* (D'Orbigny), *Miliammina fusca* (Brady), *Cibicidoides pseudoumgerianus* (Cushman), *Conorbella pulvinata* (Brady), *Angulogerina angulosa* (Williamnon), *Corrugatella donosoi* Seiglie & Bermúdez.

Los resultados preliminares obtenidos del estudio confirman la pérdida de información desde el punto de vista cualitativo, ya que se produce una disminución del número de especies de la asociación de foraminíferos del contenido gástrico, con respecto a los que se encuentran en las heces fecales. Éste hecho puede estar relacionado con la mayor facilidad de disolución de los caparazones por su composición y microestructura, así como también por la abundancia relativa de cada especie.

Agradecimientos:

Agradecemos a la Dr. Nieves González del Instituto de Ciencias Marinas de Canarias su amabilidad al habernos proporcionado el material objeto de éste estudio y cuanta información le hemos solicitado.

PRIMERA CITA DEL GÉNERO *PEROTROCHUS* FISCHER (PLEUROTOMARIIDAE, GASTROPODA) EN EL NEÓGENO EUROPEO

Vera-Peláez, J. L. [(1)] y Lozano-Francisco, M. C. [(1)]

(1) Museo Municipal de Paleontología. Plaza de Toros. Matías Prats s/n. 29680 Estepona (Málaga). Tfno: 952807148. e-mail: delcultu@teleline.es

Palabras clave: *Perotrochus*, Pleurotomariidae, Gastropoda, Plioceno, Europa.
Key words: *Perotrochus*, Pleurotomariidae, Gastropoda, Pliocene, Europe.

INTRODUCCIÓN

Se cita por primera vez el género *Perotrochus* Fischer (Pleurotomaridae, Prosobranchia, Gastropoda) en Estepona (cuenca de Estepona, Málaga), que es a su vez, primera cita para el Neógeno europeo, la cita más moderna de *Perotrochus* en Europa es para el Jurásico (Dogger) (Wenz, 1938). *Perotrochus* está citado del Oligoceno-Plioceno del Indo-Pacífico y Japón (Brookes Knight *et al*, 1960; Wenz, 1938). El género afín *Pleurotomaria* (Triásico superior-Cretácico) está citado en el Mioceno inferior (Burdigaliense) para un molde de *Pleurotomaria pedemontana* Sacco para la cuenca de Piemonte (N de Italia) (Ferrero Mortara *et al*, 1984). En la actualidad, el género *Perotrochus* está representado por una docena de especies, exclusivamente tropicales (Indo-Pacífico y Caribe) y una especie en Sudáfrica: *Perotrochus africanus* Tomlin (Abbott y Dance, 1990; Brookes Knight *et al*, 1960; Wenz, 1938).

Para el presente trabajo se han consultado trabajos sobre las principales cuencas neógenas europeas (cuenca de Piemonte-Liguria, N. Italia): Ferrero Mortara *et al* (1984); cuencas del Dax y Aquitania (S. Francia): Cossmann y Pierrot (1917); los estudios de la cuenca de Estepona y Málaga (Vera-Peláez *et al* (1995); los grandes tratados de paleontología de moluscos: Brookes Knight *et al* (1960); Wenz (1938); y compendios a nivel mundial sobre gasterópodos recientes: Abbott y Dance (1990), entre otros.

Los materiales en que se ha encontrado este arqueogasterópodo son arenas finas muy compactadas correspondientes al Plioceno inferior de la cuenca de Estepona. Se ha localizado en el centro urbano de Estepona, en la excavación de una obra de apartamentos. La geología de la cuenca de Estepona ha sido estudiado en Lozano-Francisco *et al* (1993) y Vera-Peláez *et al* (1993). En toda el área estudiada se encuentra *Globorrotalia margaritae* Bolli y Bermúdez y asociaciones de moluscos del Plioceno inferior.

MATERIAL Y MÉTODOS

Los ejemplares han sido recolectados en el mismo estrato durante la excavación en una obra en el centro de Estepona, junto a la Iglesia del Carmen. El material fue recogido en posición de vida, extraídos con cuidado y limpiados en seco con un pincel fino, pues el material es delicado en extremo. Todos los ejemplares carecían de protoconcha y de las primeras vueltas de teleoconcha, por rotura. El material ha sido depositado en el Museo Municipal de Paleontología de Estepona (Málaga).

El presente estudio ha sido realizado bajo el proyecto autorizado por la Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía denominado "Paleobiología de las cuencas marinas pliocénicas de Estepona, Málaga y Vélez Málaga".

RESULTADOS

Se han recolectado 9 ejemplares, de los cuales, 3 son adultos de gran talla, 3 son juveniles y los otros 3 son moldes internos, todos ellos procedentes de la excavación de una obra de un edificio junto a la Iglesia del Carmen (Estepona, Málaga). Todos los ejemplares fueron encontrados en posición de vida en el mismo estrato.

Los ejemplares mejor conservados presentan una gran talla (H: 94,00 mm; A: 66,50 mm). Protoconcha y primeras vueltas de teleoconcha rotas. Celoconoidea, troquiforme en las primeras vueltas y anchas las más adultas. El género se caracteriza por presentar forma celoconoidea y por la existencia de una escotadura anal (selenizona) angosta y muy profunda hacia la mitad de la altura de la última vuelta. Esta escotadura no se encuentra presente en los ejemplares adultos por rotura, pero, sí es visible su existencia por la disposición de las líneas de crecimiento en dicha zona, formando una cinta estrecha. Se aprecia también un ombligo ancho y poco profundo. El borde columelar forma un engrosamiento en toda su longitud, que forma un plieque adapicalmente. Abertura rectangular ancha. La escultura consta de finos y numerosos cordones espirales y finísimas líneas de crecimiento prosoclinas.

Los representantes de la familia Pleurotomaridae en la actualidad habitan zonas profundas en las regiones tropicales del globo, son raras y de gran talla. La especie más similar a *Perotrochus* sp. del Plioceno de Estepona es *Perotrochus africanus* Tomlin de Sudáfrica, que es algo mayor. La presencia de *Perotrochus* en el Plioceno inferior de Estepona constituye un hecho extraordinario, siendo la primera cita del género para el Neógeno europeo. Tampoco está presente este género en el Cuaternario europeo. Las especies actuales de *Perotrochus* se encuentran distribuidas en la actualidad exclusivamente en aguas profundas en las regiones tropicales del globo.

BIBLIOGRAFÍA

Abbott, R. T. y Dance, S. P. 1990. *Compendium of Seashells*. Ed. American Malacologists, Inc., Melbourne, Florida. 411 pp.

Brookes Knight, J., Cox, L. R., Myra Keen, A., Batten, R. L., Yochelson, E. L. y Robertson, R. 1960. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part I. Mollusca 1.* (Moore Ed.) Geological Society of America Inc and University of Kansas Press. 351 pp.

Cossmann, M. y Peyrot, M. A. 1917. Conchoogie Néogénique de L'Aquitaine. Tome III (Gastropodes). *Actas de la Societè Linéene de Bordeaux*: 82, 544 pp, 28 láms.

Ferrero Mortara, E., Montefameglio, L., Novelli, M., Opesso, G., Pavia, G. y Tampieri, R. 1984. *Catalogli dei tipi e degli esemplare figurati della collezione Bellardi e Sacco. Parte II.* Ed. Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino, Italia. 484 pp., 54 lams.

Lozano-Francisco, M. C., Vera-Peláez, J. L. y Guerra-Merchán, A. 1993. Arcoida (Mollusca, Bivalvia) del Plioceno de la provincia de Málaga, España. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, **3**: 157-188, 5 láms.

Vera-Peláez, J. L., Lozano-Francisco, M. C. y Guerra-Merchán, A. 1993. Escafópodos (Mollusca, Scaphopoda) del Plioceno de la provincia de Málaga, España. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, **3**: 117-156, 5 láms.

Vera-Peláez, J. L., Lozano-Francisco, M. C., Muñiz-Solís, R., Gili, C., Martinell, J., Doménech, R., Palmqvist, P. y Guerra-Merchán, A. 1995. Estudio preliminar de la malacofauna del Plioceno de Estepona (Málaga, España). *Iberus*: **13 (2)**, 93-117.

Wenz, W. 1938. *Allgemeiner Teil und Prosobrabchia: Handbuch der Paläozoologie. Gastropoda.* Gebrüder Borntraeger, Berlín. 948 pp.

INVERTEBRADOS DEL TIRRENIENSE (PLEISTOCENO SUPERIOR) DE LA PLAYA LA ARAÑA-CALA (MÁLAGA)

Vera-Peláez, J. L.[(1)], Lozano-Francisco, M. C.[(1)], Ramos Fernández, J[(2)]

(1) Museo Municipal de Paleontología. C/ Matías Prast, s/n. Plaza de Toros. 29680 Estepona (Málaga). Tfno: 952807148. Fax: 952805168. E-mail: delcultu@teleline.es
(2) Guillermo Carrera Rubio, 6, 10-izq, 29004 Málaga. E-mail: julianramos@supercable.es

INTRODUCCIÓN

Con motivo de la solicitud de desafección de la playa fósil (Pleistoceno superior: Tirreniense) en terrenos de la Cantera de la Araña (Málaga) se ha realizado la valoración del interés paleontológico que presenta el área comprendida al Sur por el Mar Mediterráneo, al Este por el Cantal del Rincón de la Victoria, al Oeste por el Cerro del Candado y Almellones y al Norte hasta Cerro Juan. Este estudio queda enmarcado dentro del Convenio establecido entre la Universidad de Málaga y la Sociedad Financiera y Minera S.A. denominado Inventario, Catalogación y Valoración de los Bienes Culturales (Arqueológicos, Geomorfológicos y Paisajísticos) en el territorio afectado por las canteras y la Fábrica de Cemento de la empresa financiera y minera S.A. en el paraje de la Araña.

Se detectan materiales cuaternarios marinos y continentales a distintas cotas tanto en superficie como rellenando paleocavidades y diaclasas, las cuales pueden agruparse en 9 conjuntos mayores. En función de su disposición altitudinal y secuenciación cronológica pueden ser correlacionados con la serie de depósitos marinos detectados en el Mediterráneo. Existen una serie de depósitos distribuidos entre 0-5 m que se corresponden con el Tirreniense III, los ubicados entre 5-10 m parecen relacionarse con el Tirreniense I, entre 25-135 m se ubicarían sedimentos de origen marino del Pleistoceno medio e inferior. La edad de los depósitos marinos se establece mediante radiación isotópica Th/U, estudio de características sedimentológicas, relación marino-continental, contenido faunístico y su correlación con otras áreas geográficas próximas (Ferre *et al*, 2001).

MATERIAL Y MÉTODOS

Para el análisis paleontológico se han realizado cinco visitas al área en estudio. En las dos primeras se ha realizado un primer reconocimiento de las playas fósiles citadas con anterioridad en la bibliografía que se sitúan a cotas 0.90-1.20, 4-5, 10-11, 25-30 y 60-65 m. s. n. m. En el presente estudio se encontró fauna en los niveles correspondientes a los situados entre 0.90-1.20 y 10-11 m. s. n. m. Estos niveles se encuentran cubiertos por una costra de material continental rocoso y que en el caso de las cotas 4-5 y 10-11 m. s. n. m. presentan fauna continental cuaternaria. Cabe destacar la existencia de continuidad a distintas cotas desde el sector de El Candado-La Araña hasta el sector del Rincón de la Victoria. Las playas fósiles de 0.90-1.20 m.s.n.m. están constituidas fundamentalmente por gravas, arenas y una matriz arcillosa rojiza muy cementada con abundante malacofauna. Los moluscos se encuentran muy erosionados por el embate de las olas y fuertemente carbonatados. Este nivel se encuentra rellenando oquedades en calizas jurásicas. Por encima del estrato tirreniense 0.90-1.20, aparece un nivel continental de arcillas rojas poco cementadas separadas por una clara discordancia

y que se caracteriza a nivel paleontológico por una gran abundancia del gasterópodo pulmonado *Iberus alonensis* (Férussac), de edad más moderna.

RESULTADOS

Sólo en las cotas de 0.90-1.20 m.s.n.m. en las estaciones P.C. (Peñón del Cuervo), P1 (Peñón del Cuervo), P3 (Playa de la Araña) y P4 (Punta Paloma) y en la cota 10-11 m.s.n.m., en la estación P2 (túnel de la antigua carretera del Peñón del Cuervo) se ha recolectado malacofauna fósil correspondiente al Tirreniense, por la presencia de *Strombus bubonius* (Defrance) para las cotas de 0,90-1,20 m. Para el caso de la cota 10-11 m.n.s.n. no se puede llegar a una datación clara debido a que la fauna encontrada presenta una amplia distribución cronoestratigráfica: *Glycymeris insubrica* (Brocchi) (Mioceno-Actualidad). En todas las cotas por encima de la de 10-11 m.s.n.m. no se encontró fauna, ni icnitas. Así pues, debemos considerar que, después de las de Almería, las playas fósiles del Tirreniense del Peñón del Cuervo-La Araña son las más importantes de todo el litoral andaluz por su valor paleontológico con una alta riqueza específica (44 especies identificadas):

Antozoa sp
Striarca lactea (Linné)
Glycymeris bimaculata (Poli)
Glycymeris insubrica (Brocchi)
Glycymeris pilosa (Linné)
Glycymeris sp
Neopycnodonte cochlear (Poli)
Pecten maximus (Linné)
Ctena decussata (Da Costa)
Cardita calyculata (Linné)
Cardium sp
Acanthocardia paucicostata (Sowerby)
Rudicardium tuberculatum (Linné)
Chamalea gallina (Linné)
Callista sp
Tapes sp
Diodora italica (Defrance)
Gibbula sp1
Gibbula sp2
Jujubinus striatus (Linné)
Tricolia pullus pullus (Linné)
Cerithium vulgatum Bruguière
Cerithium rupestre Risso
Bittium reticulatum (Da Costa)
Littorina neritoides (Linné)
Turritella sp
Rissoa variabilis (Von Muehlfeldt)
Alvania pagodula (Bucquoy, Daut., Dolf.)
Hydrobia sp
Strombus bubonius (Defrance)
Monophorus perversus (Linné)
Murex sp1
Murex sp2
Stramonita haemastoma (Linné,)
Gibberula miliaria (Linné)
Gibberula sp
Nassarius gibbosulus (Linné)
Nassarius reticulatus (Linné)
Nassarius sp1
Nassarius sp2
Nassarius sp3
Conus mediterraneus Bruguière
Bela nebula (Montagu)
Echinoidea sp

BIBLIOGRAFÍA

Ferre, E. (Coord.) 2001. Inventario, catalogación y valoración de los bienes culturales (arqueológicos, morfológicos y paisajísticos) en el territorio afectado por las canteras y la fábrica de cemento de la empresa Financiera y Minera S.A. en el paraje de la Araña. 234 pp.

Lario, C. J., Zazo, C., Goy, J. L. Hoyos, M. y Hillaire Marcel, C. 1999. Episodios marinos del último Interglacial (Estadio isotópico 5) del litoral de Málaga (SE peninsular). *Elementos de los paisajes de la provincia de Málaga*. Servicio de publicaciones. Universidad de Málaga, pp. 231-249.

Zazo, C., Goy, J. L., Hoyos, M., Dumas, B., Porta, J., Martinell, J., Baena, J. Y Aguirre, E. 1981. Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. *Estudios Geol.*, 37, pp. 257-262.

ESTUDIO TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE GASTERÓPODOS TERRESTRES DEL ISLOTE DE MONTAÑA CLARA (ISLAS CANARIAS) [1].

Yanes, Y. (*), Castillo, C. (*), Liché, D. (*), De La Nuez, J. (**), La Roche, F. (***), Ibañez, M. (*), Alonso, R. (*) y Martín González, E. (*)

(*) Dpto. de Biología Animal, Facultad de Biología, Universidad de La Laguna. Avda. Astrofísico Fco. Sánchez, s/n. 38206, La Laguna, Tenerife. Islas Canarias, España.
(**) Dpto. de Edafología y Geología, Facultad de Biología, Universidad de La Laguna. Avda. Astrofísico Fco. Sánchez, s/n. 38206, La Laguna, Tenerife. Islas Canarias, España.
(***) Dpto. de Ingeniería Marítima. Universidad de La Laguna. Avda. Francisco La Roche. S/C de Tenerife.

1. Trabajo realizado en el Proyecto 2001/044. Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Gobierno de Canarias.

En este trabajo se realiza un estudio tafonómico de las asociaciones de gasterópodos terrestres de varios niveles de dunas y paleosuelos del islote de Montaña Clara, situado al Norte de la isla de Lanzarote.

El islote, de 1,3 km^2 de superficie, está formado por materiales volcánicos de la Serie III y IV de edad Pleistoceno superior y Holoceno (Fúster *et al.* 1968), que se disponen en tres unidades volcánicas: 1) coladas y piroclastos basálticos precaldera; 2) edificio hidromagmático de la Caldera de Montaña Clara, y 3) volcanes estrombolianos del Llano del Aljibe (De la Nuez *et al.*, 1997). Entre estas unidades se intercalan varias formaciones dunares y paleosuelos, con fósiles de gasterópodos terrestres y vertebrados, e icnitas (nidos de himenópteros).

Hemos estudiado cuatro localidades con gasterópodos terrestres: Caleta de Guzmán, Llano del Aljibe, El Aljibe y Caldera. En La Caleta de Guzmán (MCG), localizada al sureste del Islote sobre los materiales hidromagmáticos de la Caldera, se han muestreado tres niveles: MCG-1; MCG-2 y MCG-3; en el primero fueron datados helícidos por ^{14}C en 36.200 BP (De la Nuez *et al.*, 1997; Castillo *et al.* 2002). Los afloramientos del Llano del Aljibe (MLA-1) y El Aljibe (MAB-1) se encuentran al sur de La Caldera y se apoyan sobre los volcanes del Llano del Aljibe. En el interior de la Caldera aparecen varios niveles arenosos sobre los materiales hidromagmáticos; se ha muestreado un nivel que hemos denominado MCA-1B.

De cada uno de los depósitos estudiados, se ha realizado la columna estratigráfica y se han recogido muestras de gasterópodos terrestres e icnitas. Para la obtención de los datos tafonómicos se tomaron cuadrículas de tamaño variable dependiendo de la extensión del afloramiento (25 x 25 cm; 40 x 90 cm; 40 x 120 cm). La recogida de los gasterópodos se hizo a través de tamizados en seco y de forma directa en los niveles consolidados. El tiempo de muestreo en cada nivel fue aproximadamente de 2 horas/cuatro investigadores. Los índices tafonómicos analizados son fragmentación, abrasión, encostramiento, orientación y angulosidad, entre otros (Kidwell, 1991). La caracterización paleontológica de cada uno de los niveles se ha realizado a través del número mínimo de individuos (NMI), la abundancia relativa de especies e individuos y la proporción de ejemplares juveniles frente adultos.

Se han analizado un total de 2.165 restos de gasterópodos terrestres, con un número mínimo de individuos de 1.267, pertenecientes a 8 especies:***Pomatias adjunctus*** **(Mousson, 1872),** ***Cryptella famarae*** **Hutterer y Groh, 1991,** ***Hemicycla sarcostoma*** **(Webb & Berthelot, 1833),** ***Theba arinagae*** **Gittenberger & Ripken, 1987 ,** ***Theba geminata*** **(Mousson, 1857),** ***Monilearia monilifera*** **(Webb & Berthelot, 1833),** ***Caracollina lenticula*** **(Michaud, 1831) y** ***Rumina decollata*** **(Linnaeus, 1758)**

En todos los niveles, la abundancia relativa de los gasterópodos es apreciablemente menor respecto a las icnitas. En cuanto al espectro de edad, salvo en dos casos (MCG-1 y MCG-2), el porcentaje de individuos juveniles siempre supera al de adultos. El índice de fragmentación es siempre superior al 50%, lo que indica la deposición de los restos en un ambiente de gran energía eólica. El grado de abrasión de los gasterópodos varía entre 49,8% en MCG-3, y 10,4% en MLA-1. Los valores altos de este índice tafonómico también sugieren un ambiente energético (Parsons & Brett, 1991). El encostramiento es el índice más variable entre los niveles, que fluctúa desde un 0% en MLA-1 hasta un 95,5% en MAB-1, reflejando un tiempo elevado de exposición de los restos sobre el sedimento. Una característica destacable es que los restos de todos los niveles presentan un aspecto anguloso-subanguloso, muy poco redondeados. El proceso de redondeamiento de bordes no es totalmente conocido pero probablemente se deba a una combinación de abrasión, disolución y bioerosión (Cadée, 1999). En cuanto a la orientación de los restos, domina la posición inestable frente a la estable. Después de la muerte, los restos son transportados y orientados según las propiedades dinámicas del viento. Los restos fósiles en posición de vida (estable) indican un rápido enterramiento desde su muerte, mientras que las posiciones inestables se interpretan como un proceso de enterramiento prolongado (Parsons & Brett, *op. cit.*).

Bibliografía

- Cadée, G. C., 1999. Bierosion of shells by terrestrial gastropods. *Lethaia*, 32, 253-260.

- Castillo, C., Martín-González, E., Yanes, Y., Ibáñez, M., De la Nuez, J., Alonso, M. R. y Quesada, M. L.. 2002. Estudio preliminar de los depósitos dunares de los Islotes del Norte de Lanzarote. Implicaciones paleoambientales. Geogaceta, 32 (en prensa).

- De la Nuez, J., Quesada, M. L. & Alonso, J. J. 1997. Los Volcanes de los Islotes al Norte de Lanzarote. Fundación César Manrique. Lanzarote. 223 pp.

- Fuster, J. M., Fernández Santín, S. y Sagredo, J. (1968). Geología y volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote. Instituto Lucas Mallada. C.S.I.C. 177pp.

- Kidwell, S. M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. *In: Taphonomy. Releasing the data locked in the Fossil Record.* Ed. Allison & Briggs. Plenum Press, N.Y.: 212-279.

Parsons, K. M. & Brett, C. E, 1991.Taphonomic proceses and biases in modern marine environments: An actualistic perspective on fossil assemblage preservation. *In: The processes of fossilization.* Ed: S. K. Donovan. Belhaven Press. London: 22-65.

AULA INFORMÁTICA

APLICACIÓN INFORMÁTICA PARA LA GESTION INTEGRAL DEL REGISTRO PALEONTOLÓGICO EN EL PROYECTO *FONELAS (PALEONTOLOGÍA PLIO-PLEISTOCENO*, IGME-2001016, 2002-2007)

Hernández, R., Martín, A., Gumiel, J.C., Garrido, G. y Arribas, A.
Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Ríos Rosas 23. 28003 Madrid
r.hernandez@igme.es; a.arribas@igme.es

El proyecto de investigación *Fonelas*, constituido por dos Proyectos Generales de Investigación complementarios (IGME y Junta de Andalucía), tiene como objetivo esencial el estudio integral del registro paleontológico de grandes mamíferos del Villafranquiense superior (límite Plio-Pleistoceno) en el área de Fonelas (Cuenca de Guadix-Baza, Granada). Tras el descubrimiento en el año 2000 y el inicio de las excavaciones sistemáticas e investigación en julio de 2001 del novedoso y rico yacimiento de Fonelas P-1 (Arribas *et al.*, 2001), se decidió crear la infraestructura científica necesaria para abordar el estudio de este sector en esta cuenca granadina y de sus registros paleomastológicos, nunca antes descritos en la Península Ibérica pues presentan interesantes aportaciones taxonómicas, bioestratigráficas y paleobiogeográficas para este periodo de tiempo en Europa.

En este trabajo se describe la aplicación informática desarrollada inicialmente para la gestión de los datos sobre registro paleontológico recuperado en el yacimiento de Fonelas P-1, así como en otros nuevos puntos del sector donde se están localizando nuevos afloramientos de la unidad fosilífera asignada a Fonelas P-1.

Los datos almacenados en el sistema se encuentran organizados en dos niveles de información:

- Un primer nivel regional (E: 1:25.000), donde se ha construido un Sistema de Información Geográfica con las funcionalidades básicas de estas aplicaciones, en el cual aparecen todos los yacimientos ubicados en la misma unidad litoestratigráfica;
- Un segundo nivel de detalle, en el que se presenta la información relativa a cada yacimiento concreto excavado de forma sistemática. En este primer avance el uso de la aplicación se centra en el yacimiento de Fonelas P-1, donde durante 2001 se estudió una superficie de 15 m^2 con registro paleomastológico del Villafranquiense. En dicha superficie se recuperaron en campo 381 restos de grandes mamíferos, a los que se añadirán otros 250 fósiles extraídos en el laboratorio del Museo Geominero durante los trabajos específicos de excavación sobre bloques georeferenciados.

Los datos almacenados en el sistema parten del análisis y de la posterior "implementación" de un modelo de datos relacional en una base de datos estándar. Para efectuar dicho análisis se partió de la ficha de campo, añadiendo posteriormente aquellas unidades de información complementaria necesarias. La información que contiene el sistema puede dividirse en: geográfica, geométrica, dimensional, taxonómica, tafonómica, imágenes digitales, etc.

La aplicación (Fig. 1) está realizada mediante lenguajes orientados a objeto, entre los que se puede destacar Visual Basic y Avenue, utilizando como base de datos el sistema Access.

Las funcionalidades que ofrece el sistema surgen de las necesidades de archivo sistemático de toda la información capturada en campo y del posterior análisis de dicha

información. Éstas son básicamente: altas y bajas de registros, modificaciones de los mismos, consulta y análisis de la información almacenada en el sistema.

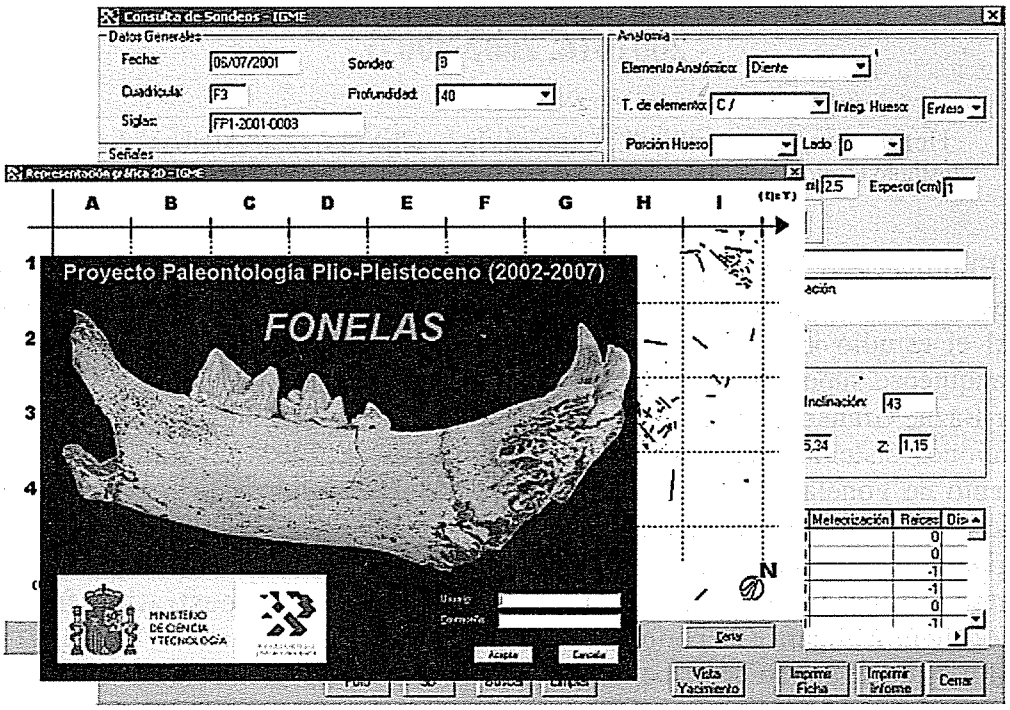


Figura 1. Aplicación informática para la gestión de la información paleontológica dentro del Proyecto de Investigación *Fonelas* (*Paleontología Plio-Pleistoceno*, IGME-2001016).

La consulta permite demandar a la base todas las combinaciones de campos con operadores boléanos. Permite, así mismo, la representación proyectada de los ejemplares fósiles en 2D, que puede ser de la totalidad de la base o de los ejemplares que cumplan con la consulta efectuada. Además, se puede visualizar los ejemplares en un módulo 3D, donde aparecen representados como segmentos de rectas. En todas las representaciones, tanto 2D como 3D, existe la posibilidad de seleccionar un ejemplar y ver su ficha y/o su imagen digital.

Finalmente, la aplicación permite generar listados e informes de todos los elementos seleccionados.

BIBLIOGRAFÍA

Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J.M., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. Y Carrión, J. 2001. Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranquienses en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, **112** (4), 3-34.

GESTION DE UN CATALOGO INFORMÁTICO DE CONODONTOS

Plasencia, P., Márquez- Aliaga, A.

Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva y Departamento de Geología. Universitat de València. Campus de Burjassot. C/ Dr. Moliner 50 46100 Burjassot (València). E-mail: Ana.Marquez@uv.es, eplasen@infomed.es.

Los conodontos son fósiles de elementos esqueléticos pertenecientes a un grupo de cordados extinguido conocido como Conodontofórido o "Animal Conodonto". Estos elementos, por su tamaño (entre 0'1 – 1 mm), pertenecen a la categoría de microfósiles y requieren, para su adecuado estudio, de la ayuda del microscopio óptico o microscopio electrónico de barrido (m.e.b.).

Tradicionalmente, se venían realizando una o dos imágenes con el m.e.b. de cada elemento P o Plataforma para su interpretación taxonómica (Plasencia *et al,* 1999). Una vez obtenidas por nosotros las primeras imágenes de conodontos pertenecientes al género *Pseudofurnishius* se hizo patente la necesidad de un estudio más detallado de su variabilidad morfológica (Márquez-Aliaga *et al,* 1999), y para ello se decidió realizar 4 imágenes, oral, aboral, exterior e interior, de cada uno de los mismos. Para su adecuada manipulación se decidió la integración de estas imágenes en una base de datos relacionada con toda la información sistemática y bioestratigráfica.

Se eligió el uso del programas Filemaker Pro por su facilidad de uso combinada con una adecuada potencia para manejar los datos. Por otro lado, se aprovechó la disponibilidad del programa para las plataformas Windows, Linux y Macintosh que permite el uso del catálogo en todo tipo de ordenadores (Beato, 1999). En la presente comunicación se muestra el diseño de las fichas, junto a las diversas presentaciones, que tiene el catálogo.

Cada elemento P tiene un registro propio. El catálogo tiene varias presentaciones, cada una con una finalidad concreta. La primera consiste en una ficha técnica del elemento, con datos como la localidad de origen, la muestra donde se obtuvo, etc... Esto permite la búsqueda y ordenación siguiendo diversos criterios.

La siguiente presentación constituye el catálogo en sí: cada registro presenta 4 campos donde se colocan cada una de las imágenes del mismo elemento, una al lado de otra y con un nombre adecuado a la orientación que presenta. Esto permite examinar cada elemento en sus distintas posiciones a la vez. Además, permite compararlo con otros elementos si los colocamos en forma de lista. Otro esquema, muy similar, con las imágenes algo más pequeñas y con el fondo en blanco está destinado a la impresión en papel.

Otras presentaciones, permiten añadir datos útiles para estudios biométricos y cálculos estadísticos como longitud del elemento, área del mismo, número de dentículos en la lámina y en la plataforma, etc...

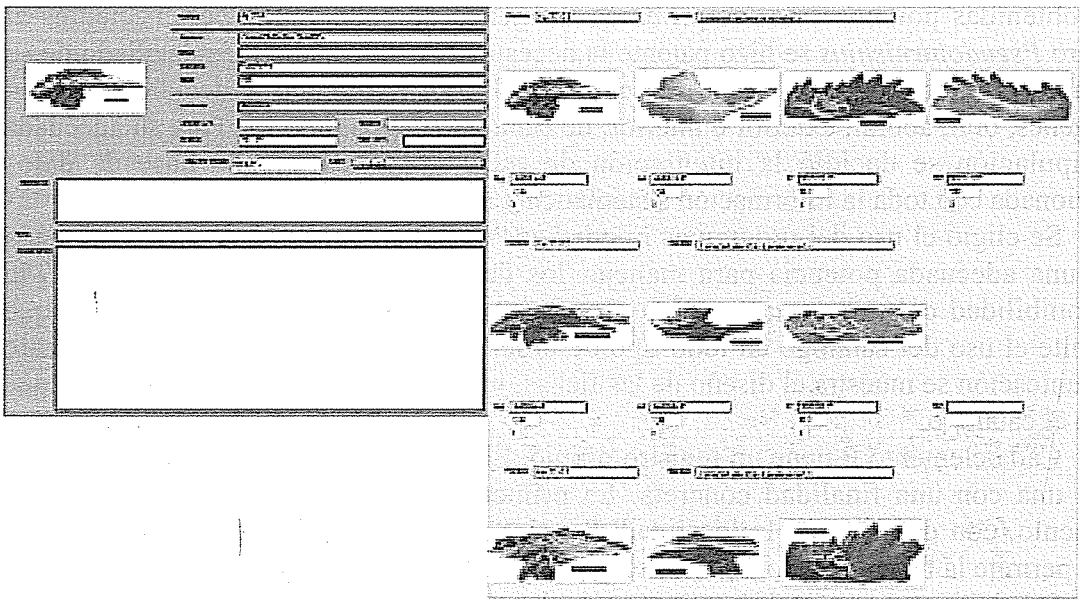
Las imágenes originales se editan mediante el programas Adobe Photoshop para eliminar el fondo original y corregir pequeños errores que dificulten su observación. Las imágenes resultantes se incluyen en los campos adecuados.

En el futuro, aparte de completar el catálogo con el registro completo del género *Pseudofurnishius,* existe el proyecto de incluir otras especies de conodontos del Triásico

y, aprovechar las capacidades tanto de exportación de datos como de base de datos relacional de Filemaker Pro, para integrarla en bases de datos más amplias y complejas. Esta metodología es útil para el estudio de otros grupos fósiles y su inclusión en bases de datos de diferentes museos de paleontología.

BIBLIOGRAFIA

- Plasencia, P., Valenzuela-Ríos, J. I. y Márquez-Aliaga, A. 1999. Conodontos del Triásico: Aportación a las técnicas de preparación y comunicación científica. *Cidaris.* **15**-16: 20-28
- Márquez-Aliaga, A.; Valenzuela-Ríos, J.I. y Plasencia, P. 1999 - Nuevos datos sobre *Pseudofurnishius* (Conodonta, Triásico) en España. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, **26**: 262-264.
- Beato Víbora, M. 2002. *Filemaker Pro 5.5*. Eds. Anaya, Madrid. 384 pp.



XVIII JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA / II CONGRESO IBÉRICO DE PALEONTOLOGÍA

SESIÓN PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO

ESTRATEGIA ANDALUZA PARA LA CONSERVACIÓN DE LA GEODIVERSIDAD. UNA VÍA AMBIENTAL DE PROTECCIÓN DEL PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO

Braga, J.C.[1], Fernández Palacios, J.M.[2], Guirado, J. [2], Pérez-Muñoz, A.B.[1] y Villalobos, M.[3]

1. Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada
2. Dirección General de Gestion del Medio Natural, Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía
3. Tecnología de la Naturaleza S.L.

La Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, en colaboración con la Universidad de Granada, ha elaborado un documento de referencia que marca las líneas de la Estrategia Andaluza para la Conservación de la Geodiversidad, con la finalidad de evaluar la situación actual, inventariar, proteger y poner en valor el patrimonio geológico de Andalucía. Este componente del patrimonio natural se considera un recurso valioso para el desarrollo sostenible del entorno rural de la región.

El mencionado documento es el resultado del análisis crítico de los modelos preexistentes de políticas activas de conservación del patrimonio geológico, de las metodologías de realización de inventarios de localidades de interés geológico y de los antecedentes de utilización científica, didáctica y turística de los georrecursos.

Como es bien conocido, en España, a nivel estatal, hay dos leyes que pueden facilitar la protección del patrimonio geológico, ambas relativamente recientes: la Ley de Patrimonio Histórico (16/1985) y la Ley de Conservación de Espacios Naturales y de la Fauna y Flora Silvestres (4/1989). En el desarrollo de la primera de ellas, la Ley 1/1991, de Patrimonio Histórico de Andalucía, hace alusión al patrimonio paleontológico únicamente en el Título I, Principios Generales, considerándolo uno más de los bienes de interés de la cultura, pero no incluye posteriormente ninguna otra referencia a los bienes de interés paleontológico. Sí desarrolla, en el Título VI, los mecanismos de protección del patrimonio arqueológico, por lo que, en la práctica, sólo recoge la protección de determinados elementos de carácter geoarqueológico, esencialmente yacimientos paleontológicos de interés antropológico, y las cavidades con manifestaciones culturales. Por el momento, y al margen de estas excepciones, esta vía no ha desarrollado instrumentos de protección del patrimonio paleontológico pre-Cuaternario.

Por otro lado, la Consejería de Medio Ambiente promueve la protección y puesta en valor del patrimonio geológico, que incluye indudablemente el patrimonio paleontológico. Por el momento, la Ley 2/89, por la que se aprueba el inventario de Espacios Naturales Protegidos de Andalucía y se establecen medidas adicionales para su protección, da cobertura legal a la protección del 17% del territorio de la Comunidad de Andalucía, mediante las figuras de Parque Natural, Paraje Natural, Reserva Natural, Monumento Natural, Reserva Natural Concertada y Parques Periurbanos y esta denominación implica automáticamente un régimen severo de protección. Algunos de los parques y parajes declarados lo han sido atendiendo esencialmente a su valor geológico. En el Decreto 226/2001 se establecen 8 Monumentos Naturales de carácter geológico entre los que se encuentra uno exclusivamente paleontológico: las Huellas de

Dinosaurios de Santiesteban del Puerto (Jaén) y otros de carácter eco-cultural con claras connotaciones paleontológicas como la Cueva de las Ventanas (Píñar, Granada).

En la Estrategia se propone realizar un inventario abierto de las localidades de interés geológico, incluidas las de interés paleontológico, de Andalucía, actualmente en curso. De cada localidad se señala su valor relativo científico, didáctico o turístico y se añaden una serie de propuestas, tanto en materia de protección como de utilización.

En cuanto a la protección de las localidades de interés, las ya incluídas en la Red de Espacios Naturales Protegidos de Andalucía (RENPA) deben pasar a los catálogos de los planes de ordenacion y uso y gestión de recursos de cada espacio. Para las que no están en la RENPA se propone un abanico de medidas que van desde su declaración como nuevo Espacio Natural Protegido (Monumento Natural, Paraje Natural, etc.) hasta la protección vía planeamientos urbanísticos. Además, se plantea la creación de una Comisión Andaluza de Patrimonio Geológico como órgano asesor de la admistración para los temas relacionados con dicho patrimonio.

Junto a las medidas de protección se proponen acciones estratégicas de divulgación del conocimiento de la base física de nuestro entorno y de su historia. Esta difusión debe realizarse a través del programa ya existente de educación ambiental en la educación primaria (programa ALDEA) y en la educación no reglada por medio de cursos, especialmente dirigidos a profesores, agentes, guías y monitores ambientales. También se contempla la producción de medios de divulgación (como guías, trípticos, vídeos) y la mejora de los ya existentes en centros de interpretación.

Para potenciar el geoturismo están en marcha dos iniciativas (ITER y SENDA) que contemplan su inclusión como parte de la oferta para el turismo de zonas rurales y, además, se propone la inversión en equipamientos y servicios en las localidades de interés geológico que tengan atractivo turístico.

En definitiva, en la Andalucía la Consejería de Medio Ambiente está promoviendo la protección y, en su caso, la puesta en valor del patrimonio paleontológico como parte del patrimonio geológico de la región. Esta "vía ambiental" cubre un amplio espectro del patrimonio paleontológico que, en la práctica, no estaba contemplado como patrimonio histórico.

IMPORTANCIA DE LOS YACIMIENTOS DE CUEVAS DE PORTALRUBIO (MONTALBAN, TERUEL)

CALONGE GARCÍA, A. y LÓPEZ CARRILLO M.D.

Departamento de Geología. Edificio de Ciencias. Univ. de Alcalá. 28871. Alcalá de Henares (Madrid).

Introducción

En los últimos años han surgido numerosos trabajos que hacen referencia a la riqueza paleontológica de Aragón. En dicha Comunidad se localizan yacimientos de macrofósiles de casi todas las edades geológicas (Murero, Concud, Libros o Rubielos de Mora), y con representación de casi todos los grupos del registro geológico.

Sin embargo, existe una labor pendiente en lo que se refiere a los microfósiles. En este sentido hay que resaltar la importancia de los afloramientos situados en las inmediaciones de Cuevas de Portalrubio (Montalban, provincia de Teruel). En primer lugar porque allí se han definido varias especies del género *Praealveolina* y por lo tanto esta localidad figura como localidad tipo de éstas especies, y en segundo por las referencias publicadas desde 1936 que nos permiten conocer como eran utilizadas las aportaciones paleontológicas al principio del siglo XX.

En concreto, las especies descritas por primera vez en esta zona son *Paealveolina iberica* y *Praealveolina debilis*, cuyas diagnosis aparecen en la Tesis Doctoral de Reichel editada por la Sociedad Paleontológica de Suiza en 1936 y 1937. Hay que comentar que Reichel nunca estuvo en Teruel sino que M.O. Gutzwiller le envío las muestras y su situación en la columna estratigráfica para su estudio.

Los yacimientos de Montalban

La localidad de Cuevas de Portalrubio es uno de los yacimientos tradicionales para el estudio de los Alveolínidos tethysianos del cretácico. Se encuentra a unos 62 kilómetros al noreste de Teruel dentro de lo que tradicionalmente se ha denominado Maestrazgo. Desde el punto de vista geológico estos materiales están afectados por la conjunción de las grandes alineaciones tectónicas del noreste peninsular: la Cordillera Costero Catalana (NE-SO) y la Cordillera Ibérica (NO-SE). También la dirección E-O domina esta zona y caracteriza la denominada Zona de Enlace entre las dos cordilleras (Salas y Martín-Closas, 1991).

Estructuralmente se sitúan en la prolongación de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica en la que afloran principalmente materiales mesozoicos que alcanzan espesores importantes a diferencia con la Rama Aragonesa *senso estricto* donde predomina el Paleozoico.

Como ya se ha indicado la referencia a los foraminíferos de Montalbán aparece en el volumen 57 de las Memorias paleontológicas suizas (1936-37). En el tercer capítulo de esta obra titulado "Alveolínidos cretácicos: yacimientos", se encuentra la primera referencia a estas localidades próximas a Montalban.

Asimismo, en la segunda parte de este mismo capítulo se describen las diferentes especies de Alveolínidos. Reichel dividió el género *Praelaveolina* en tres especies y siete subespecies: *Praelaveolina iberica* que incluye las subespecies *P. iberica iberica* y *P. iberica pennensis*, *Praelaveolina simplex* y *Praelaveolina cretacea* con cinco subespecies: *P. cretacea brevis, P. cretacea debilis, P. cretacea cretacea, P. cretacea tenuis* y *P. cretacea lata.* Todos los ejemplares estudiados por Reichel están depositados en el Instituto Geológico de la Universidad de Basilea (Suiza). Desgraciadamente el

material de alguna de las especies es bastante escaso para obtener unas conclusiones fiables.

Aportaciones posteriores y consideraciones

Canerot en 1974 menciona cuatro niveles con *Praealveolina iberica* en el Cretácico de esta zona. Posteriormente, este autor junto con Crespo y Navarro identifican la presencia de ejemplares de *Praealveolina* en general, y en particular reconocen *Praealveolina cretacea brevis.*

Calonge (1989, 1992) describe tres columnas estratigráficas en la zona:

- Al sureste de Cuevas de Portalrubio en el paraje conocido como Barranco del Torrejón, a lo largo del camino que sube hasta Mina La Saúl.
- Al sureste de Cuevas de Portalrubio en la ladera norte de Loma Carbonera, junto a Mina Salomé.
- Al noroeste de la Rambla de San Martín a lo largo de la ladera norte de Loma de la Pesadilla.

En todas ellas se han identificado numerosos ejemplares del género *Praealveolina* en materiales correspondientes al Miembro Margas y Calizas del Puerto de Villarroya (Canerot, 1982) que consiste en una alternancia de calizas, margas, dolomías, y en menor proporción limos dolomíticos. Se apoya sobre la Formación Arenas de Utrillas y sobre ella aparece la Formación Dolomías del Barranco de los Degollados.

En esta unidad se han encontrado numerosos foraminíferos tales como alveolínidos (*Praealveolina iberica iberica, P. iberica pennensis, P. cretacea debilis* y *P. simplex*), ataxophragmiidos (*Cuneolina* sp. y *Pseudolituonella* sp.), lituólidos (*Charentia cuvillieri)*, miliólidos, nezzazátidos, textuláriidos y orbitolínidos. También contiene ostrácodos, rudistas, pelecípodos, briozoos, gasterópodos, equinodermos (placas y radiolas) y algas.

Teniendo en cuenta los Alveolínidos identificados permiten precisar la edad del Miembro Margas y Calizas de Villarroya como Cenomaniense inferior alto y Cenomaniense medio bajo (*Mantelliceras dixoni* y *Turrilites costatus* respectivamente en la Biozonación de Ammonites). Dicho miembro había sido descrito por Canerot (1982) como Cenomaniense.

Lamentablemente hay que comentar que las obras realizadas para mejorar los accesos a la localidad Cuevas de Portalrubio ha ocultado unos de los afloramientos, localidad tipo de las especies *Praealveolina iberica* y *P. debilis.*

Bibliografía

Calonge, A. 1989. *Bioestratigrafía del cenomanense de la Cordillera Ibérica por Foraminíferos bentónicos.* Coleeeción Tesis Doctorales, nº 217/89. Ed. Univ. Complutense de Madrid. 588 págs.

Calonge, A. 1992. Aportaciones nuevas sobre los afloramientos con Praealveolinas de Montalban (Teruel) y su importancia bioestratigráfica. *Rev. Española de Micropaleontología,* **XXIV:** 71-82.

Canerot, J. 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. En: *El Cretácico de España.*Ed. Univ. Complutense de Madrid: 273-344.

Canerot, J., Crespo, A. y Navarro, D. 1977-79. Hoja 518, Montalbán. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie. I.G.M.E. Madrid.

Reichel, M. 1936-37. Etude sur les Alvéolines. *Mém. Soc. Paléont. Suisse,* **57**, (4), 93 págs. Basilea.

Reichel, M. 1936-37. Etude sur les Alvéolines. *Mém. Soc. Paléont. Suisse,* **59**, (3), 95 –147. Basilea.

Salas, R. y Martín-Closas, C. 1991. El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia. Guía de campo de las excursiones científicas realizadas durante el III Coloquio del Cretácico de España. Publicacions de la Universitat de Barcelona. 153 páginas.

Los bivalvos del Jurásico Inferior de la Colección Fósiles Extranjeros del Museo Geominero (IGME, Madrid): Ejemplo de revisiones museística y taxonómica

Delvene, G.[1,2], Gahr, M. E.[3] y Menéndez, S.[1,4]

1 Museo Geominero (IGME). C/. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. g.delvene@igme.es; s.menendez@igme.es
2 Dpto. Ciencias de la Tierra (Área de Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. gdelvene@posta.unizar.es
3 Institut für Paläontologie der Universität Würzburg. Pleicherwall, 1. 97070 Würzburg (Alemania). matthias.gahr@mail.uni-wuerzburg.de
4 Dpto. de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid. silviamc@geo.ucm.es

Introducción

La revisión museística y taxonómica de la Colección Fósiles Extranjeros del Museo Geominero se ha estado actualizando en los últimos tres años. La revisión museística de los grupos pertenecientes al Paleozoico y Mesozoico se ha dado por finalizada recientemente (Menéndez *et al.*, 2000; Menéndez y Delvene, 2001). Sin embargo, la realización de las revisiones taxonómicas es más compleja ya que requiere contar con la colaboración de especialistas en los distintos grupos fósiles. Hasta el momento, hemos contado con las revisiones de moluscos, grupos cercanos a estos (Rostroconchia) y braquiópodos, todos ellos del Paleozoico Inferior, propuestas por los doctores A. Gubanov y J. Kríz. También el grupo de los bivalvos del Triásico ha sido recientemente revisado por Márquez-Aliaga *et al.* (*en prensa*).

El objeto de este trabajo es mostrar la metodología desarrollada en el Museo Geominero con un ejemplo que se ha efectuado recientemente: los bivalvos del Jurásico Inferior.

Los bivalvos mesozoicos de la Colección Fósiles Extranjeros

El número de registros mesozoicos de esta colección es elevado, la cuantificación detallada de los datos se muestra en el trabajo de Menéndez y Delvene (2001). Las autoras ya ponen aquí de manifiesto la importancia cuantitativa de los moluscos y dentro de éstos, los bivalvos, que son el grupo mayoritario en todos los sistemas del Mesozoico. Por este motivo y como continuación del trabajo de Delvene y Gahr (*en preparación*) sobre los bivalvos españoles del Jurásico Inferior, se está llevando a cabo la revisión taxonómica de los bivalvos extranjeros depositados en el Museo Geominero.

Revisión museística

Respecto a los datos que se presentaron en Menéndez y Delvene (2001), la colección del Mesozoico ha aumentado en 26 registros, todos ellos ingresados en el Museo durante el último año. La mayoría son de edad jurásica (23 registros), y el resto pertenecen al Triásico (1 registro) y al Cretácico (2 registros). El total de bivalvos de esta colección es 180 registros, de los que 52 pertenecen al Jurásico Inferior, 71 al Jurásico Medio y 49 al Jurásico Superior. Existen 8 registros asignados al sistema "Jurásico" sin determinar.

La metodología utilizada en la revisión museística de cualquier grupo ha sido explicada detalladamente en Menéndez *et al.* (2000). Los pasos que se han seguido para este ejemplo concreto son los siguientes:

1. Comprobación de la sigla de los ejemplares y de la información referida en la base de datos del Museo Geominero. Teniendo en cuenta que el estado de conservación de la colección general no era el más apropiado, los bivalvos del Jurásico preservaban gran

parte de su información y etiquetaje. Ello ha facilitado la labor de la revisión. Sin embargo, existían casos en los que varias muestras se correspondían con una sola sigla. Es entonces cuando se ha realizado el *desdoblamiento de la numeración* que consiste en que cada sigla (registro) se identifique con una única muestra ("unidad de registro", según Gómez-Alba, 1997). En nuestro caso concreto se ha desdoblado la numeración en 5 ocasiones, aumentando la colección en 10 registros nuevos.

2. Comprobación y ampliación de la información referida a datos geográficos y cronológicos de que dispone el registro. En nuestro ejemplo esta información era bastante completa, respecto a la edad quedaba precisar los 8 registros atribuidos al "Jurásico" según nuestra base de datos. Dichos registros no parecen corresponder al Jurásico Inferior y han sido asignados al Jurásico Medio y Superior. En cuanto a los datos geográficos podemos decir que todos los registros proceden de Francia, excepto tres. Éstos tienen su origen en Gran Bretaña y Alemania. Por último, contamos con un registro del que sabemos que es extranjero, pero desconocemos su país de procedencia.

3. Revisión taxonómica.

Entre los bivalvos del Jurásico Inferior se han identificado 28 especies pertenecientes a 17 géneros que se incluyen dentro de 7 órdenes: Nuculoida, Arcoida, Limoida, Ostreoida, Pectinoida, Veneroida y Pholadomyoida. Éstos se incluyen a su vez en las siguientes subclases: Palaeotaxodonta (15,4%), Pteriomorphia (50%), Heterodonta (27%) y Anomalodesmata (5,6%). El 2% restante corresponde a un registro no determinable. Los taxones más frecuentes son *Plicatula (Harpax) spinosa*, de la familia Gryphaeidae, varias especies del género *Gryphaea* dentro de la familia Gryphaeidae, y la especie *Nicaniella (Nicaniella) voltzi* pertenciente a la familia Astartidae.

4. Reestructuración de la exposición. Una vez analizado el material se han tenido en cuenta los siguientes criterios para elaborar la exposición: buen estado de conservación del material, presencia de rasgos taxonómicos característicos y representatividad dentro del grupo. Los 52 registros de bivalvos del Jurásico Inferior se han distribuido de la forma siguiente:

- 34 registros se encuentran ubicados en los fondos del Museo Geominero.

- 11 registros se han utilizado para ilustrar la Clase Bivalvia en el área de Sistemática de Invertebrados de la exposición permanente del Museo Geominero (vitrina 233 del pasillo de acceso a la sala principal).

- 7 registros constituyen parte de la exposición de Mesozoico de la Colección Fósiles Extranjeros del Museo Geominero (vitrina 249 del pasillo de acceso a la sala principal).

Bibliografía

Delvene, G. and Gahr, M. E. (*en preparación*). Lower Jurassic Spanish bivalves housed in the Museo Geominero (IGME, Madrid; Spain).

Márquez-Aliaga, A., Delvene, G., García-Forner, A. y Ros, S. (*en prensa*). Catálogo de los bivalvos del Triásico depositados en el Museo Geominero (IGME, Madrid). *Boletín Geológico y Minero*.

Menéndez, S. Arribas, A. y Rábano, I. (2000). Fósiles paleozoicos y del Precámbrico en la Colección Fósiles Extranjeros del Museo Geominero (ITGE). Libro de Resúmenes I Congreso Ibérico de Paleontología-XVI Jornadas de Paleontología, J. B. Díez y A. C. Balbino (eds.), 178-179.

Menéndez, S. y Delvene, G. (2001). Revisión y reestructuración de la Colección Fósiles Extranjeros del Museo Geominero (IGME, Madrid): Mesozoico. *SEPAZ* vol. 5.2: 621-626

Gómez-Alba, J. 1997. Catálogo razonado de los vertebrados fósiles de España del Museo de Geología de Barcelona (1882-1982). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona,* 6, 296 pp.

UNA PROPUESTA DE CATALOGACIÓN PARA COLECCIONES DE MICROFÓSILES: LA COLECCIÓN DE FORAMINÍFEROS DEL MUSEO DE GEOLOGIA DE LA UNIVERSITAT DE VALÈNCIA.

García-Forner, A.; Guillem Martínez, J. y Usera Mata, J.

Departamento de Geología. Universitat de València. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot. Valencia

En el Departamento de Geología de la Universitat de València existe desde hace más de treinta años una línea de investigación que se ocupa del estudio de los foraminíferos tanto fósiles como actuales. Hasta la fecha, la catalogación e inventariado han sido realizados por los propios investigadores durante su estudio. Pero dado que el Museo de Geología de la Universitat de València, como Museo reconocido por la Conselleria de Cultura, ha de ser el depositario de todo el material de investigación del Departamento, según Orden del 6 de Febrero de 1991 de la Conselleria de Cultura, Educación y Ciencia de la Generalitat Valenciana, este material ha de ser inventariado, al igual que el resto de los fondos del Museo, siguiendo el modelo de ficha de inventario compatible con el ya existente en el Museo de Geología.

Los microfósiles tienen en común una serie de características tales como su elevado número en las muestras y su pequeño tamaño, lo cual plantea una serie de problemas a la hora de su catalogación. Estos problemas podrían resumirse en:

- La imposibilidad de siglar cada ejemplar.
- El gran número de ejemplares dificulta en la práctica la asignación de un número de registro diferente a cada uno de ellos.

Así mismo, tanto la forma de almacenamiento como su tratamiento expositivo es en general diferente a la de otros elementos de mayor tamaño.

En el caso de los foraminíferos se dan además otras situaciones particulares:

Los foraminíferos tienen un amplio rango de tamaños, de manera que su tratamiento en cuanto a inventario y catalogación vendrá dado en función de éste. Aunque no se puede establecer una línea de división exacta con referencia al tamaño, a grandes rasgos podríamos distinguir:

- Los macroforaminíferos, que pueden ser tratados en cuanto a catalogación, almacenado e incluso exposición de manera similar a los macrofósiles, como es el caso de los grandes Nummulítidos o las lumaquelas de orbitolinas.
- Los foraminíferos de pequeño tamaño, en cuyo caso también se dan situaciones particulares, dependiendo de si se hallan en láminas delgadas o proceden de levigados.

En el caso de los foraminíferos contenidos en las láminas delgadas, su tratamiento será similar al que se da a las placas con asociaciones de diferentes restos fósiles, dado que la composición de la lámina delgada puede ser muy heterogénea y no hay una selección de los elementos que la integran. En este caso deberán darse las coordenadas de situación de cada uno de los fósiles y se les asignará tantos números de registro como elementos diferentes hayan sido identificados.

En cuanto a los foraminíferos procedentes de levigados, se almacenan en celdillas (portaobjetos), con diferentes configuraciones. Uno de los modelos mas utilizados sería el de la celdilla de 36 divisiones (ver figura).

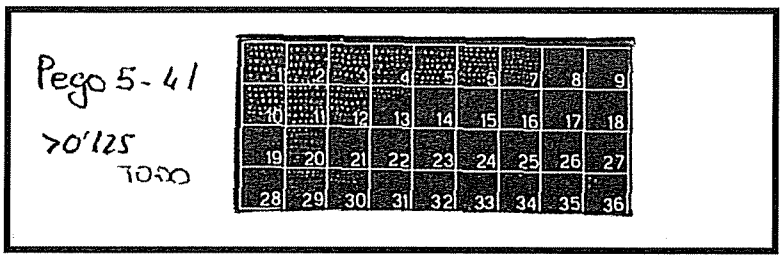
Cada muestra de levigado puede estar incluida en uno o más portaobjetos, dependiendo de la riqueza de la muestra y el tipo de estudio que se haya realizado. Así por ejemplo, la muestra se puede haber separado en tres fracciones en función de su tamaño, como puede ser la fracción mayor de 0.4mm, la fracción mayor de 0.125mm y la mayor de 0.063mm. Por ello, cada celdilla debe llevar inscrita la muestra a la que pertenece y el tamaño de luz del tamiz.

Los foraminíferos se fijan al portaobjetos mediante un adhesivo reversible (goma tragacanto) y se disponen ordenadamente por hileras, de manera que dentro de cada subdivisión de la cuadrícula sólo hay representada una especie. Así, se propone asignar un número de registro a "lotes" constituidos por conjuntos de elementos pertenecientes a la misma especie dispuestos en una misma celdilla. De esta manera, cada celdilla tendrá asignados tantos números de registro como especies diferentes contenga.

Dentro de una misma especie, los foraminíferos pueden haberse dispuesto en grupos separados por criterios morfológicos. Es el caso por ejemplo de las formas dextrógiras y levógiras de conchas trocoespirales o de formas micro o macrosféricas en caso de alternancia de generaciones. En este caso, cada "grupo morfológico", dentro de una celdilla podría constituir un lote al que se asignaría un número de registro propio.

De este modo, por ejemplo, una celdilla llevará anotaciones que identifican la muestra y el tamaño de fracción y además los números de registro que han sido asignados a los elementos que contienen.

Cuando se trata de ejemplares especiales, caso por ejemplo de los ejemplares *tipo* u otros que presentan un interés particular, el tratamiento, tanto en lo que se refiere a su catalogación como a su almacenamiento, ha de ser obviamente individual, correspondiéndole un registro a cada individuo, de forma más similar a como ocurre en el caso de los macrofósiles.



TRONCOS SILICIFICADOS ESPAÑOLES EN EL MUSEO GEOMINERO (IGME, MADRID)

Lozano, R.P, Menéndez, S. y Rodrigo, A.

Museo Geominero (IGME),Ríos Rosas, 23; 28003 Madrid
r.lozano@igme.es; s.menendez@igme.es; a.rodrigo@igme.es

INTRODUCCIÓN

Las colecciones de fósiles y minerales del Museo Geominero contienen una gran variedad de muestras procedentes de distintos yacimientos españoles y extranjeros. Entre el material procedente de localidades españolas se encuentran quince ejemplares de troncos silicificados incluidos en las colecciones paleontológicas y mineralógicas. Por un lado, tres piezas integradas en la colección de Fósiles de Invertebrados y Plantas de España, y las doce restantes en distintas colecciones mineralógicas, distribuidas de la siguiente manera: once en la colección de Recursos de las Comunidades Autónomas; y una en la colección de Sistemática Mineral. La mayoría de los ejemplares están expuestos ilustrando la colección de Recursos de las Comunidades Autónomas; el resto se encuentra formando parte de los fondos del Museo.

ESTADO Y CONSERVACIÓN DEL MATERIAL

La mayor parte de las piezas corresponden a donaciones de particulares, algunas de las cuales se remontan a 1945. De los restantes ejemplares no se tiene información precisa acerca de la fuente y forma de ingreso.

Los dendrolitos presentan tamaños muy diversos, desde centimétricos a decimétricos, así como distintas coloraciones que varían desde tonos rojizos u ocres hasta tonos blanquecinos. Inicialmente la sílice reemplaza a la madera original en forma de ópalo. En nuestras colecciones esto queda patente sólo en dos de los casos (M-1112; 6088), mientras que en el resto la sílice ha pasado a calcedonia. Dado que el objetivo de este trabajo no es la determinación taxonómica de los ejemplares, las piezas no han sido sometidas a las técnicas habituales de cortado y pulido empleadas para la clasificación.

Las localidades de procedencia del material se reparten entre las provincias de Alicante (Elche), Barcelona (Montjuich), Burgos (Cabezón de la Sierra y Castrillo de la Reina), Gerona (Caldes de Malavella), Guadalajara (Pálmaces de Jadraque), Huelva (Lepe), Lérida (Cervera) y Segovia (El Arenal) (Tabla 1). En relación a la edad, las piezas más antiguas corresponden al Pérmico de Guadalajara, seguidas de las del Cretácico de Burgos y Segovia, el Paleógeno de Lérida y el Mioceno de Alicante, Barcelona y Gerona y el Plioceno de Huelva.

Solamente tres de estas localidades de referencia son bien conocidas, aunque en la bibliografía consultada las citas son escasas. En concreto se trata de las localidades de Castrillo de la Reina y Cabezón de la Sierra (Burgos) y Pálmaces de Jadraque (Guadalajara). En otros casos, sin embargo, no se han encontrado referencias de hallazgos, previas al depósito de los ejemplares, como es el caso del material de nuestras colecciones procedente de Elche (Alicante), Montjuich (Barcelona), Caldes de Malavella (Gerona), Cervera (Lérida) y El Arenal (Segovia).

Nº DE INVENTARIO	EDAD	LOCALIDAD
6088	Mioceno	Elche (Alicante)
6358	Mioceno	Montjuich (Barcelona)
356	Cretácico	Cabezón de la Sierra (Burgos)
360, 9006, 9026, M-0444	Cretácico	Castrillo de la Reina (Burgos)
M-1112	Mioceno	Caldes de Malavella (Gerona)
9590	Pérmico	Pálmaces de Jadraque (Guadalajara)
361	Paleógeno	Cervera (Lérida)
7827, 544C, 545C	Cretácico	El Arenal (Segovia)
7828, 2688M	Plioceno	Lepe (Huelva) .

Tabla 1: Ejemplares de troncos silicificados conservados en el Museo Geominero.

Desafortunadamente, los fondos del Museo no cuentan con muestras de troncos silicificados procedentes de yacimientos bien conocidos en el registro español. Es el caso de las localidades que aparecen referidas en la Tabla 2 (con la excepción de Castrillos de la Reina y Cabezón de la Sierra, Burgos).

LOCALIDAD	EDAD	REFERENCIA
Pozo Cañada (Albacete)	Mioceno	MOLFULLEDA (1999)
Castrillo de la Reina y Cabezón de la Sierra (Burgos)	Cretácico	ALONSO OLALLA (1991)
Landete (Cuenca)	Pérmico	DIÉGUEZ y LÓPEZ GÓMEZ (1999)
Molina de Aragón (Guadalajara)	Pérmico	SOPEÑA y SÁNCHEZ MOYA (1999)
Soto en Cameros (La Rioja)	Cretácico	NIDO *et al.* (1998)
Lebrija (Sevilla)	Pérmico	BROUTIN (1978) GAVALA (1927)
Castellote-Oliete (Teruel)	Cretácico	DÍEZ *et al.* (1996) MUÑOZ *et al.* (1999) LEMOIGNE & MARIN (1972)

Tabla 2: Yacimientos españoles de troncos silicificados citados en la bibliografía consultada.

BIBLIOGRAFÍA

ALONSO OLALLA, R. (1991). Memoria Histórica. En: *Hacinas*. Capítulo1.2.

BROUTIN, J. (1978). *Dadoxylon (Cordaioxylon)* sp. Grand'Eury, 1877. Note préliminaire sur les bois fossiles du Permien du Rio Viar (Province de Séville, Espagne). *103 Congrés National des Sociétés Savantes, Nancy*, 1978. Sciences, Fasc. III, 47-52.

DIÉGUEZ, C. y LÓPEZ GÓMEZ J. (1999). Recuperación y estudio anatómico de *Dadoxylon* sp. en el Pérmico de Landete (provincia de Cuenca). *In*: *La huella del pasado. Fósiles de Castilla-La Mancha* (E. Aguirre e I. Rábano, Eds.). Patrimonio Histórico-Arqueología, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, 115-123.

DÍEZ, J.B., PONS, D., CANUDO, J.I., FERRER, J., SORIA, A.R. y RUIZ-OMEÑACA, J.I. (1996). Primeros datos acerca del yacimiento de troncos fósiles de "El Barranquillo", Castellote (Teruel). *XII Bienal de la R.S.E.H.N., Libro de Resúmenes*, 189.

GAVALA, J. (1927). Memoria correspondiente a la Hoja de Santillana. *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, IX (I): 79 p.

LEMOIGNE, Y. & MARIN, Ph. (1972). Bois silicifiés du Crétace inférieur continental de la province de Teruel (Espagne). *Bull. Mens. Soc. Linné. Lyon*, 10: 201-214.

MOLFULLEDA, J. (1999). *Minerales de España*. Caroggio S.A., Ed., Barcelona, 319 p.

MUÑOZ BARRAGÁN, P., DÍEZ, J.B., FERRER, J. y SORIA, A.R. (1999). Tafonomía de los troncos silicificados albienses del yacimiento de "El Barranquillo" (Castellote, provincia de Teruel, España). *Rev. Esp. de Paleont.*, 14 (2): 165-172.

NIDO, del, J., GÓMEZ MANZANEQUE, F., MASEDO, F., MORLA, C., ROIG, S. y SÁNCHEZ HERNANDO, L.J. (1998). Identificación de un dendrolito en el Cretácico Inferior (Aptiense) del Sistema Ibérico septentrional (La Rioja, España). Consideraciones paleoambientales. *Revue Paléobio., Genève,* 17 (2): 513-523.

SOPEÑA, A. y SÁNCHEZ MOYA, Y. (1999). El bosque petrificado de la Sierra de Aragoncillo. *In*: *La huella del pasado. Fósiles de Castilla-La Mancha* (E. Aguirre e I. Rábano, Eds.). Patrimonio Histórico-Arqueología, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, 127-130.

PRIMEROS HALLAZGOS FÓSILES DE IMPRONTAS DE *Dracaena draco* (L.) L. EN CANARIAS

Marrero, A. (1), Suárez, C. (2) y Mangas , J. (3)

1) Jardín Botánico Canario Viera y Clavijo, Apartado 14, Tafira Alta, 35017 Las Palmas de Gran Canaria.
2) CEPLAM-TAFIRA, Dirección General de Ordenación del Territorio, Gobierno de Canarias, 35017 Las Palmas de Gran Canaria.
3) Departamento de Física-Geología. Edificio de Ciencias Básicas. Campus de Tafira. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas de Gran Canaria.

En las Islas Canarias existen manantiales de aguas bicarbonatadas que dan lugar a depósitos de travertinos (tobas calcáreas). Históricamente son bien conocidos los depósitos que aparecen en el barranco de Azuaje en Gran Canaria, los cuales incluyen numerosas improntas de vegetales (Viera y Clavijo, 1866). Éstos fueron intensamente explotados para la producción de cal, por lo que actualmente sólo aparecen en pequeños afloramientos. Nuestra investigación se ha centrado en la caracterización geológica y paleobotánica del depósito adosado a la ladera oeste de este barranco, en la cota 375 m.

El barranco de Azuaje o Guadalupe está situado en el norte de Gran Canaria y se corresponde con el tramo medio de una cuenca de 15 km de largo, que comienza a 1.600 m de altitud y desemboca hacia el norte en la costa de San Andrés. Este barranco está encajado en brechas volcánicas pliocenas del ciclo magmático Roque Nublo, donde éstas alcanzan potencias de 120 mts, y coladas básicas pliocuaternarias del ciclo Post-Roque Nublo (MAGNA, 1990). Hacia el fondo del barranco se localiza una colada basanítica emitida por el volcán Montañón Negro hace 2.970 años (Mangas, en prensa). A partir de nuestras observaciones, la edad relativa de los travertinos estudiados se sitúa entre el Pleistoceno Medio y la actualidad.

El depósito de travertino estudiado alcanza una potencia de unos 4 m. y en él se distinguen carbonatos porosos con numerosas improntas de vegetales, estalactitas y carbonatos bandeados. Para su caracterización geológica se están llevando a cabo estudios petrográficos (microscopía óptica y microsonda electrónica), geoquímicos (elementos mayores y traza, e isótopos estables) y geocronológicos (C^{14}).

Desde el punto de vista paleobotánico destaca la existencia de numerosas improntas de hojas de *Dracaena* "tipo drago". Es la primera vez que se constata, de forma efectiva, la presencia de esta especie en el norte de Gran Canaria, pues sólo se conoce un único ejemplar silvestre en la zona oeste de la isla (Almeida, en prensa). Las referencias previas se limitan a la existencia de topónimos y algunas alusiones indirectas en textos históricos. Además, es la primera cita de improntas fosilizadas de *Dracaena* "tipo drago" en Canarias. De este grupo, sólo existían las descripciones realizadas por Saporta entre 1862 y 1889 de improntas terciarias en el sudeste de Francia (Marrero, 2000).

De un análisis preliminar realizado con cerca de un centenar de improntas vegetales (especialmente hojas), unas 30 se corresponden con el genero *Dracaena* y el resto, al menos, a otros 22 taxones vinculados a las formaciones boscosas de la Laurisilva y Bosque Termófilo de la isla (ver tabla).

Nº	Hoja del tipo	Nº Impr.	Lámina (intervalos medidos)		Forma
			largo visible (cm)	ancho máx. (mm)	
1	Dracaena draco	29	2 - 44	16,6 - 46	lineal plana o lig. encurvada borde entero

2	*Salix canariensis*	13	3,4 - 14	16,5 - 28,7	angustioblonga angustiovada
3	*Apollonias barbujana*	6	4 - 7,5	18,4 - 54	ovada oblonga o lanceolada borde entero
4	*Viburnum rigidum*	3	2,5 - 11	44 - 82	oval con base algo cuneada borde entero
5	*Olea europaea*	4	2,5 - 4,5	4,7 - 10,6	lineal-oblonga angustioblonga oblanceolada borde entero
6	*Phoenix canariensis*	6	3 - 30	12,3 - 23,4	lineal a lineal-subulada borde entero
7	*Echium decaisnei*	4	2,5 - 9	10,6 - 23,6	lineal-oblonga a oblanceolada borde entero
8	*Echium callithyrsum*	6	3 - 12	19,6 - 36,3	oblanceolada borde entero
9	*Ilex canariensis*	3	3 - 4,5	21,5 - 28,4	oblonga lanceolada borde entero
10	*Rubus* sp.	4	2 - 14	(8) - 94,8	obovada a suborbicular borde ampliàmente dentado
11	Heberdenia excelsa	2	6	22,6 - 29,8	oblanceolada angustiobovada borde entero
12	*Sideroxylon canariense*	1	5,5	29,6	angustiobovada borde entero
13	*Pleiomeris canariensis*	1	4,3	36,4	--- borde entero
14	*Laurus azorica*	1	4,5	29,8	--- borde entero
15	*Ocotea foetens*	1	4,5	30,2	ovada con 2 niveles de agallas borde entero
16	Maytenus canariensis	1	4,5	26,8	--- borde crenado serrado
17	Semele gayae	1	3	37,6	--- nerviación subparalela
18	Hedera canariensis	1	5	43	base cuneada borde entero
19	*Aeonium* sp.	1	4,5	28,1	espatulada borde entero
20	sp.1	1	2,3	4	lineal estrecha borde entero
21	sp. 2	1	5,6	19,3	oval-lanceolada borde entero
22	sp. 3	1	4,7	16,2	angustioblonga borde entero
23	sp. 4	1	11,5	29,8	angustilanceolada borde entero

Por otra parte, de este grupo de especies resaltan por su valor paleobotánico y paleoambiental, la presencia de taxones hoy alejados geográficamente de este enclave, como por ej. *Echium callithyrsum, Ocotea foetens o Viburnum rigidum.*

A partir de nuestra investigación, consideramos que este tipo de depósitos calcáreos en Canarias constituye un hecho singular y una fuente fundamental para el conocimiento científico. Todo ello lo hace merecedor de ser considerado patrimonio paleontológico del archipiélago y, en consecuencia, sería necesario adoptar medidas de protección en los vestigios que todavía existen.

REFERENCIAS

ALMEIDA, R. (en prensa): Sobre la presencia de *Dracaena draco* (L.) L. En Gran Canaria (Islas Canarias): aportación corológica, estatus actual y significado biogeográfico. Botánica Macaronésica.

MAGNA (1990): Mapa geológico de España, escala 1:25.000. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Memoria 114 pp.

MANGAS, J.; PÉREZ-TORRADO, F.J.; GIMENO, D.; HANSEN, A.; PATERNE, M. y GUILLOU, H. (en prensa): Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las erupciones holocenas de la Caldera de Pinos de Gáldar y edificios volcánicos adyacentes (Gran Canaria). Geogaceta, 32.

MARRERO, A. (2000): *Dracaena tamaranae,* el género *Dracaena* y otros afines: Análisis morfológicos para una aproximación filogenética. El Museo Canario, 55, 301-332.

VIERA Y CLAVIJO, J. (1866): Diccionario de Historia Natural de las Islas Canarias (3° edición, 1982). Mancomunidad de Cabildos de Las Palmas, Madrid, 472 pp.

EL PATRIMONIO PALEONTOLÓGICO EN ESPAÑA (2): YACIMIENTOS DE INVERTEBRADOS DE INTERÉS EN ARAGÓN

Meléndez, G [(1)]., Delvene, G [(1,2)]. Soria, M. [(1)]

[(1)]Depto. De Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza. c./ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España). gmelende@posta.unizar.es; gdelvene@posta.unizar.es
[(2)] Museo Geominero (IGME) c./ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. g.delvene@igme.es

La legislación sobre patrimonio en España, concretamente sobre el patrimonio histórico y artístico, en el que se incluyen el patrimonio arqueológico y el paleontológico, cuenta con un historial de siglos en la Historia de España. Desde la promulgación de la Constitución Española (1978) y a lo largo de numerosas disposiciones legales subsiguientes, el patrimonio paleontológico es mencionado de forma más o menos explícita como un bien común susceptible de regulación y de protección. Con posterioridad a la publicación de la Ley Nacional de Patrimonio Histórico en 1985, la legislación sobre patrimonio, concretamente paleontológico, ha seguido un desarrollo en las distintas Comunidades Autónomas no siempre homogéneo y armonioso, de modo que en ellas el patrimonio paleontológico cuenta con un grado muy distinto de reconocimiento, sistematización y protección.

La preocupación de los paleontólogos por la definición, sistematización y protección del patrimonio paleontológico en la comunidad española puede decirse que ha seguido un desarrollo paralelo al surgimiento de las distintas sociedades científicas y a la institucionalización de comisiones específicas de trabajo y de sesiones científicas en donde se ha dado cabida a los debates sobre estos temas (Meléndez y Soria-Llop, 2000).

El patrimonio paleontológico de España, tal como se encuentra expuesto en el registro fósil reconocido, es decir, el conjunto de yacimientos de fósiles conocidos y estudiados por los paleontólogos, es inconmensurable y abarca miles de puntos de interés que harían inútil cualquier intento de sistematización. Los listados o las referencias existentes no pueden abarcar siquiera los yacimientos de mayor importancia existentes en la abundante bibliografía especializada. No obstante, algunos yacimientos paleontológicos sí sobresalen en la literatura trascendiendo con frecuencia el ámbito de la bibliografía especializada y proyectándose sobre la sociedad. Uno de los esfuerzos de sistematización más loables en este sentido ha sido el realizado recientemente por numerosos investigadores en la provincia de Teruel (Meléndez y Peñalver, 2002).

Los factores que condicionan el carácter de los yacimientos pueden ser de muy diverso tipo (Morales, 1996). En primer lugar, su riqueza fosilífera excepcional, tanto por su abundancia, diversidad o por la rareza de los grupos representados. Esta rareza, por otra parte, puede ser tanto sistemática (grupos generalmente poco o mal representados) como estratigráfica (fósiles de intervalos generalmente ausentes o no representados). En segundo lugar, la excepcionalidad en la conservación de los restos,

tanto en el caso de partes esqueléticas frágiles o de restos esqueléticos articulados, como de partes anatómicas blandas. Estas suelen ser comunes en algunos yacimientos singulares, que reciben el nombre de "Konservatt-Lagerstätten". En otros casos es el interés social de los restos el que condiciona su excepcionalidad y su difusión.

El objetivo de este trabajo es, por un lado, mostrar el desarrollo reciente y el estado actual y los avances recientes en la legislación sobre el patrimonio paleontológico en España, especialmente en la Comunidad Aragonesa, y por otro ofrecer una panorámica retrospectiva de la preocupación de la comunidad paleontológica española sobre la protección y gestión del patrimonio paleontológico a través de las principales publicaciones y reuniones científicas sobre patrimonio. Asimismo, ilustrar de manera gráfica estos aspectos mediante la explicación de un itinerario geológico en una región caracterizada por la riqueza fosilífera de sus yacimientos de invertebrados, en la Sierra de Arcos, al N de la provincia de Teruel, dentro del ámbito del Parque Cultural del Río Martín. En un artículo previo se ha realizado una descripción somera de los principales yacimientos y centros museísticos, que da una idea de la magnitud y riqueza del patrimonio paleontológico en España y particularmente en la Comunidad Aragonesa. (Meléndez y Molina, 2001).

Referencias

Meléndez, G. y Molina, A. 2001. El patrimonio paleontológico en España: una aproximación somera. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 2001, 9.2, 160-172.

Meléndez, G. y Peñalver, E. (eds.) (2002). *El Patrimonio de Teruel. I: Patrimonio paleontológico.* Actas I Reunión patrimonio paleontológico de Teruel. Rubielos de Mora (1998), Instituto de Estudios Turolenses.

Meléndez, G. y Soria-Llop, C. 2000. La protección del patrimonio paleontológico en España: concienciación social y legislación, y papel de la Sociedad Española de Paleontología. In: *Patrimonio Geológico: conservación y gestión*, D. Barettino, W.A.P. Wimbledon y E. Gallego (eds.), 317-324. Madrid (Spain) 2000.

Morales, J. 1996. El patrimonio paleontológico. Bases para su definición, estado actual y perspectivas futuras. *In: El patrimonio geológico. Bases para su valoración, protección, coservación y utilización*. MOPTMA; Comisión de Patrimonio Geológico (SGE) Sociedad Española de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Serie: Monografías (1996). 39-52.

EL MUSEO MUNICIPAL PALEONTOLÓGICO DE ESTEPONA: PRIMER MUSEO DE PALEONTOLOGÍA DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA

Vera-Peláez, J. L.[(1)], Navarro-Luengo, I.[(2)] y Lozano-Francisco, M. C.[(1)]

(1) Museo Municipal de Paleontología. C/ Matías Prast, s/n. Plaza de Toros. 29680 Estepona (Málaga). Tfno: 952807148. Fax: 952805168. e-mail: delcultu@teleline.es
(2) Arqueólogo Municipal. Delegación de Cultura-Patrimonio Histórico. Ilmo. Ayuntamiento de Estepona. Tfno: 952808385. Fax: 952805168. e-mail: delcultu@teleline.es

INTRODUCCIÓN

El Museo Municipal Paleontológico de Estepona nace el 15 de diciembre de 2000 respondiendo a la necesidad de conservación y difusión de la riqueza faunística fósil del Plioceno de la Cuenca de Estepona, esta riqueza es desde toda óptica excepcional tanto por el gran número de especies presentes en estos yacimientos, como por la extraordinaria conservación de los fósiles.

La exposición del Museo de Paleontología consta de 3600 ejemplares expuestos, repartidos en 67 vitrinas de los que unos 2000 pertenecen a la Cuenca de Estepona. Existe una pequeña representación de fauna Mesozoica, Neógena y Actual. La información sobre el contenido del Museo se reparte en 31 paneles explicativos.

Además de los ejemplares en exposición, los fondos del Museo constan de una importantísima colección de fauna marina del Plioceno: 35.000 fósiles, de los que algo más de 20.000 pertenecen a Estepona, de ellos más de 10.000 se encuentran ya catalogados y disponibles para su consulta, incluyendo material tipo. Además, procedentes fundamentalmente de diversas donaciones, es posible consultar fauna fundamentalmente andaluza, aunque incluye taxones de otras partes del mundo, que abarca desde el Devónico a la actualidad (algo más de 11.000 ejemplares). De especial interés es el material tipo (holotipos y paratipos) depositados en el Museo y que en estos momentos constituyen unos 300 ejemplares fósiles correspondientes a 29 especies nuevas del Plioceno andaluz, que constituyen una consulta obligada para los especialistas.

El Museo, integrado dentro de los Museos Municipales de Estepona, posee, además de una amplia sala expositiva, oficinas, sala de audiovisuales, laboratorios para investigación y restauración, biblioteca y almacenes. Entre su personal, además del imprescindible personal administrativo y de conserjería, consta de paleontólogos y un restaurador.

En la actualidad el Museo edita una publicación periódica: *Pliocenica. Revista del Museo Municipal Paleontológico.* También ha editado el libro de *Resúmenes de la I Jornadas Internacionales de Plioceno* (Estepona, Septiembre 2001).

OBJETIVOS

El Museo Municipal Paleontológico de Estepona nace con diversos objetivos:

1. Protección: tanto de los propios yacimientos paleontológicos, como de las colecciones ya existentes. Para conseguir este objetivo se trabaja fundamentalmente en dos frentes:
    a. Ordenación y catalogación de las colecciones del Museo con objeto de facilitar su estudio y consulta.
    b. Correcta catalogación y estudio de los yacimientos paleontológicos. Estudio enmarcado en el proyecto autorizado por la Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía denominado: Paleobiología de las cuencas marinas pliocénicas de Estepona, Málaga y Vélez Málaga (2002-2007).

c. Basándonos en la Ley sobre Regulación del Patrimonio Histórico Andaluz (en concreto: Art. 2° y 4°) actúa a través del personal del Museo y de la Delegación de Patrimonio Histórico del Ilmo. Ayuntamiento de Estepona, de la que depende, como instructores del Servicio de Inspección y Disciplina Urbanística del Ilmo. Ayto. de Estepona, actuando en estrecha colaboración para hacer eficaz esta protección.

2. Didáctico y de difusión: organización de visitas guiadas, ciclos de conferencias, jornadas, exposiciones itinerantes, etc.
3. Investigación: no sólo a través del proyecto ya mencionado, sino también mediante colaboraciones y convenios con otras entidades, tanto en el campo de la Paleontología como de la Arqueozoología.

El Museo Municipal Paleontológico de Estepona ha sido visitado hasta la fecha por algo más de 7.000 personas. La diversidad de procedencias es amplia, aunque fundamentalmente las visitas son turísticas o de ocio. Uno de los objetivos principales es buscar los medios de incentivar las visitas de estudiantes de distintos niveles. Para conseguir este objetivo se pretende estrechar la colaboración de distintas Delegaciones Municipales, puesto que el Museo es Municipal, fundamentalmente de las Delegaciones de Cultura-Patrimonio Histórico, Educación y Turismo; relación que comienza a dar sus primeros frutos.

Por otro lado, se pretende ampliar el Museo en dos sentidos:

1. Tranportar el Museo al campo, donde, fundamentalmente estudiantes, puedan visitar un yacimiento paleontológico, convertido en Museo al aire libre. Existen en el Municipio yacimientos situados en terrenos municipales, fácilmente acotables donde se puede construir un centro de interpretación.
2. Ampliar la sala expositiva, fundamentalmente para aumentar la representación de otros yacimietos andaluces.

Otros objetivos son:

1. Contratación de nuevo personal fundamentalmente investigador y educador.
2. Adquisición de nuevo material didáctico específico y de laboratorio, los cuales, aunque suficientes en la actualidad, será necesario en un futuro próximo.
3. Aumento de las publicaciones del Museo: libros, catálogos, etc.
4. Actividades: catalogación, conservación y restauración del patrimonio, investigación, difusión, etc.

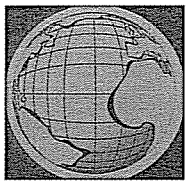
Para todo ello, uno de los objetivos fundamentales será la búsqueda de fondos estables no procedentes del Municipio de Estepona, que en la actualidad financia el 100 % de los gastos; permitiendo de esta manera ampliar el campo de actuación del Museo y sus actividades.

BIBLIOGRAFÍA

García-Forner, A., Guillén, J., Maroto, M. A., Martínez-Pérez, C., Villena, J. A. y Márquez-Aliaga, A. 2001. El Museo de Geología de la Universitat de València como instrumento didáctico en Paleontología. *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*: 601-606.

XVIII JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA / II CONGRESO IBÉRICO DE PALEONTOLOGÍA

INTERIM-COLLOQUIUM REGIONAL COMMITTEE ON NEOGENE ATLANTIC STRATIGRAPHY (R.C.A.N.S.)



OS CARCHARHINIFORMES DA BACIA DE ALVALADE

Antunes, M.T.(1) & Balbino, A.C.(2)

1.Academia das Ciências de Lisboa. Centro de Estudos geológicos da Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre,2825-114 Caparica, Portugal. E-mail: mta@mail.fct.unl.pt
2.Departamento de Geociências, Universidade de Évora, Apartado 94, 7002-554 Évora, Portugal. Centro de Estudos Geológicos da Universidade Nova de Lisboa. E-mail: acaceres@uevora.pt.

As jazidas fossíliferas (Santa Margarida, Esbarrondadoiro e Vale de Zebro) da Formação de Esbarrondadoiro, Bacia de Alvalade – Portugal, contêm uma fauna de seláceos relativamente rica e variada, representada por cerca de 10.000 dentes. Em Balbino,1955 foram identificados e descritos quarenta e cinco táxones pertencentes às ordens: Hexanchiformes, Squaliformes, Lamniformes, Carcharhiniformes, Torpediniformes e Myliobatiformes.

A ordem dos Carcharhiniformes constitui o grupo mais importante de tubarões dos mares actuais.

Compagno (1988) reconheceu 48 géneros e cerca de 194 espécies, repartidas em 8 famílias: Scyliorhinidae Gill,1862; Proscylliidae Fowler,1941; Pseudotriakidae, Gill 1893; Leptochariidae Gray,1851; Triakidae Gray, 1851; Hemigaleidae Hasse, 1879, Carcharhinidae Jordan & Evermann, 1896 e Sphyrnidae Gill, 1872.Posteriormente outros autores propuseram alterações à sistemática de Compagno, com base no estudo da dentição dos Carcharhiniformes actuais.

A diversidade morfológica nos dentes dos Carcharhiniformes é marcante, dificultando muitas vezes a classificação.

Os Carcharhiniformes representam cerca de 40% do total dos táxones identificados na Bacia de Alvalade.

Estão representadas as famílias: Scyliorhinidae, Triakidae, Hemigaleidae Carcharhinidae e Sphyrnidae. Os Scyliorhinidae, vulgarmente conhecidos por"cães do mar" ou "gatos do mar" habitam, na maior parte, a zona costeira dos oceanos. São uma família heterógenea. Os géneros *Megascyliorhinus*, *Premontreia* e *Scyliorhinus* são os únicos conhecidos, até agora, em Alvalade. Tubarões de pequeno tamanho, os Triakidae, estão representados pelos géneros *Triakis*, *Mustelus* e *Galeorhinus*. Da família Himigaleidae foi identificado o género *Paragaleus*. Os Carcharhinidae representam boa parte de todas as espécies de Carcharhiniformes. As espécies actuais pertencentes a esta família habitam mares quentes e temperados quentes, nas zonas costeiras e no mar alto. Nas jazidas estudadas estão presentes os géneros *Galeorcedo*, *Rhizoprionodon* e *Carcharhinus*. Os representantes da família Sphyrnidae são caracterizados pelas grandes expansões laterais cefálicas achatadas, pelo que se designam por "tubarões martelo". *Sphyrna* é o género descrito nesta bacia.

A jazida de Esbarrondadoiro assinala-se pela riqueza de táxones e de restos dentários. Vale de Zebro está em posição intermédia e por último Santa Margarida, onde todos os exemplares evidenciam forte abrasão.

A diferente repartição dos Carcharhiniformes nas três jazidas, assim como das outras ordens representadas e ainda as características sedimentares, apontam para áreas ecológicamente distintas.

STABLE ISOTOPES (C, O) OF THE MIOCENE LACUSTRINE SUCCESSION IN THE CENTRAL-WESTERN REGION OF THE DUERO BASIN: THE TORREMORMOJÓN SECTION (PALENCIA, SPAIN)

Armenteros, I. [1], Corrochano, A. [2], Recio, C. [3] y González Delgado, J.A. [4]

Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, c/Parque s/n, 37008 Salamanca
e-mail: 1: ilde@usal.es; 2: corro@usal.es; 3: crecio@usal.es; 4: angel@usal.es;

Introduction

The Torremormojón section is the best representative facies of the middle and upper Miocene lacustrine ensemble of the Duero Basin. Palaeogeographycally, represents the transition between the distal alluvial plains, of the northwestern alluvial system, and the lacustrine environments of the inner basin (Corrochano *et al.*, 1986, among others). Identification of the Aragonian-Vallesian boundary in this section led to numerous palaeontological studies (Alvarez Sierra *et al*, 1986, among others).

Progressive expansion and evolution of the depositional lacustrine system results, throughout the section, in six lacustrine carbonate levels, separated by brown, fine, siliciclastic facies (mudstones and fine sandstones). Overall, the lacustrine succession undergoes evolution both from base to top of the section and within each carbonate level, recording a variable sequence of facies

Within the carbonate levels, up to five different facies have been individualized that are integrated into three main facies association:

1) *Distal alluvial plain-mud flat facies* consisting of brown mudstones and intercalated fine sandstones.

2) *Marginal fluvio-lacustrine facies.* Two facies have been identified: (i) *Gray bioclastic-siliceous sandstones* (known as ostracodites). These are especially well represented in the lowermost three lacustrine levels, where they alternate with marls and yellowish orange mudstones. They are made up of a mixture of angular quartz grains and ostracodes (*Candona* and *Ilyocypris*). (ii) *Dark green gray fossilifeous marls,* in levels several cm to 1 m thick, closely associated to massive marls. These are rich in ostracods and *Bythynia* opercula, and also contain organic matter fragments and dark marly intraclasts.

3) *Lacustrine facies*. Three facies are recognized: (i) *Yellow gray massive marls* with widely variable dolomite contents and fine-grained siliciclastics (clays and quartz). Fragments of ostracods, foraminifers (*Ammonia*) and gastropods are usual. In the base of the first level, interstitial macrocrystalline gypsum abounds. Some levels show some hydromorphic mottling, perhaps due to intermittent exposure. (ii) *Yellow gray marly limestones*, that are similar to the marls —to which they are closely associated— except for being somewhat cemented. These two facies are deposited in the innermost lacustrine zone. (iii) *Limestone facies are* formed in a low-energy shallow-carbonate lake, where the terrigenous influx disminishes, and it represents prograding episodes at the lacustrine sequence top.

Stable isotopes

Results: The isotopic composition of carbonates ranges widely. Average precission is +/- 0.2 ‰ for bulk carbonate. All data are presented in the PDB international standard. Whole rock calcite (marls and limestones; n = 51) shows $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values between –8.60 to –2.78 ‰ and –9.67 to +4.40‰, respectively. Marls and marly limestone rich in gastropods fragments show $\delta^{13}C$ between –11.32 to –6.8‰ (n = 10) whereas the $\delta^{18}O$

values range from –9.11 to –3.43 ‰. Specifically the opercula of the gastropod *Bithynia* show a systematic diminution (1 to 3 ‰) of the heavier isotopes of the O and C compared with the accompaning bulk calcite. Samples rich in ostracods do not show regular isotopic variations compared with the accompaning bulk calcite. Organic matter included within the dark marls has normal low $\delta^{13}C$ (-23.8‰), similar to those of the typical C3 plants. The interstitial gypsum associated to dolomitic marls at the base of the first carbonate level has $\delta^{34}S_{CDT}$ values from 14.83 to 15.96‰ (n = 3).

The dolomitic component is important in the marly facies of the lower three carbonate horizons, where it can represent more than half of carbonate fraction in some levels. Dolomites have $\delta^{13}C$ between –7.26 and 2.14‰, and $\delta^{18}O$ values that range from –12.91 to +2.8‰ (n= 25). There exist a great variability of the relative isotopic compositions of dolomite and accompaning calcite, eiher for ^{13}C or ^{18}O contents.

Interpretation.

The absence of correlation between $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ is inconsistent with a long residence time of the water masses in the lakes. On the whole, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ do not experience a trend from the base to the top of the succession and throrough each carbonate level, which for the moment we relate to the absence of a definite trend, both in the general evolution of the lacustrine system and within each one of the lacustrine levels. The large differences observed between the $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values make evident the complexity of diagenetic processes as demonstrated also by the dolomite isotopic compositions relatives to the accompaning calcite. The relatively low values of $\delta^{13}C$ in some cases reflect a significant supply (either authigenic or allogenic) of biogenic-derived CO_2, although this does not seem to be related to the terrigenous supply to the lake. The significant variations in $\delta^{13}C$ are mainly due to preferential outgassing of ^{12}C-rich CO_2 from the lake surface (Talbot and Kelts, 1991). The low ^{13}C content in the shelly gastropod samples and the systematic $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ depletion compared with the calcite host rock record a biogenic effect on carbonate precipitation. The relatively high $\delta^{18}O$ values point towards frequent evaporative episodes, their variability mostly resulting from changes in the water balance (Talbot and Kelts, 1991).

Except for the basal lacustrine level, dolomite facies are not associated to the interstitial gypsum. The absence of correlation between $\delta^{18}O$ and dolomite contents suggests that dolomite did not precipitate from the progressive concentration of a single water mass. The $\Delta^{18}O_{DOL\text{-}CAL}$ have positive to negative values and are variable in absolute values which indicate that the dolomite genesis is the result of different processes. Some of these are formed during a primary/early diagenetic precipitation from similar waters in which accompaning calcite precipitated ($\Delta^{18}O_{DOL\text{-}CAL}$= positive values) whereas others seem to be the result of a diagenetic precipitation influenced by meteoric waters given that the depleted values of $\delta^{18}O$. This $\delta^{18}O$ depletion has been also atributted to the stabilization of an early precipitate during the burial (Land, 1982). Their various origins are, for the moment, open to discussion.

References

Alvarez Sierra, M.A. & García Moreno, E. (1986): Stvdia Geologica Salmanticensia, 22;145-189.

Corrochano A., Fernández Macarro, B., Recio, C., Blanco, J.A. & Valladares, I., (1986): Stvdia Geologica Salmanticensia, 22;93-110.

Land, L., S. (1982): Education Course Note Series AAPG, 24.

Talbot, M.R. & Kelts, K., (1991): In: Lacustrine Basin Exploration (Ed. By B.J. Katz), Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 50, 99-112.

Acknowledgements: This study was supported by Spanish MCYT Projects PB98-0668-C02-2 and BTE2000-1311, and by SGAIE of the Universidad de Salamanca.

QUISTES DE CHRISOPHYTA Y DIATOMEAS EN LA UNIDAD CARBONATADA DE ARÉVALO (CUENCA DEL DUERO, VALLESIENSE): INTERPRETACION PALEOECOLÓGICA

Bárcena, M.A[(1)]; Armenteros, I.[(2)]; Blanco, J.A.[(3)] y Suarez, M.[(4)]

Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca, (España).
(1)mbarcena@usal.es, (2) ilde@usal.es , (3) jablanco@usal.es, (4) msuarez@usal.es

Resumen

Se ha analizado el contenido en microfósiles silíceos de una sucesión terrígeno-carbonatada miocena que aflora en el área de Arévalo (Ávila). En el contexto regional la sucesión de Arévalo se correlaciona con la serie miocena central situada al norte, es sincrónica con el depósito de las denominadas facies Cuestas en el área de Olmedo-Portillo-Valladolid.

Sedimentológica, mineralógica y micropaleontológicamente en la megasecuencia aflorante se distinguen tres tramos:

a) El tramo inferior supera los 15 m de espesor y está constituido por secuencias granodecrecientes de 0,5 a 3 m de espesor. Estas últimas suelen empezar por areniscas grises poco compactas de grano grueso a muy grueso a microconglomeráticas con cantos intraformacionales recubriendo una superficie erosiva; siguen arenas de grano medio a fino que pueden ser continuadas, hacia el techo, por facies limoarcillosas verdes que, en el tránsito a la megasecuencia superior, incluyen nodulizaciones calcáreas. Los términos más gruesos de las secuencias presentan estratificación cruzada en surco y ,en menor medida, laminación horizontal; los niveles de arenas finas presentan laminación cruzada de ripples. La composición petrográfica de las arenas corresponde a arcosas y litarcosas.

b) El tránsito al tramo lutítico-calizo de la parte superior de la megasecuencia está constituido por 2-3 metros de alternancias decimétricas de lutitas beiges y arenas amarillentas de grano fino a muy fino, con nódulos calizos en algunos niveles. Las arenas son de naturaleza arcósica y están formadas por cuarzo, feldespato, y arcillas. En los niveles arcillosos predomina la esmectita sobre la illita, siendo la caolinita minoritaria.

c) El tramo superior presenta un espesor de 12 m y está constituido principalmente por lutitas con delgadas intercalaciones de arena fina a muy fina. Es característica la presencia de niveles de costras calcíticas de 0,3 m a 1 m, que en algunas zonas llegan a soldarse entre sí formando niveles encostrados superpuestos de hasta 5 m de potencia. La fracción arcilla está constituida principalmente por esmectita alumínica y en menor proporción illita; la caolinita se halla generalmente en proporciones inferiores al 5 % y el cuarzo y feldespato son también minoritarios. En los niveles encostrados la calcita es el mineral más abundante siguiéndole en abundancia las

arcillas, cuarzo y feldespatos. Localmente y a techo de la sucesión, se aprecian nódulos de ópalo CT con segregaciones puntuales de cuarzo fibroso (cuarcina) y lussatita , generalmente asociadas a microporos. La arcilla acompañante de estos niveles silicificados suele ser sepiolita y, en menor proporción, illita. El yeso se presenta como traza.

En este tramo se han encontrado restos dispersos de ostrácodos y gasterópodos, y, localmente, diatomeas y crisofitas. El estudio detallado de los microfósiles silíceos, destacando diatomeas lacustres bentónicas y una gran variedad de morfotipos de quistes de crisofitas, han contribuido a la interpretación del tramo final de la megasecuencia (aflorante). En la serie se registra el paso de un sistema fluvial (tramo 1) a un sistema de llanuras aluvial distal (tramo2) en la que se desarrollan lagos lutítico-carbonatados (tramo 3) sometidos a frecuente exposición, como lo demuestra la existencia de frecuentes encostramientos calcíticos, nódulos de sílice y la omnipresencia de microestructuras de exposición.

Los datos sedimentológicos y estructurales son apoyados por la información paleoecológica. El contenido microflorístico indicaría medios muy someros -lagunas o charcas- fuertemente eutrofizados, con pH relativamente alto (6-7), y sometidos a desecación estacional. El aporte de sílice que favorece el desarrollo y preservación de los microfósiles silíceos en estos cuerpos de agua podría provenir de los encostramientos sin-sedimentarios que están teniendo lugar en los márgenes.

Para el análisis, estudio y descripción de los morfotipos de las estatosporas de crisofitas se han seguido las recomendaciones del Grupo Internacional de Trabajo sobre Estatosporas (ISWG, 1986).

Agradecimientos

Este estudio ha sido realizado en el marco de los proyectos PB98-0668-CO2-2, PB-98-0288 y CLI1998-1002-CO2-02.

ASOCIACIONES DE OSTRACOFAUNA EN EL PLIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA DE ASILAH (VERTIENTE ATLÁNTICA DE MARRUECOS)

Civis, J.[1], González-Lucas, C., González-Delgado J. A.[2] y Alonso-Gavilán, G.[3]

Dpto. de Geología, Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca 37008 Salamanca
e-mail:1: civis@usal.es; 2: angel@usal.es; 3: gavilan@usal.es

Introducción

El Neógeno atlántico marino de Marruecos está muy bien representado en la Cuenca del Bou Regreg, (parte del antiguo corredor Sur-rifeño) junto a pequeñas cuencas marginales entre las que destacan la cuenca de Asilah y Charf el Akab, situadas al norte de la primera, entre Tánger y Rabat (Fig. 1).

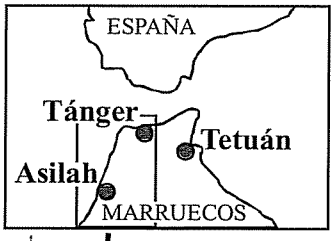
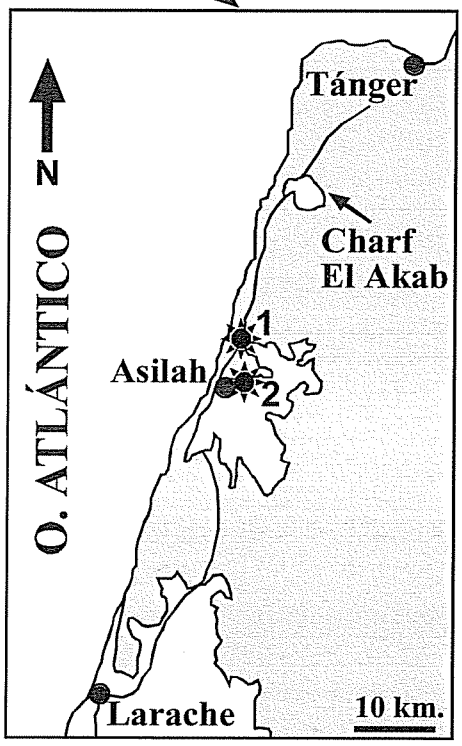


Figura 1



Leyenda

Zócalo □
Neógeno □
Población ●
Asilah II.- 1 ✹
Sidi Lashen.- 2 ✹

La Cuenca de Charf el Akab, siliciclástica y carbonatada, abarca el Mioceno superior y el Plioceno inferior, mientras que la de Asilah, de carácter siliciclástico, ha sido datada del Plioceno inferior (coexistencia de *Globorotalia margaritae* - *G. puncticulata*).

Recientemente, han sido varias las publicaciones acerca de las características sedimentológicas y paleontológicas de dicha cuenca: El Hajjaji (1989); Ben Moussa (1991); Nachite (1993); González-Delgado *et al.* (1996-2002); Civis *et al.* (1999); Valle *et al.* (2000). Nachite (1993) hace referencia a la ostracofauna en relación al conjunto de Cuencas Neógenas de Marruecos y el Sur de la Península Ibérica.

El objetivo de este trabajo es presentar los datos más significativos de las asociaciones de la ostracofauna en la cuenca de Asilah y la interpretación paleoambiental en el contexto de las asociaciones definidas en base a la malacología y a los Foraminíferos. Los datos de la ostracofauna, corresponden a las secciones Asilah II (Oulad Messaoud) y Sidi Lahsen cuyos datos estratigráficos y paleontológicos generales han sido estudiados previamente (González Delgado *et al.* (op.cit) Civis *et al.* (op.cit)).

Resultados

Del conjunto de muestras estudiadas, los datos más significativos corresponden a la sección de **Asilah II**:

Se pueden definir de muro a techo dos asociaciones claramente diferenciadas. Una primera asociación viene definida por *Carinocythereis carinata*, *Hiltermannicythere (H. rubra* y *H. retifastigata*), grupo *Loxoconcha*, y *Cytheridea acuminata*. Esta asociación cubre los primeros 4 metros de la sección. Cabe señalar, la presencia de *Cyprideis,* puntualmente abundante, en este primer tramo

La segunda asociación está definida, junto a formas persistentes, como *Carinocythereis* y *Loxoconcha*, por el desarrollo de *Krithe* y *Parakrithe* que progresivamente incrementan su representación junto a *Ruggireria tetraptera* y grupo *Cytherella*. Asimismo, *Hiltermannicythere* y *Cytheridea*, muy bien representada en los primeros niveles, también disminuyen sensiblemente en la parte superior.

La primera asociación refleja un ambiente de plataforma interna, acorde con los datos aportados por otros grupos macro y micropaleontolológicos (moluscos foraminíferos y palinomorfos). La presencia de formas como *Loxoconcha, Cyprideis* y *Cytheridea* sugiere la influencia de aguas continentales y/o la proximidad a la línea de costa.

El cambio en la asociación, con la aparición de las formas de *Krithe* y *Parakrithe* así como el resto de componentes, sugieren una progresiva profundización en el contexto general de la plataforma, como lo reflejan también el cambio general en las asociaciones de foraminíferos.

Sidi Lahsen

En la sección de Sidi Lahsen, la asociación es más monótona, siendo las formas más representativas *Carinocythereis carinata*, *Cytheridea acuminata*, *Ruggieria tetraptera* y *Krithe*, que, sin ser tan abundante como en la sección anterior, está también presente de forma puntual.

Al igual que en la sección de Asilah II, *Cyprideis* se encuentra en diversas muestras, especialmente en el tramo medio de la misma.

La asociación señalada, es muy similar a la registrada en otras áreas atlánticas del Neógeno Magrebí, concretamente a la parte superior de la sección de Oued Arjat (Cuenca del Bou-Regreg) (Civis *et al.* 2001) de edad equivalente a la de las secciones objeto de estudio en el presente trabajo.

Referencias

Ben Moussa, A. (1991).- *These d'Etat* Univ. C. Bernard Lyon I: 295 p.

Civis, J., González-Delgado, J.A. y Alonso-Gavilán, G. (1999).- *European Palaeogeography and Geodynamics: multidisciplinary approach.* págs. 8-10.

Civis, J., González-Lucas, C., González-Delgado, J.A., Alonso-Gavilán, G. (2001).- *Geogaceta* 30. 35-38

El Hajjaji, K.(1989).-*1° Coll, Néogène Atlantico-Mediterranén, Tétouan*, (Maroc).43-48

González-Delgado, J.A., Civis, J., Alonso-Gavilán, G., Andrés, I. y Ben Moussa, A. (1996).- *Geogaceta* 20 (1). 231-234

González-Delgado, J. A., Ben Moussa, A., Civis, J., El Hajjaji, K. y Alonso-Gavilán, G. (2000).- (en el presente volumen)

Nachite, D., (1993). *Tesis Doctoral.* Univ. Granada, 310 p.

Valle, M. F., Rivas, R., Alonso-Gavilán, G., Civis, J. y González-Delgado, J. A. (2000).- *XVI Jornadas de Paleontología*: 155

Agradecimientos:

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto BTE2000-1311 (MCYT)

FRAGMENTARY REMAINS OF ODONTOCETES (CETACEA, MAMMALIA) FROM THE MIOCENE OF THE LOWER TAGUS BASIN (PORTUGAL)

Estevens, M.[3] and Antunes, M.T.[1, 2, 3]

[1] Academia das Ciências de Lisboa; [2] European Academy of Arts, Sciences and Humanities, Paris;
[3] Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre, P-2829-516 Caparica, PORTUGAL; estevens@mail.fct.unl.pt; mta@mail.fct.unl.pt

Although long known, the Portuguese Miocene Cetacea have been scarcely studied in the past. Research on the Neogene marine mammals from Portugal was resumed at the "Centro de Estudos Geológicos da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa" (Estevens, 1998, 2000). The present report constitutes a first systematic account of a small part of the Miocene cetacean fauna from Portugal, namely the unpublished odontocete specimens in the private collection of one of us (M.T.A.). These are for the most part fragmentary, and include rostral and mandibular fragments, isolated teeth, one tympanic, one atlas and one lumbar vertebra. All were collected from the Lower Tagus Basin, specifically from Lisbon and Setúbal Peninsula. The Miocene series in these areas, the most complete in Portugal, ranges between 23 and 9 Ma approximately (Antunes *et al.*, 2000).

In spite of the fragmentary nature of the material, a familial assignment was accomplished for most specimens, and more than half was placed in known genera. Five families of odontocetes and ten different taxa, including three forms of uncertain affinities, are represented in this collection. As usual, the Physeteridae are represented only by isolated teeth. The rugose enameled crowns and/or bulbous roots of the Middle to Late Miocene Portuguese specimens are typical of the genus *Scaldicetus*. Isolated teeth of this ill-defined genus have been likewise recorded from correlative deposits worldwide. The Platanistidae are represented by an incomplete right tympanic, possibly of Late Miocene age. Although clearly of platanistid affinities, this specimen could not be definitely assigned to either *Pomatodelphis* or *Zarhachis*, and is thus regarded as an undetermined genus and species. Traditionally, Miocene platanistids were known essentially from the North Atlantic realm (Chesapeake Group and Florida, USA, and Loire Basin, France), but recently they were also reported from the Mediterranean (Baltringen, Germany). The Eurhinodelphinidae are represented by an incomplete lumbar vertebra from the middle Burdigalian, lacking most of the transverse processes, the neural spine and both epiphyses. Still, the well-preserved centrum is very similar to vertebrae of *Eurhinodelphis*, to which the Portuguese specimen is tentatively referred. This single Early Miocene record agrees with other contemporaneous assemblages where the eurhinodelphinids predominate, namely the Calvert Formation (USA), the Antwerp Sands (Belgium), and the Belluno Sandstones (Italy). Surprisingly, the Pontoporiidae may be also represented by a nearly intact atlas, which could not, however, be placed at an infrafamilial level. This is an essentially American family, with most classical records from the Middle Miocene to Pliocene of South America (Argentina, Peru), and only a few recent records from the Early Pliocene of the western North Atlantic (Florida and North Carolina, USA). Thus, the middle Serravallian record from Portugal would constitute simultaneously the first from Europe and one of the oldest of the family. To the Kentriodontidae belong the most complete remains, as well as the most diversified forms. Medium-sized rostral and mandibular fragments of

middle Serravallian age represent a genus of Kentriodontinae, resembling *Rudicetus*. Another middle Serravallian specimen comprises a rostrum fragment, two pieces of mandible and five detached teeth with rugose enamel. These belong to a larger, more robust form that seems close to some Lophocetinae, such as *Liolithax* or *Lophocetus*. Finally, a few isolated teeth from the middle Tortonian resemble those of yet another large-sized kentriodontid: cf. *Macrokentriodon* sp. The latter genera are known essentially from the western North Atlantic (Middle Atlantic Coastal Plain and Florida, USA), whilst *Rudicetus* is known exclusively from the Mediterranean (Italy). Some additional scrappy remains could not be positively assigned to a specific family, and are listed as Odontoceti *incertae sedis*. These include a worn distal fragment of rostrum and a symphyseal piece of mandible, both from the middle Serravallian, and three small isolated teeth from the middle Tortonian. All of these may have delphinoid affinities, particularly with the Kentriodontidae.

In conclusion, some preliminary paleobiogeographical considerations may be already drawn from this sample, which includes forms widespread both in the North Atlantic and Mediterranean (*Scaldicetus*, *Eurhinodelphis*), others known primarily from the North Atlantic (platanistids), and yet others recorded almost exclusively from the western margin (lophocetines, *Macrokentriodon*). These are supplemented by an exclusively Mediterranean form (*Rudicetus*), and the surprising presence of a member of the essentially South American pontoporiids. This diversity of correlations reinforces the importance of the geographic position of Portugal as a link between all of these regions. Further systematic research may determine with which of them the Lower Tagus Basin Miocene odontocete fauna has a closer relationship, although the greater similarity is presently towards the western North Atlantic.

ACKNOWLEDGMENTS

M. Estevens benefited first from an "Initiation to Scientific Research" scholarship (BIC 2760) and later from a Ph.D. scholarship (BD 21741), both granted by the "Fundação para a Ciência e a Tecnologia" under the PRAXIS XXI Program. M.T. Antunes participation is framed within the project "POCTI/36531/PAL/2000 – Studies on Portuguese Paleontology (Post-Paleozoic)", funded by the "Fundação para a Ciência e a Tecnologia / Ministério da Ciência e das Universidades".

REFERENCES

Antunes, M.T.; Legoinha, P.; Cunha, P.P. & Pais, J., 2000. High resolution stratigraphy and Miocene facies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tagus Basin, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 183-190.

Estevens, M., 1998. Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal. Distribuição geográfica e estratigráfica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84(1): A161-A164.

Estevens, M., 2000. Miocene marine mammals from Portugal. Paleogeographical and paleoecological significance. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 323-334.

SÍNTESIS PALEONTOLÓGICA DE LA CUENCA PLIOCÉNICA DE ASILAH (NW DE MARRUECOS)

González-Delgado, J.A.[1, a], Ben Moussa, A.[2, b], Civis, J.[1, c], El Hajjaji, K.[2, d] y Alonso-Gavilán, G.[1, e]

1.- Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, c/Parque 8, 37008 Salamanca
2.- Faculté des Sciences de Tétouan. Université A. Essaadi, B.P. 2121 (Maroc)

e-mail : a: angel@usal.es; b: b.moussa@fst.ac.ma; c: civis@usal.es; d: khajjaji@fst.ac.ma; e: gavilan@usal.es

La cuenca de Asilah (Marruecos) es una pequeña cuenca de cerca de 100 Km^2 de extensión, situada al Noroeste de Marruecos, a una treintena de km al Sur de Tánger (Fig. 1). Está atravesada en sentido SE-NW por los ríos Helou y Aiacha, y se encuentra abierta al Atlántico. En los últimos años, diferentes secciones de la misma han sido objeto de numerosos estudios paleontológicos: sobre Briozoos (El Hajjaji, 1989; El Hajjaji *et al*, 1999), Bivalvos (Ben Moussa, 1991), Ostrácodos (Nachitte, 1993; Civis *et al*, 2002), Foraminíferos bentónicos (Civis *et al*, 1999), palinología (Valle *et al*, 2000), y tafonómicos (Mihraje, 1999). Una primera síntesis que incluye estudios bioestratigráficos, malacológicos y de Foraminíferos bentónicos fue realizada por González Delgado *et al*, 1996).

El relleno sedimentario de la cuenca lo forman depósitos marinos siliciclásticos y bioclásticos de carácter transgresivo, dispuestos de un modo discordante sobre el manto intra-rifeño de Habt, o sobre la unidad de Tánger (dominio externo del Rif). La edad de los materiales con fauna es Plioceno inferior (Zancliense superior), ya que en muchas secciones (las más repesentativas Asilah 1 y Oulad Messaoud) coexisten *Globorotalia margaritae* y *G. puncticulata*, y no se alcanza el horizonte de extinción de *Globigerinoides extremus*.

A partir del análisis de 16 secciones estratigráficas, se ha realizado una columna estratigráfica general para la cuenca, con tres tramos: el basal (10-12 m), caracterizado por ciclos de conglomerados bioclásticos/areniscas de grano fino/limos arenosos, con elevada bioturbación. El tramo intermedio (5-6 m) está formado por arenas de grano medio ocres-amarillas, con mayor o menor presencia de glauconita, entre las que se intercalan cuerpos canalizados rellenos de bioclastos (sobre todo Pectínidos y Ostreidos). El tramo superior lo forman arenas de grano medio a fino rojas, amarillas y blancas, de potencia variable, sin fauna, organizadas en una macrosecuencia estrato y granocreciente.

La asociación de Foraminíferos bentónicos, que domina siempre en abundancia y diversidad sobre la de planctónicos, alcanza más de 50 especies. Dominan las formas hialinas sobre porcelanoides y aglutinados. Los niveles inferiores se caracterizan por *Ammonia beccarii* y *Nonion boueanum*, acompañados de *Elphidium crispum* y *Lobatula lobatula*. Esta asociación pasa hacia niveles superiores a otra dominada (a veces en más del 80% de los individuos) por *A.b.* y *N.b.* Otras formas representativas, pero más minoritarias, corresponden a: *Cibicidoides* spp.. Discorbidae, *Bulimina elongata*, *Globobulimina auriculata,* Cassidulinidae y diversos Nodosáridos s.l.

Los Briozoos están representados por 25 especies (23 Cheilostomados y 2 Cyclostomados), agrupados en 3 asociaciones: la primera dominada por formas erectas (cellariiformes); la segunda por lunulitiformes, y la tercera por los incrustantes.

Los Moluscos forman el grupo macrofaunístico mejor representado, con 94 especies (60 Bivalvos, 33 Gasterópodos, 1 Escafópodo). Suelen formar concentraciones de conchas de variada impronta tafonómica, alternando con niveles de mayor dilución en Moluscos y en los que la bioturbación es más intensa y las posiciones de vida de bivalvos infaunales son comunes. Destacan algunas de carácter casi monoespecífico, dominadas por *Corbula gibba, Acanthocardia paucicostata* o *Modiolus adriaticus.* Casi todas las concentraciones muestran atributos tafonómicos que sugieren removilización y redepósito de las conchas debida a la acción de tormentas. Los Bivalvos son más abundantes que los Gasterópodos. Aparte de los anteriores, *Ostrea lamellosa* y Pectínidos son los más comunes. Los Gasterópodos mejor representados son *Turritella vermicularis, Naticarius tigrinus* y *Ringicula buccinea.*

Las asociaciones faunísticas registradas en la Cuenca sugieren ambientes marinos de plataforma interna; en muchas zonas muestran un carácter deltaico, y fueron siendo cada vez más profundos hasta los tramos medios de las diferentes secciones (biocenosis SFBC y VTC de Péres & Picard, 1964), para ser posteriormente más litorales (hasta alcanzar ambientes fluviodeltaicos). Los fondos debieron ser inestables y relativamente ricos en materia orgánica.

Referencias:

Ben Moussa, A. (1991).- *These d'Etat* Univ. C. Bernard Lyon I: 295p.

Civis, J., González Delgado, J.A. y Alonso Gavilán, G. (1999).- *Europ. Palaeog. and Geodyn. 11th MAEGS Meeting*, Alicante: 8-10

Civis, J., González Lucas, C., González Delgado, J.A. y Alonso Gavilán, G. (2002).- *Abstracts Interim-Colloq. RCANS*, Salamanca.

González Delgado, J.A., Civis, J., Alonso Gavilán, G., Andrés, I. y Ben Moussa, A. (1996).- *Geogaceta* 20: 231-234.

El Hajjaji, K. (1989).- *1er. Coll. Neog. Atlant.Medit.*, Tétouan: 43-48

El Hajjaji, K., Pouyet, S. & Mihraje, A. (1999).- *Rev.Soc.Geol.Esp.*12: 57-61

Mihraje, A. (1999).- *These d'Etat* Univ. A. Essaadi, Tetouan: 232p.

Nachitte, D. (1993). *Tesis Doctoral* Univ. Granada, 310 p.

Pérès, J.M. & Picard, J. (1964).- *Rec.Trav. Stat. Mar. Endoume* 31, 47 : 137p.

Valle, M.F., Rivas Carballo, R., Alonso Gavilán, G., Civis, J. y González Delgado, J.A. (2000). *Abstracts XVI Jornadas Paleontología*, Evora: 155

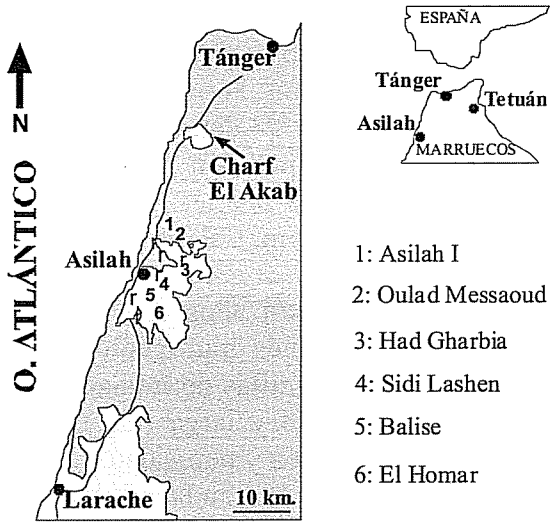


Figura 1: Secciones estratigráficas más representativas de la Cuenca de Asilah

Agradecimientos:

Trabajo financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, Proyecto BTE2000-1311

EL SONDEO DE TESTIGO CONTÍNUO "MONTEMAYOR-1" (HUELVA, NEÓGENO SUPERIOR): DIAGRAFÍAS, EVENTO-ESTRATIGRAFÍA Y CALIBRACIÓN PALEOMAGNÉTICA

González-Delgado, J.A. [1,a] , **Civis, J.** [1,b], **Larrasoaña, J.C.** [2, c], **Sierro, F.J.** [1, d], **García Cortés, A.** [3,e] **y Alonso-Gavilán, G.** [1, f]

1.- Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Univ. Salamanca, c/Parque 8, 37008 Salamanca.
2.- School of Ocean and Earth Science. South.Oceanography Centre. European Way. Southampton SO14 3ZH (UK)
3.- Instituto Geológico y Minero de España, c/ Rios Rosas 23, 28003 Madrid.
a: angel@usal.es; b: civis@usal.es; c: jcl1@mail.soc.soton.ac.uk; d: sierro@usal.es e: garcia.cortes@igme.es; f: gavilan@usal.es

En este trabajo se presentan los primeros resultados obtenidos a partir del estudio del testigo contínuo obtenido en el sondeo "Montemayor-1", localizado en las cercanías de Moguer (Huelva, borde occidental de la Cuenca Neógena del Guadalquivir). El sondeo se realizó de Septiembre a Noviembre de 2001, dentro del proyecto de investigación BTE2000-1311 del Ministerio de Ciencia y Tecnología, y mediante un convenio marco Universidad de Salamanca-Instituto Geológico y Minero de España. La profundidad alcanzada fue de 271 m.

El principal objetivo al realizar el sondeo ha sido la obtención de una estratigrafía de alta resolución (mediante análisis evento-estratigráficos y paleomagnetismo), así como analizar los diferentes cambios en las comunidades marinas de plataforma y su registro paleontológico, sedimentológico, paleomagnético e isotópico. Además, se pretende correlacionar con el sondeo "Huelva" (Civis *et al.*, en revisión), situado a pocos km al SW. Ambos sondeos, por su característica de testigo contínuo, y su localización en el dominio Atlántico adyacente al Mediterráneo, constituyen una importante referencia del registro de los principales cambios entre el Tortoniense superior y el Plioceno (entre ellos la crisis de salinidad Mesiniense del Mediterráneo), ya que en todo el dominio Atlántico oriental y Mediterráneo adyacente sólo existe otro sondeo (Rabat, Marruecos, Cuenca de Bou Regreg: Benson & Racik, 1995) que abarque de forma contínua ese lapso temporal.

Los materiales son detríticos: el sondeo ha atravesado las Formaciones neógenas definidas en la región, que de muro a techo son: Formación Calcarenita de Niebla, Fm. Arcillas de Gibraleón (que representa más de 2/3 del total del sondeo) y Fm. Arenas de Huelva (Civis *et al.*, 1987), así como la Formación Arenas de Bonares (Mayoral & Pendón, 1987). Se han reconocido los dos niveles glauconíticos que constituyen horizontes guía en la zona, en el techo de la Fm. Calcarenita de Niebla, y en la base de la Fm. Arenas de Huelva.

Los registros geofísicos han sido realizados con un equipo de testificación Century Compu-Log III, utilizando una sonda hidrogeológica 9040B y otra sonda neutrón-neutrón 9055, obteniéndose las diagrafías de: radiactividad natural, potencial espontáneo, resistividad normal corta (16") y larga (64"), conductividad a 25°C, temperatura, delta temperatura, neutrón-neutrón y porosidad. La verticalidad del sondeo es muy alta, con una desviación en la base de 10,5 m hacia el sur con respecto a la boca del sondeo. A partir del registro de radiactividad natural, se han diferenciado 4 tramos principales en el sondeo, de los cuales los más interesantes son el tercero (desde 62 a 180 m), que refleja secuencias sedimentarias casi exclusivamente granocrecientes de unos 25 m de potencia, y el cuarto (desde 180 a 251 m), con algo menos porosidad, que

refleja secuencias sedimentarias únicamente granocrecientes. Este registro presenta además una clara ciclicidad, probablemente relacionada con ciclos astronómicos.

Los cambios en los Foraminíferos planctónicos han permitido el reconocimiento de 5 bioeventos (definidos por Sierro *et al*, 1993) que precisan la edad del testigo: primera aparición abundante de *Globorotalia menardii* (dextr.) (evento 2: Tortoniense superior); reemplazamiento de *G. menardii* por *G. miotumida* (evento 3: límite Tortoniense/Mesiniense); cambio de enrollamiento sin/dextr. del grupo de *Neogloboquadrina acostaensis* (evento 4); primera aparición abundante de *Globorotalia margaritae* (evento 6:), y primera aparición de *Globorotalia puncticulata* (4.52 Ma.: Lourens *et al*, 1996).

El análisis paleomagnético preliminar (130 muestras) ha sido realizado en el laboratorio de paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera' (CSIC-UB). Las muestras estudiadas presentan una componente magnética con direcciones subhorizontales (posiblemente adquirida durante el muestreo), que se desmagnetiza por debajo de 100-200°C. Por encima de 200°C, y hasta 600°C, se identifica una componente característica que presenta ambas polaridades y que se interpreta como la remanencia primaria adquirida en el momento de formación de la roca. Teniendo en cuenta la variación de la inclinación de la componente característica con la profundidad, los resultados obtenidos permiten identificar, de manera preliminar, 6 magnetozonas de polaridad inversa (R1: 0-47 m; R2: 55-218 m; R3: 232-238; R4: 241-247; R5: 250-255 y R6: 256-259) y 5 de polaridad normal (N1: 47-55 m; N2: 218-232; N3: 238-241; N4: 247-250 y N5: 255-256). El patrón de inversiones magnéticas y el espesor de las diferentes magnetozonas es muy similar, aunque más completo, al obtenido en el sondeo Huelva-1 (Civis *et al.*, en revisión), lo cual permite una correlación directa con la Escala de Global de Polaridad Magnética, que es consistente con los datos bioestratigráficos preliminares. Las magnetozonas R2 a R6 se pueden correlacionar con los crones C3r a C3Br.2r, de manera que la parte media-inferior del sondeo debe incluir el Tortoniense superior y el Mesiniense (~7.4-5.3 Ma). Por encima de la magntozona R2, las magnetozonas R1-N1 deben corresponderse al Plioceno, incluyendo al menos hasta el cron C3n.2n (Nunivak: magnetozona en la que se registra la primera aparición de *G. puncticulata*: Lourens *et al.*, *op. cit.*). Otro rasgo destacable de los resultados preliminares es la caída en la susceptibilidad magnética e intensidad de la magnetización que se observa en la parte basal de la magnetozona R2 (~208 m). Este cambio en las propiedades magnéticas también se observa en una posición equivalente en el sondeo Huelva-1, y se relaciona tentativamente con un cambio en el medio sedimentario relacionado con la crisis de salinidad Mesiniense en torno a los 5.9 Ma.

Referencias

Benson, R.H. & Rakic-El Bied, K. (1995). *Not. Mem. Serv. Geolog. Maroc* 383: 91p.Civis, J., González Delgado, J.A., Larrasoaña, J.C., Sierro, F.J., Parés, J.M., Alonso Gavilán, G. & Pais, J., (en revisión). *Palaeogeogr.Palaeoclim.Palaeoecol.*Civis, J., Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Flores, J.A., Andrés, I., Porta, J. de & Valle, M.F. (1987). *In* Paleont. Neog. Huelva. *Dpto. Paleont.Univ.Salamanca (ed),* 9-21.Lourens, L.J., Antonarakou,A., Hilgen, F.J., Van Hoof, A.A.M., Vergnaud-Grazzini, C. & Zachariasse, W.J. (1996). *Palaeoceanography* 11 (4): 391-413.Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1987). *Acta Geológica Hispanica* 21-22: 507-513Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González Delgado, J.A. & Francés, G. (1993). *Marine Micropaleontology* 21: 143-168.

Agradecimientos: Trabajo financiado por el MCYT: Proyecto BTE2000-1311, y el Instituto Geológico y Minero de España.

Miocene lithological, foraminiferal and palynological data from the Belverde borehole (Portugal)

P. Legoinha[(a)], L. Sousa[(b)], J. Pais[(c)], J. Ferreira[(d)] & A. Rita Amado[(e)]

Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Quinta da Torre, 2829-516 Caparica, Portugal. a) pal@fct.unl.pt b) ls@fct.unl.pt c) jjp@fct.unl.pt d) jpf@fct.unl.pt e) arca@fct.unl.pt. Project POCTI/32345/CTA/2000, FCT, MCT (Portugal)

Preliminary data on lithostratigraphy and biostratigraphy of the Belverde borehole (600m; Pais *et al.*, 2002) is presented. The Miocene succession has a thickness of 460m (from 130m to 590m). Main lithologies are fine sands, marls and biocalcarenites. In the lower part, marly limestones prevail while sands become predominant in the upper part. Marls are abundant in the M. Burdigalian and L. Serravallian. Mica is present except in the lower part of the borehole (Aquitanian). Sediments are strongly micaceous in the U. Burdigalian and from M. Serravallian to L. Tortonian. Macrofossils are frequent along the borehole, but they are absent from 175m to 193m (Tortonian) and in the U. Aquitanian (515-528m). A coral reef was recognized in the lower part of the borehole (530-585m). Corals are also present in the Burdigalian (458-480m) and Langhian (275-308m). Algae are frequent, increasing after the M. Burdigalian.

Planktonic foraminifera spikes are related to the major transgressions of the Lower Tagus Basin (LTB): M. Burdigalian (sample Belv 459; 446m), L. Serravallian (Belv 76; 244m) and L. Tortonian (Belv 51, 202m).

In the lower part of the borehole planktonic foraminifera are scarce or absent (460 to 595m). *Ammonia*, *Elphidium* and *Nonion* are predominant in the benthic assemblages. *Amphistegina* and *Cibicides* occur sporadically. Fragmented shells, brown through limonitisation, are frequent in some samples. *Quinqueloculina* is abundant in a few samples, probably indicating hipersaline lagoons.

In the marls at 440-453m, *Globigerinoides altiaperturus*, *G. subquadratus* and *Globorotalia acrostoma* were found indicating the Burdigalian (N6). These sediments are related to the L. Miocene main transgression of the LTB. *Globigerinoides bisphericus* (Belv 161, 342m) allow correlation to the U. Burdigalian (N7). *Praeorbulina transitoria* (Belv 134, 311m) and *P. glomerosa* (Belv 104, 278m) occur in the Langhian (N8). First occurrence of *Orbulina universa* (Belv 96, 267m) was used to place the Langhian/Serravallian boundary (N9). *Globorotalia scitula* and *G. peripheroronda* (≤N10) are present (Belv 76, 244m). *Uvigerina* is frequent. These sediments are related to the Serravallian main transgression of the LTB. *Globigerinoides subquadratus*, *Globorotalia mayeri*, *G. menardii* and *Orbulina universa* occur from Belv 61, 218m to Belv 70, 235m, characterizing N11 to N13 (Serravallian). *Neogloboquadrina acostaensis* is frequent above Belv 55 (207m) pointing out to the Tortonian (N16); *N. humerosa* is present in Belv 45 (190m). Planktonic foraminifera are abundant and well preserved from Belv 55 to Belv 45 (210m to 190m), suggesting a maximum of depth related to the L. Tortonian transgression of the LTB. Planktonic foraminifera are scarce in the upper 50m of the Miocene succession, indicating less influence of the sea. Benthic shells appear abraded and/or recristalized. At Belv 13 (143m) benthic foraminifera are scarce. In the uppermost samples *Ammonia* and *Nonion* constitute all the assemblage.

Concerning palynomorphs, 15 samples were selected (Pal, 596m; Belv 387, 580,6m; 329, 520,6m; 292, 481m; 237, 460,8m; 187, 370,5m; 120, 295,6m; 83, 251,3m; 68, 231,9m; 54, 205,9m; 42, 179,5m; 32, 162,2m; 17, 146,6m; 7 135,7m; and 1, 130,4m). Belv 1 and 7 are almost sterile (U. Tortonian). In Belv 387 (Aquitanian), 329, 292, 237 (L. Tortonian) and Belv 32 (M. Tortonian) the palynomorphs are scarce (<100 forms). They are abundant (200-1600 forms) in Belv 187, 120, 83, 68, 54, 42, 17 (U. Burdigalian to M. Tortonian). Dinoflagellates are predominant over spores/pollen in Belv 187, 120 and 54. In Pal, Belv 83, 68, 42 and 17 spores/pollen prevail.

Tytthodiscus is present in Belv 68 and 64. Spores (Sphagnaceae, Anthocerotaceae, Ricciacea, Selaginellaceae, Pteridaceae) suggest a mild and humid climate (Belv 187, 120, 83, 68, 54, 42, 32, 17 – uppermost Burdigalian to uppermost Tortonian). Pinaceae is abundant in the samples of Middle and U. Miocene but, in Belv 387, 329, 237, 7 and Pal, it is very scarce. Ephedraceae is scarce (Pal., Belv 187, 120, 17). Angiosperm arboreal pollen are scarce (n<6). Non arboreal pollen occur in all samples except Belv 329, 7 and Pal;. they are represented during uppermost Burdigalian (Pal, Belv 187), Middle (Belv 120, 83, 68) and U. Miocene (Belv 54, 17). Acritarchs are rare (n<4) and only two forms occur in U. Miocene (Belv 292, 187, 54, 42): *Cyclopsiella granosa* and *Pterospermella* sp. Peridinioids occur in the uppermost Burdigalian (Belv 187), Middle (Belv 120, 83, 68) and U. Miocene (Belv 54, 42, 32, 17); only two genus are presented: *Selenopemphix* and *Trinovantedinium.*

Twenty-six gonyaulacoids taxa have been identified; they are abundant during U. Burdigalian (Belv 187), Langhian (Belv 120), L. Serravallian (Belv 83) and L. Tortonian (Belv 54) and are correlated to the transgressions of the LTB; they are absent in Belv 237, 7 and Pal; in other samples they are scarce (n<50). During U. Burdigalian, *Polysphaeridium zoharyi, Systematophora placacantha, Lingulodinium* sp., *Operculodinium israelianum* and *Spiniferites ramosus* are represented. In the Langhian, *Apteodinium australiense* is very abundant; *Lingulodinium* sp., *Polysphaeridium* sp. and *S. ramosus* are common. In the Serravallian, *Spiniferites / Achomosphaera, Hystricosphaeropsis obscura, Lingulodinium machaerophorum* and *Operculodinium israelianum* are frequent. During Tortonian *Lingulodinium machaerophorum, Homotryblium vallum, Spiniferites / Achomosphaera, S. pseudofurcatus* and *Operculodinium israelianum* are common.

Dinoflagellates indicate littoral to shallow marine environments. In some samples of the M. and U. Miocene the presence of peridinioids (and scarce acritarchs) suggest an inshore to brackish environment influence (Sousa & Pais, 2002).

In the L. and M. Miocene $^{87}Sr/^{86}Sr$ ages (H. Elderfield, Cambridge U.) agree quite well with the biostratigraphic data.

Main references

Pais, J., Lopes, C. S., Legoinha, P., Ramalho, E. Ferreira, J., Ribeiro, I., Amado, A. R., Sousa, L., Torres, L., Baptista, R. & Pena dos Reis, R., 2002. The Belverde Borehole (LTB, Setúbal Península, Portugal). RCANS Interim-Colloquium, Salamanca.

Sousa, L. & Pais, J., 2002. First data on palynology of the Belverde borehole (Lower Tagus Basin, Setúbal Peninsula, Portugal). XIV Simposio APLE, Salamanca.

The Belverde Borehole (Lower Tagus Basin, Setúbal Península, Portugal)

João Pais[(1)], Carlos Silva Lopes[(2)], Paulo Legoinha[(1)], Elsa Ramalho[(2)], João Ferreira[(1)], Isabel Ribeiro[(1)], Ana Rita Amado[(1)], Lígia Sousa[(1)], Luís Torres[(2)], Rui Baptista[(3)] & Rui Pena dos Reis[(4)]

1- Centro de Estudos Geológicos, Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Quinta da Torre, 2829-516 Caparica, Portugal.
2- Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Zambujal, Apartado 7586, 2720-866 Amadora, Portugal.
3- Galp Exploração, Edificio Galp, Rua Tomás da Fonseca 1600-209 Lisboa
4- Departamento de Ciências da Terra, Centro de Geociências; Praça Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra.

The Lower Tagus Basin presents a rather complete marine and continental Cenozoic sedimentary record. Concerning the Neogene, it allows a good knowledge of the stratigraphy, paleontology, geochemistry and paleoclimates. Namely for the Miocene, direct correlation between marine and continental biomarkers can be obtained. Further relevancy is added by its peculiar geographic situation on the interface between the western Atlantic and mediterranean domains, and in some way influenced by the North American margin.

It has been the object of scientific research for a long time, namely since Teodoro de Almeida's "Recreasaõ Filozofica" (1762). Several geologic and paleontologic studies followed during the 19th century, either by foreign (D. Sharpe, W. Sowerby, W.-L. von Eschwege, etc.) or portuguese scholars (José Bonifácio de Andrada e Silva, A. Vandelli, F. Pereira da Costa and others, with a special reference to J. C. Berkeley Cotter, in the early 20th century). Also relevant were the works of Paul Choffat and Georges Zbyszewsky.

An impressive volume of multidisciplinary data is presently available. Among others, the contribution of the PRAXIS XXI Project "Neogénico da margem atlântica da Ibéria e transformações globais" must be stressed (Antunes *et al.,* 1996; 1999).

Until now studies concerning the Neogene were based on outcroping units that have been shown not representing the total infill of the Lower Tagus Basin. In order to get the most continuous record of the Miocene deposits a new research project (POCTI/32345/CTA/2000) was proposed and later funded by the "Fundação para a Ciência e Tecnologia / Ministério da Ciência e da Tecnologia, Portugal". The aim of this project was to make a borehole through Neogene reaching the topmost Paleogene with continuous sampling, drilled on the inner region of the Lower Tagus gulf, but still in the area of Atlantic influence. To ensure the best results, the drilling location was selected from seismic profiles, in order to allow the extrapolation of the results to the inner regions of the basin by following the main reflectors.

The choosen location was at Belverde (Peninsula de Setúbal, coordinates: 38° 35' 54,1"; 9° 8' 24,7"). Drilling works took place from 21st March to the end of December 2001. The borehole reached 612 m. It crossed 130, 31m of Pleisto-Pliocene continental deposits, 460 m of Miocene (mainly marine deposits; some marsh ones also occur). At the lower part, a coral reef with 50m thick was recognized; from seismic profiles, a N-S elongation can be inferred. This coral reef overlays red continental conglomeratic deposits probably representing the "Benfica Group" historicaly supposed of Paleogene age.

400 samples were collected for micropaleontological, palynological and clay minerals studies. Natural gamma ray, neutron-neutron, temperature and geophysical logs were done. Geothermal gradient log was calculated after temperature log. SP, SPR and sonic logs were obtained for two small sections in upper and lower parts of the Miocene deposits. An attempt to correlate the seismic reflectors (previously obtained for Oil prospection) with the lithology is being made.

Classical lithostratigraphic units (Cotter, 1956) established for Lisbon region were recognized. Eight $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ages (H. Elderfield, Cambridge University) and the presence of some of the main planktic foraminifera markers were used to establish the chronostratigraphic framework. Depositional sequences, previously defined for the Lower Tagus basin (Antunes *et al.,* 1999, 2000), were identified. It was noticed a relation between depositional sequences and natural gamma ray cycles.

The oldest Miocene depositional sequence known in Lisbon (SD A1) seems not to be represented in the Belverde Borehole. On the other hand, the youngest Miocene sediments from the borehole gave *N. acostaensis* and *N. humerosa* which was not known in the outcrops.

Preliminary results are presented in the "The Belverde Borehole" Poster.

Information related with this project can be obtained on the Internet site: http://www.dct.fct.unl.pt/Sondagem/index.html

Main references

Antunes, M.T.; Legoinha, P.; Nascimento, A. & Pais, J., 1995. The evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal peninsula, Portugal) from Lower to earlier middle Miocene. Interim-colloquium "Atlantic Neogene climates and paleoenvironments". Tours, 24-27 Maio. pp. 14-16. *Géologie de la France*, nº 6: 59-77.

Antunes, M. T.; Elderfield, H.; Legoinha, P.; Nascimento, A. & Pais, J., 1999. A Stratigraphic framework for the Miocene from the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setúbal Peninsula, Portugal). Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Madrid, 12(1): 3-15.

Antunes, M. Telles; Legoinha, P.; Cunha, P. & Pais, J., 2000, High resolution stratigraphy and Miocene facies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tagus basin, Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 14: 183-190.

Cotter, J.C.B., 1956. O Miocénico marinho de Lisboa. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, XXXVI, suplemento, 170 p.

Primeros datos sobre la presencia de *Astropecten* (Echinodermata: Asteroidea) en el Mioceno de Cerro Palomar (Espera, CÁdiz)

PEREIRA, P. *; BAJO, I. ** & AGUIRRE, J. ***

* Departamento de Ciências Exactas e Tecnológicas da Universidade Aberta, Rua Fernão Lopes, 9, 2º dto, 1000-132 Lisboa, Portugal.
** C/ Fuerteventura 2, 41700 Dos Hermanas (Sevilla)
*** Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Fuentenueva s/n. Universidad de Granada. 18071 Granada.

INTRODUCCIÓN

Durante un estudio de las facies arenoso-limosas del Mioceno superior de Cádiz se han hallado algunas decenas de osículos de estrellas de mar (Echinodermata: Asteroidea). Hasta el momento, en la España sólo se habían recogido restos de asteroideos en sedimentos del Eoceno (BATALLER, 1941; ALMIRALL & VIA, 1976; CALZADA & PALLEROLA, 1993). Por tanto, en este trabajo presentamos los primeros datos taxonómicos referentes a asteroideos del Neógeno español.

El afloramiento estudiado se localiza en Cerro Palomar, situado al NO de Villamartín (Cádiz) en la carretera que une Las Cabezas de San Juan (Sevilla) con la carretera de Bornos a Villamartín.

ESTRATIGRAFÍA

Los materiales estudiados afloran en una banda cartográfica orientada NE-SO con gran continuidad de afloramiento. Descansan discordantemente sobre depósitos diatomíticos del Mioceno inferior y medio, aunque en las estribaciones septentrionales del afloramiento lo hace sobre depósitos olistostrómicos dominados por arcillas y arenas del Trias. Desde un punto de vista litológico, la sección estudiada es muy monótona, caracterizada por unas arenas masivas en la base que gradualmente pasan a limos hacia techo y, finalmente, a margas azules. En conjunto se pueden diferenciar tres grandes tramos. El tramo inferior, con una potencia de unos 50 m, caracterizado por arenas masivas intensamente bioturbadas. El tramo central, con 220 m de espesor, está caracterizado por unas arenas y limos bioturbados que intercalan bancos tabulares de areniscas que no sobrepasan el metro de espesor. El último tramo, con aproximadamente 120 m de potencia, está formado por materiales limo-arcillosos marrones masivos que cambian hacia techo a margas azules intensamente bioturbadas. En la zona de transición de los limos a las margas se intercalan algunos paquetes tabulares de arenas similares a los del tramo intermedio.

Desde un punto de vista bioestratigráfico, la base de la sección está dominada por *Globorotalia* grupo *menardii*, mientras que en el techo hay un dominio de *Globorotalia* grupo *miotumida*. Así mismo, *G. margaritae* se encuentra asociada a *G. miotumida* en el techo. Estos datos indican que la base de la sección es Tortoniense superior mientras que el techo pertenece al Messiniense.

ASOCIACIÓN DE EQUINODERMOS

En todo el conjunto, la asociación de equinodermos presenta cierta diversidad, predominando el género *Schizaster* sobre otros equinoideos, como *Clypeaster*, *Lytechinus*, *Spatangus* y *Brissopsis*, y asteroideos.

Los equinoideos se encuentran bien conservados y normalmente en posición de vida aunque ligeramente deformados, preservándose en algunos ejemplares de *Schizaster* incluso las radiolas articuladas.

De los asteroideos sólo se han encontrado placas superomarginales e inferomarginales aisladas, aunque muy bien preservadas. El análisis morfológico de las placas, de gran valor taxonómico según D. Blake (1973), permite atribuirlas, de momento, al género *Astropecten* (Astropectinidae).

La fauna asociada a los equinodermos está compuesta fundamentalmente por bivalvos, con escasos briozoos y serpúlidos (*Ditrupa*). La gran mayoría de los bivalvos son moldes de formas infaunicas, lo que dificulta su identificación. En menor proporción aparecen pectínidos (*Chlamys* spp. y *Amusium cristatum*) y, eventualmente, se encuentran individuos de *Pinna* sp. articulados y orientados en la posición de vida original. La mayor parte de los bivalvos infaunicos se encuentran articulados y, muchos de ellos, conservando la posición de vida.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la ayuda prestada por el Dr. Gallemí (Museo de Geología, Barcelona) en la realización de este trabajo.

Contribución del proyecto portugues FCT 32724/99 – Comparative (palaeo)environmental analysis of oceanic and coastal domains, over the last 20 Ma, based on calcareous nannoplankton (CANAL), co-financiado por el FEDER.

BIBLIOGRAFÍA

ALMIRALL, J. & VIA, L. (1976): "Excepcional exemplar d'estel-làrid (*Teichaster poritoides*) trobat a l'Eocé de Castellterçol". *But. Inst. catal. Hist. Nat.*, Barcelona, 40 (Secció Geologia, 1): 5-10.

BATALLER, J. (1941): "Equinodermos fossiles nuevos o poco conocidos de España". *Bol. Asoc. españ. prog. Cienc.*, Madrid, 6: 60-73.

BLAKE, D. (1973). "Ossicle morphology of some recent asteroids and description of some west american fossil asteroids". *Univ. California Publ. in Geol. Soc.*, 104: 1-59.

CALZADA, S. & PALLEROLA, J. E. G. (1993): "Un nuevo asteroideo del Eoceno pirenaico". *Batalleria*, Barcelona, 3: 69-72.

ESTRELAS–DO–MAR (ECHINODERMATA: ASTEROIDEA) DO MIOCÉNICO DA BACIA DO BAIXO TEJO (PORTUGAL): PRIMEIROS REGISTOS.

PEREIRA, P. *, CACHÃO, M. ** & SILVA, C. M. DA **

* Departamento de Ciências Exactas e Tecnológicas da Universidade Aberta, Rua Fernão Lopes, 9, 2º dto, P-1000-132 Lisboa, Portugal (pecten@univ-ab.pt).
** Departamento e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Rua da Escola Politécnica, 58, P-1250-102 Lisboa, Portugal (mcachao@fc.ul.pt e Paleo.Carlos@fc.ul.pt).

INTRODUÇÃO

A ocorrência de estrelas–do–mar em depósitos marinhos do Miocénico de Portugal é relativamente comum. Contudo, provavelmente devido ao facto de surgirem sempre sob a forma de ossículos desarticulados, apenas foram referenciadas na Bacia do Baixo Tejo em 1981, por M. CACHÃO e P. DANTAS que encontraram ossículos de *Astropecten* sp. num corte da Costa da Caparica (Miocénico Médio), e na Bacia do Algarve em 1995, por M. CACHÃO que atribuiu à família Astropectinidae ossículos encontrados na Formação de Lagos–Portimão (Miocénico Médio).

Os trabalhos de reconstituição de associações fósseis de asteróides do Cenozóico da Europa com base em ossículos isolados são raros, existindo estudos sobre o Miocénico Médio da Polónia (KACZMARSKA, 1987) e sobre o Miocénico Inferior da Holanda (JAGT, 1991) e da Áustria (KROH & HARZHAUSER, 1999).

O presente trabalho apresenta os resultados preliminares do estudo das estrelas–do–mar miocénicas da Bacia do Baixo Tejo (Portugal), constituindo a primeira referência publicada sobre asteróides do Cenozóico de Portugal. Anteriormente, apenas haviam sido citados no Lusitaniano de Sintra (LORIOL, 1884; 1891).

O material estudado provém de diversos afloramentos do Miocénico Inferior (Carcavelos, Porto Brandão, Portinho da Costa e Cristo–Rei) e Médio (Quinta de Santo António, Fonte da Pipa e Penedo) da zona vestibular da Bacia do Tejo, consistindo a amostragem para esta fase preliminar do estudo na colheita dos ossículos visíveis à superfície dos afloramentos.

A nomenclatura utilizada para identificar os ossículos usada neste trabalho corresponde à tradução dos terminologia em inglês utilizada por G. KACZMARSKA (1987).

SISTEMÁTICA

Tal como foi reconhecido por D. BLAKE (1973), a morfologia de alguns ossículos do esqueleto de asteróides pode ser muito útil em estudos taxonómicos, no entanto, a raridade de material de comparação e a precocidade deste estudo, ainda não permite aos seus autores definir a atribuição específica dos ossículos, nem a atribuição genérica ou superior de alguns deles.

Em todos os locais estudados foram colhidos ossículos pertencentes às ordens Paxillosida e Valvatida, sendo muito mais frequentes, excepto em Carcavelos, os pertencentes à primeira.

Foram identificados centenas de ossículos superomarginais e inferomarginais de *Astropecten* sp. (Paxillosida: Astropectinidae) e dezenas de marginais, um ambulacral (Cristo–Rei) e um adambulacral (Porto Brandão) de Goniasterídeos (Valvatida)—alguns dos marginais e os outros dois tipos de ossículos poderão ser atribuídos ao género *Ceramaster*.

Foram ainda encontrados em Carcavelos dezenas de ossículos marginais e abactinais que de momento apenas podem ser atribuídos à Ordem Valvatida.

AGRADECIMENTOS

Contribuição do projecto português FCT 32724/99 – Comparative (palaeo)environmental analysis of oceanic and coastal domains, over the last 20 Ma, based on calcareous nannoplankton (CANAL), co-financiado pelo FEDER [redacted].

BIBLIOGRAFIA

BLAKE, D. (1973). "Ossicle morphology of some recent asteroids and description of some west american fossil asteroids". *Univ. California Publ. in Geol. Soc.*, 104: 1-59.

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 de *Coccolithus pelagicus*". *Dissertação de Doutoramento*. Univ. Lisboa. (Inédito).

CACHÃO, M. & DANTAS, P. (1981): "Contribuição parcial para o estudo do Serravaliano da margem esquerda do Tejo (considerações paleoecológicas sobre o corte da Quinta de Santo António – Costa da Caparica)". *Relatório não publicado*, Dep. Geologia, Fac. Ciências, Univ. Lisboa. (Inédito).

JAGT, J. (1991): "Early Miocene luidiid asteroids (Echinodermata, Asteroidea) from Winterswijk-Miste (The Netherlands)". *Contr. Tert. Quatern. Geol.*, 28: 35-43.

KACZMARSKA, G. (1987): "Asteroids from the Korytnica Basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland)". *Acta geologia polonica*, 37(3-4): 131-144.

KROH, A. & HARZHAUSER, M. (1999): "An Echinoderm Fauna from the Lower Miocene of Austria: Paleoecology and Implications for Central Paratethys Paleobiogeography". *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* 101A: 145-191.

LORIOL, P. DE (1884): "Notes pour servir à l'étude des Echinodermes, I". *Recueil zoologique Suisse*, 1(4): 633-638, pl. 31-35.

LORIOL, P. DE (1891): "Description de la faune jurassique du Portugal: embranchement des échinodermes". *Mém. Comm. Trav. Géol. Portugal*, Lisboa, 179 p., 29 pl.

POLEN Y DINOFLAGELADOS DEL TRAMO TORTONIENSE SUPERIOR DEL SONDEO DE TESTIGO CONTINUO "HUELVA". INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

Rivas Carballo, M.R. y Valle Hernández, M.

Dpto. Geología (Paleontología). Faculñtad de Ciencias. Universidad de Salamanca. C/ del Parque, s/n. 37008 Salamanca. crivas@usal.es. maruja@usal.es

El Sondeo "Huelva" ha sido extraído en las cercanías de la plaza de toros de la ciudad de Huelva (Cuenca del Guadalquivir). Se trata de un sondeo de testigo continuo, con una sección de 10 cm de diámetro y 177,5 m de profundidad, y cuyos sedimentos registran los últimos 4 m de la Formación "Calcarenita de Niebla", de edad Tortoniense superior y la totalidad de la Formación "Arcillas de Gibraleón", en la que se incluyen el límite Tortoniense-Mesiniense y gran parte del Messiniense (Civis *et al.,* 1.994).

La edad ha sido precisada mediante cinco bioeventos de foraminíferos planctónicos que se han correlacionado con otras áreas del Atlántico y Mediterráneo y paleomagnetismo, lo que ha permitido su correlación con la escala APTS. A lo largo del sondeo se reconocen varios cambios en los foraminíferos planctónicos y bentónico y en las asociaciones de moluscos, que han sido relacionadas con variaciones en la paleobatimetría de la cuenca (Civis *et al.*, en revisión)

En el presente trabajo se entudia el contenido palinológico de las muestras correspondientes al tramo Tortoniense superior de la Formación Arcillas de Gibraleón (entre 169,5 y 164 m), en las que se sitúan 2 de los bioeventos de foraminíferos planctónicos identificados; el primero, Evento 2 de Sierro *et al.* (1.993), se localiza a una profundidad de 168,9 m, y el segundo, Evento 3 de Sierro *et al.* (1.993), a 164 m de profundidad y marcador del límite Tortoniense/Messiniense.

Las muestras son en general abundantes. Entre las formas continentales predomina los *Pinus*, pero también hay buenos porcentajes de esporas (27,5%) y polen no alado (21,8%) En cuanto a los dinoflagelados, reflejan un ambiente nerítico, con predominio del grupo *Spiniferites/Achomosphaera* aunque va descendiendo progresivamente. Junto a éste, hay una mayor representación de las formas de plataforma externa y cosmopolitas que de las costeras. Respecto a la temperatura, destacan los elementos termófilos/intolerantes al frío *(Operculodinium janduchenei, O. eirikianum, Melitasphaeridium choanophorum, Tectatodinium pellitum*).

A partir de la muestra 168.9 hay un gran aumento de la abundancia y diversidad entre las formas marinas; el polen aumenta cuantitativamente gracias al incremento de *Pinus,* pero disminuyen mucho su diversidad, debido a la desaparición de muchas Angiospermas y la fuerte caída de las esporas. En la muestra 169.7 de las formas continentales prácticamente desaparecen las angiospermas (sólo quedan bien representadas las plantas acuáticas), pero aumentan mucho los bialados. Los dinoflagelados alcanzan su máxima abundancia y diversidad y aunque sigue el descenso del grupo *Spiniferites/Achomosphaera,* aumentan las formas nerítico-oceánicas

(Spiniferites mirabilis, Amiculosphaera umbracula, Invertocysta lacrymosa y especialmente los grupos *Impágidinium* spp. y *Nematosphaeropsis* spp.)

Las últimas muestras estudiadas en este tramo del sondeo, son bastante diferentes en cuanto a palinomorfos, siendo ricas pero poco diversas. El conjunto de dinoflagelados está dominado por *O. janduchenei*, que supera en porcentajes al grupo *Spiniferites/Achomosphaera*. Les sigue en importancia *Impagidinium* spp. y en mucha menor medida, *Nematosphaeropsis* spp., todos ellos de aguas profundas; el resto de las especies están prácticamente reducidas a presencias. Entre el polen las Angiospermas prácticamente desaparecen, encontrándose únicamente *Pinus*, junto a una pequeña aportación de las esporas. La asociación reflejaría un medio de plataforma profunda, con aguas superficiales cálidas. En relación con las muestras inferiores, probablemente sea un ambiente bastante más profundo y/o abierto

Bibliografía

Civis, J., Alonso Gavilán, G., González Delgado, J.A. y Braga, J.C. 1.994. Sédimentation carbonatée transgressive sur la bordure occidentale du couloir nord-betique pendant le Tortonien supérieur (Fm. Calcarenita de Niebla, SW de l'Espagne). Géol. Méditerran. 21(1-2): 9-18.

Civis, J., González Delgado, J.A., Larrasoaña, J.C., Sierro, F.J., Parés, J.M. Alonso Gavilán, G. Y Pais, J. (en revisión). A continuous record from the Upper Tortonian-Late Messinian in the Atlantic North Betic gateway (Spain). The "Huelva" drill core: event-stratigraphy and Paleomagnetic calibration. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González Delgado, J.A. y Francés, G. 1.993. Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy in the NE Atlantic and Mediterranean. Marine Micropaleontology. 21: 143-168.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el MCYT, Proyectos PB96-1319 y BTE2000-1311.

Análisis de poblaciones en ostrácodos: Espigones *vs* Tormentas

Ruiz[1], F., González-Regalado[1], M. L., Muñoz[2], J. M., Pendón[3], J. G., Rodríguez-Ramírez[1], A., Cáceres[1], L. y Rodríguez Vidal[1], J.

[1] Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva.
[2] Departamento de Estadística e Investigación Operativa, Universidad de Sevilla.
[3] Departamento de Geología, Universidad de Huelva.

En este trabajo, se utilizan las poblaciones de *Pontocythere elongata* como indicadoras hidrodinámicas en medios actuales y neógenos de la provincia de Huelva. La aplicación de métodos multivariantes permite diferenciar tres grupos de muestras, cuya distribución se relaciona con el transporte de sedimento y la energía del medio.

1.- *PONTOCYTHERE ELONGATA* EN MEDIOS ACTUALES

Se han obtenido 67 muestras en el litoral de la provincia de Huelva, a profundidades comprendidas entre 2 y 19 m. El estudio se ha completado con 6 muestras adicionales (hasta 100 m) para precisar la distribución batimétrica de esta especie. El análisis multivariante (cluster, discriminante, validación cruzada) de los porcentajes de los distintos estadios de crecimiento ha permitido diferenciar tres estructuras básicas en las poblaciones de este ostrácodo, que confirman de forma multivariante las hipótesis de Whatley (1988): a) Grupo 1, o (paleo-)biocenosis de medios de moderada energía. Se caracterizan por una alta densidad (> 100 individuos/100 g), con presencia de la mayoría de los estadios de crecimiento en porcentajes significativos; b) Grupo 2, o biocenosis-tanatocenosis de medios muy energéticos. Presenta un escaso número de individuos, pertenecientes en su mayoría a hembras adultas y a los últimos estadios juveniles (A-1 a A-3); y c) Grupo 3, o biocenosis-tanatocenosis de medios poco energéticos. Está dominado por las mudas intermedias (A-4 y A-5), con bajos porcentajes del resto de mudas y adultos (< 10 % en la mayoría de las muestras).

En medios actuales, el Grupo 2 está asociado a desembocaduras fluviales protegidas por espigones. Estos espigones actúan como trampa de sedimentos, ocasionando un déficit sedimentario en las zonas costeras situadas hacia el Este. En estos medios más protegidos, suelen encontrarse estructuras del Grupo 1. A continuación, y en el sentido de la deriva litoral, suelen situarse muestras incluidas en el Grupo 3, donde se mezcla una biocenosis similar al Grupo 1 con una tanatocenosis de mudas intermedias transportadas desde el Grupo 1 adyacente (al W).

2. *PONTOCYTHERE ELONGATA* EN LA FORMACIÓN "ARENAS DE HUELVA"

Esta especie también se encuentra en los materiales pliocenos de la Fm "Arenas de Huelva", caracterizadas por la presencia de distintos niveles lumaquélicos de Moluscos atribuidos a la acción de tormentas (González Delgado *et al.*, 1995). Se han escogido 3 secciones (Bonares, Lucena y Moguer) para su estudio, con un total de 29 muestras. Una vez calculados los porcentajes de los distintos estadios, se procedió a la

aplicación de las funciones discriminantes deducidas en el apartado anterior para poder inferir el grupo al que pertenece cada muestra.

Los resultados pueden resumirse en los siguientes puntos:

1.- Los niveles de tormenta carecen de ejemplares de esta especie, o bien los escasos representantes conforman estructuras asimilables al Grupo 1. Además, estos materiales presentan una muy baja densidad total de ostrácodos (<40 ejemplares/100 g).

2.- Una vez finalizado este periodo energético, son frecuentes las muestras pertenecientes a los Grupos 1 y 2. En ambos casos, se produce una recuperación de estos microcrustáceos tanto en densidad (hasta 120 individuos/100 g), como en diversidad

3.- Grupo 3 sólo aparece cuando las condiciones medioambientales son más tranquilas o como consecuencia de un transporte hacia los medios más profundos.

3.- ESPIGONES *vs* TORMENTAS

Si ambos son concebidos como "eventos" dentro de la dinámica normal de una población de *P. elongata*, sus efectos pueden ser comparados. Estos efectos pueden dividirse en dos fases:

1.- Efectos inmediatos. En ambos casos, las condiciones de estress ambiental ocasionan una fuerte disminución en las poblaciones de estos microcrustáceos, con supervivencia casi exclusiva de los ejemplares de mayor talla y más robustos. Esta caída es especialmente intensa en un periodo de tormentas.

2. Efectos posteriores. La sombra hidrodinámica provocada por los espigones es aprovechada por esta especie, con presencia de muestras pertenecientes al Grupo 1. En los materiales neógenos, este grupo y el Grupo 1 también caracterizan los intervalos de calma relativa que se encuentran entre dos tormentas consecutivas.

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (BTE-2000-1153) y es una contribución al PICG 396 ("Continental Shelves in the Quaternary").

BIBLIOGRAFÍA

González Delgado, J. A., Andrés, I. y Sierro, F. J. (1995). Late Neogene molluscan faunas from the Northeast Atlantic (Portugal, Spain, Morocco). Geobios, 28, 459-471.

Whatley, R. C. (1988). Population structure of ostracods: some general principles for the recognition of palaeoenvironments. In: De Deccker, P., Colin, J. P. and Peypouquet, J. P. (Eds.), Ostracoda in the Earth Sciences, Elsevier, Amsterdam, pp. 245-256.

NUEVAS ESTRUCTURAS DE BIOEROSIÓN RELACIONADAS CON BIVALVIA (OSTREACEA) Y ANNELIDA (SERPULIDAE) SOBRE *CLYPEASTER*

Santos, A.,* Mayoral, E. y Muñiz, F.****

* CIMA, Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, UCTRA, Campus de Gambelas, P-8000 Faro, Portugal. aasantos@ualg.pt

** Departamento de Geodinámica y Paleontología. Grupo de Investigación RNM 316 "Tectónica y Paleontología". Univ. de Huelva. Campus de las Fuerzas Armadas s/n 21071 Huelva. mayoral@uhu.es, gyrolithes@yahoo.es

La fijación de organismos epizoariales sobre los caparazones de los erizos irregulares, especialmente en los Cassiduloida (Echinolampadidae) y Spatangoida (Schizasteridae), ha sido objeto de amplios estudios. Sin embargo, a pesar de que se conocen muchos aspectos relacionados con la sistemática de los organismos incrustantes y sobre todo, de sus implicaciones tafonómicas y paleoecológicas, muy poco se sabe de las estructuras bioerosivas que ocasionan y que pueden ser tan importantes como el registro de los propios cuerpos fósiles de sus productores.

Sobre los Clypeasteroidea se han efectuado estudios básicamente tafonómicos o relacionados con la bioerosión desde el punto de vista de la depredación, pero no de la fijación. En este trabajo se han revisado varias especies de *Clypeaster* (*C. cermenatii*, *C. portentosus* y *Clypeaster* sp.) procedentes del tramo superior de la Unidad Terrígena Basal, de edad Mioceno superior (Tortoniense superior), que es la facies bioclástica característica del borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir en la provincia de Sevilla y particularmente en el sector estudiado (Burguillos-Lora del Río).

Se han reconocido dos nuevas estructuras bioerosivas. La más frecuente está representada por una serie de marcas, de contorno subredondeado a subovalado, con diámetros que varían de 8 x 9 mm a 27 x 28 mm, definidas por un área deprimida, muy somera (0,1 mm de profundidad), que presenta una coloración diferente a la del sustrato circundante. El contorno no está definido ni por la existencia de un surco ni por la de una banda o anillo y su interior no presenta ningún tipo de ornamentación. Uno de los extremos de la marca es ligeramente más puntiagudo, mientras que el opuesto es totalmente redondeado. Hasta el momento, sólo se han encontrado en la cara oral de los caparazones y mayoritariamente, sobre los canales alimenticios, en íntima conexión con las valvas de bivalvos ostreáceos, que son claramente sus productores.

La segunda estructura consiste en unas marcas alargadas, muy superficiales, de trazado vermiforme, delimitadas por dos líneas dobles que son prácticamente paralelas en un extremo y que se abren de forma divergente hacia el opuesto. La anchura en la zona más estrecha varía entre 0,2 y 0,8 mm y en la zona más ancha entre 1 y 3 mm. El recorrido es muy corto, con una longitud que varía entre 10 y 21 mm. Estas marcas sinuosas presentan un colorido diferente al del sustrato sobre el que aparecen y si la conservación es buena, pueden distinguirse en su interior, especialmente en la zona más ancha, restos calcáreos de la pared del tubo del productor. Estos restos están formados por crestas muy cortas (0,1-0,9 mm de longitud), densamente apretadas y paralelas entre sí, comprendidas dentro de la doble línea que constituye el margen de la pista, siendo perpendiculares a éste. Los productores están relacionados con anélidos tubícolas, poliquetos, de la familia Serpulidae, y sus marcas se pueden encontrar dispersas en la superficie apical de los caparazones, o más frecuentemente, en sus márgenes o zonas adyacentes.

En el caso de las marcas dejadas por la fijación de los ostreáceos, éstas son mucho más simples que las descritas hasta ahora para los ostreáceos en materiales recientes y que se refieren al icnotaxón *Centrichnus eccentricus* Bromley & Martinell,

1991. Éste consiste en unas marcas de contorno compacto, en forma de lágrima o gota, que comprende en su interior series más o menos agrupadas de surcos arqueados y cóncavos, muy marcados y que se dirigen hacia un extremo final, muy puntiagudo. Marcas igualmente superficiales y de contorno ovalado, han sido observadas en algunos bivalvos del Mioceno superior de Portugal (Cacela) y en gasterópodos del Plioceno inferior de Huelva. Éstas se caracterizan por presentar también un color diferente al del sustrato circundante, con un área que no está deprimida, y que está mejor conservada que el sustrato, que suele mostrar una mayor alteración y/o erosión. Si la depresión existe, el contorno pasa a estar definido por un surco relativamente profundo y ancho y en el interior tiende a reconocerse una tenue ornamentación formada por series discontinuas y poco profundas de surcos concéntricos. (Santos *et al.,* en preparación).
Las marcas de recorrido vermiforme son similares a las descritas con anterioridad por Mayoral (1986), y no ofrecen dudas acerca de los organismos productores, si bien hasta la fecha no han recibido un tratamiento paleoicnológico adecuado.
Desde el punto de vista tafonómico, los organismos responsables de las marcas aquí descritas, se instalaron en fases post-morten de los equinoideos, en especial los bivalvos ostreáceos, cuyas larvas se ubicaron en posiciones protegidas y favorables para la captura de los nutrientes. Los caparazones sobre los que aparecen muestran en sus superficies apicales señales de haber sufrido antes (o después) ataques de depredadores, así como el asentamiento de bivalvos litófagos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Programa PRAXIS XXI mediante una beca de doctorado (Praxis XXI/BD/21466/99) a Ana Santos, así como por la ayuda al Grupo de Investigación RNM 316 "Tectónica y Paleontología" de la Junta de Andalucía y por el Proyecto BTE2000-0584: "El Neógeno del Mediterráneo Occidental (III): Paleobiología, Paleoclimatología y Bioestratigrafía".

BIBLIOGRAFÍA

Bromley, R. G. and Martinell, J. 1991. *Centrichnus*, new ichnogenus for centrically patterned attachment scars on skeletal substrates. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **38**, 243-252.

Mayoral, E. 1986. *Tafonomía y Paleoecología del Plioceno de Huelva-Bonares*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, (Inédita), 599 pp.

Santos, A., Mayoral, E., and Muñiz, F. *en prep*. A new trace fossils related to etching Mollusca (Bivalvia, Gastropoda) from the Upper Neogene of the Southwestern Iberian Peninsula.

BIOEROSIÓN EN ERIZOS IRREGULARES (CLYPEASTEROIDEA) DEL MIOCENO SUPERIOR EN EL SECTOR SUROCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR (PROVINCIA DE SEVILLA)

Santos, A.,* Mayoral, E., Muñiz, F.** y Bajo, I.*****

* CIMA, Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, UCTRA, Campus de Gambelas, P-8000 Faro, Portugal. aasantos@ualg.pt

** Departamento de Geodinámica y Paleontología., Grupo de Investigación RNM 316 "Tectónica y Paleontología". Univ. de Huelva. Campus de las Fuerzas Armadas s/n 21071 Huelva. mayoral@uhu.es, gyrolithes@yahoo.es

*** Fuerteventura, 2, 41700 Dos Hermanas (Sevilla), ildebajo@wanadoo.es

Los equinoideos irregulares, especialmente los pertenecientes al órden Clypeasteroidea, son por su propia morfología y forma de vida, un grupo de organismos cuyos caparazones se constituyen en importantes sustratos suficientemente rígidos y consistentes (sobre todo una vez muertos), como para albergar a numerosos organismos de hábitos incrustantes (crustáceos balanomorfos, algas coralinas, briozoos, anélidos, bivalvos ostréidos, etc) y perforantes (esponjas cliónidas, anélidos, bivalvos litófagos, gasterópodos, etc). Estos caparazones no sólo son objeto de colonizaciones pasivas post-mortem, sino que también pueden verse afectados en vida del anfitrión por organismos parásitos o más frecuentemente, por depredadores. En todos los casos, el registro de estas interacciones suele ser muy numeroso y permite establecer reconstrucciones paleoecológicas muy precisas, tanto a nivel de individuos como entre éstos y el medio.

Los equinoideos estudiados pertenecen a diferentes especies de *Clypeaster* (*C. cermenatii*, *C. marginatus*, *C. portentosus*, *Clypeaster* sp.). Todos ellos se han recolectado del tramo de arenas finas, intensamente bioturbadas, con algunos niveles de arenas gruesas con *Heterostegina,* que corresponden al intervalo superior de la Unidad Terrígena Basal. Esta facies bioclástica aflora a lo largo de la margen derecha del Guadalquivir y su edad es Mioceno superior (Tortoniense superior). Proceden de las localidades sevillanas de Peñaflor, Burguillos, Villanueva del Río y Minas, Lora del Río y Alcolea del Río.

Solamente se han estudiado las evidencias que implican comportamientos de búsqueda de alimento por depredación (perforaciones, roturas y/o hundimientos en el caparazón) y de domicilio o refugio.

En el primer caso, se han reconocido dos tipologías de perforaciones. Una está formada por orificios cilíndricos, de contorno redondeado, muy regulares, cuyo diámetro varía entre 3 mm y 5 mm, con una media en torno a 1,5 mm y la segunda, por perforaciones y/o depresiones de contorno subcircular o alargado, irregulares, con un diámetro mínimo medio de aproximadamente 1 mm y uno máximo, medio de 3,5 mm. Las primeras pueden aparecer en cualquier parte de la cara apical, aunque suelen ser más frecuentes sobre los ambulacros petaloideos, especialmente en sus zonas poríferas. Las segundas presentan una disposición similar, casi siempre en la zona petaloidea, así como en la cara oral.

En cuanto a las roturas, éstas se limitan a profundas incisiones o mordiscos en el ambitus del caparazón . Estos mordiscos son de escala centimétrica, entre 2,5 y 5 cm de longitud, y presentan señales de los dientes del depredador (peces), así como evidencias de reparación, aglutinando fragmentos calcáreos para sellar las heridas o bien produciendo secreciones anormales de material secundario que han dado lugar a crecimientos teratológicos muy espectaculares.

Todos estos casos son fenómenos bastante frecuentes y bien conocidos. Las perforaciones están relacionadas con la actividad depredadora de gasterópodos cassidídos. Por otra parte, las depresiones irregulares y las roturas suelen relacionarse con la acción mecánica de impactos en medios muy agitados, mientras que los mordiscos se relacionan con la acción depredadora de diversos crustáceos como cangrejos, langostas, etc., o bien por otros equinodermos, como las estrellas de mar. Otros depredadores activos pueden ser los peces o ciertos mamíferos como las nutrias e incluso el hombre.

Las estructuras bioerosivas que denotan la búsqueda y/o construcción de un domicilio permanente están representadas por *Gastrochaenolites*, relativamente abundante y en mucha menor medida, por *Maeandropolydora*. Las primeras, suelen presentar una disposición verticalizada en los 2-3 primeros milímetros de profundización, por lo que muestran, cuando no están erosionadas, la típica abertura en forma de ocho con un diámetro que varía entre 1-2 mm como mínimo a 8-9 mm como máximo. A continuación, la cavidad principal se dispone paralela al sustrato, aprovechando al máximo su espesor, por lo que la madriguera adopta una posición subparalela o inclinada en función de cómo lo haga el caparazón. La longitud de la cavidad principal varía entre 5 y 21 mm. Aparecen de forma mayoritaria en la zona petaloidea de la cara apical. Están relacionadas con la actividad perforante de bivalvos litófagos. La segunda estructura es muy escasa y está representada por surcos sinuosos, con una anchura media de 0,7 mm y de poca longitud (16 mm). Se han localizado muy dispersas en la cara apical, sobre todo en los ambulacros y se relacionan con la actividad de anélidos.

La energía del medio se pone de manifiesto en las numerosas señales de rotura y hundimientos de los caparazones, aunque no debió ser muy elevada, ya que éstos tuvieron que permanecer en condiciones bastante estables como para permitir el asentamiento de los bivalvos litófagos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Programa PRAXIS XXI mediante una beca de doctorado (Praxis XXI/BD/21466/99) a Ana Santos, así como por la ayuda al Grupo de Investigación RNM 316 "Tectónica y Paleontología" de la Junta de Andalucía y por el Proyecto BTE2000-0584: "El Neógeno del Mediterráneo Occidental (III): Paleobiología, Paleoclimatología y Bioestratigrafía".

CONTROL ASTRONÓMICO DE LA PLUVIOSIDAD EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Sierro, F.J.[1], Ledesma, S. [1], Flores, J.A. [1], Bárcena, M.A. [1], Martínez del Olmo, W. [2], Torrescusa, S. [2]

[1] Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. 37008, Salamanca
[2]Repsol-YPF. Paseo de la Castellana, 280, 28046, Madrid.

El clima en el sur de España es seco, especialmente durante el verano; el índice medio de precipitaciones anuales varía entre 500 y 200 mm y estas condiciones parecen haber permanecido constantes a lo largo de los últimos 5000 años, si bien entre 5 y 9000 años se registra un período especialmente lluvioso en la península que coincide con el ultimo máximo de insolación estival en latitudes del Hemisferio norte.

Los estudios llevados a cabo en las márgenes Atlántica (golfo de Cádiz) y Mediterránea (Almería, Golfo de Valencia) desde el Tortoniense al Plioceno superior demuestran que la variabilidad en la pluviosidad anual en la península ibérica estuvo claramente ligada a los cambios astronómicos en la configuración de la geometría del sistema Tierra-sol.

Los aportes de arcilla de origen terrígeno son suministrados en el Golfo de Cádiz por los ríos Guadalquivir y Guadiana, mientras que en el Golfo de Valencia y Almería por ríos mas pequeños que drenan grandes regiones del sur y Este de España. Durante las etapas de mayores precipitaciones anuales, el caudal de los ríos se incrementa y por tanto existe una mayor tasa anual de aporte de arcilla hacia las plataformas marinas del Atlántico y del Mediterráneo.

Las diagrafías obtenidas en los depósitos del Neógeno superior del Golfo de Cádiz y Golfo de Valencia muestran que los contenidos en arcilla experimentaron fuertes variaciones cíclicas, que pueden ser fácilmente correlacionables con los ciclos astronómicos de insolación estival en el Hemisferio norte. Durante las etapas de máxima radiación estival se registra una mayor entrada de componentes terrígenos arcillosos al mar, mientras que este aporte se reduce considerablemente durante las etapas de baja radiación estival. Cuando la excentricidad de la orbita terrestre alcanza sus valores más bajos, en particular durante los mínimos de excentricidad que tienen lugar cada 400.000 años, se registran largos períodos de sequía que pueden prolongarse durante mas de dos ciclos de precesión.

Los fenómenos de interferencia entre oblicuidad y precesión, que se hacen patentes en la curva astronómica con cierta regularidad, se registran también en las diagrafías, constituyendo excelentes herramientas en los análisis cicloestratigráficos.

La calibración de estas diagrafías con la curva astronómica ha sido posible utilizando determinados eventos biostratigráficos que fueron previamente datados astronómicamente en series rítmicas del Mediterráneo. Esta calibración permite correlaciones de alta resolución a nivel global con un error inferior a 20.000 años. En el área de la cuenca del Guadalquivir esta técnica nos ha permitido situar con gran precisión el límite Mioceno-Plioceno, un evento especialmente catastrófico en el Mediterráneo como consecuencia de la inundación de la cuenca después de la desecación Messiniense.